

6. Petrographische Beschreibung einiger Basalte von Patagonien, Westantarktika und den Süd-Sandwich-Inseln.

Von
Olof Bäckström.

Inhalt.

Vorwort.

Die Basalte des patagonischen Flachlandes.

Historischer Rückblick.

Geologischer Bau des patagonischen Flachlandes.

Auftreten und Alter der Basalte.

Petrographische Beschreibung.

Die Pampasbasalte im südlichen Patagonien.

Die basaltischen Gesteine der Sierra de los Baguales.

Einige Basaltvorkommen nördlich vom Lago Argentino.

Das Basaltvorkommen am Rio del Oro.

Zusammenfassung.

Die Basaltformation Westantarktikas.

Kurze Übersicht der Geologie Westantarktikas.

Die Ross-Insel.

Die Cockburn-Insel.

Der Snow Hill-Gang.

Die Paulet-Insel.

Das südliche Vulkangebiet.

Die Süd-Sandwich-Inseln.

Lage und Entdeckungsgeschichte.

Petrographische Beschreibung der Insel-Gesteine.

Über die Beziehung zwischen Patagonien und Westantarktika.

Vorwort.

Diese Arbeit teilt die Resultate einer petrographischen Untersuchung der ausserandinen und ausserantarktandinen basaltischen Ergussgesteine Patagoniens und Westantarktikas¹ nebst der Geologie der Süd-Sandwich-Inseln mit. Das südamerikanische Material stammt teils von der NORDENSKJÖLD'schen Expedition nach den Magellansländern (1895—96) teils von der schwedischen Magellansexpedition (1907—09), geleitet von D:r C. SKOTTSBERG, und wurde von dem Petrographen dieser Expedition Prof. P. QUENSEL gesammelt. Das antarktische Material ist von der schwedischen Südpolar-expedition (1901—03) heimgebracht und hauptsächlich von Prof. O. NORDENSKJÖLD eingesammelt worden. Neben Gesteinen von den oben erwähnten Gebieten habe ich auch Gelegenheit gehabt, eine Sammlung ähnlicher Gesteine von den Süd-Sandwich-Inseln zu untersuchen. Diese Sammlung ist von Kapt. C. A. LARSEN während einer Fahrt von seiner Fangstation auf Süd-Georgien nach diesen Inseln im Jahre 1907 zusammengebracht und von ihm dem städtischen Museum zu Göteborg übergeben worden. Der Vorstand der mineralogischen Abteilung des Museums Prof. O. NORDENSKJÖLD hat mir sowohl Gesteine und Dünnschliffe zur Verfügung gestellt als auch eine chemische Analyse auf Kosten des Museums ausführen lassen, ein Entgegenkommen, wofür ich hier meinen besten Dank ausspreche.

Den Herrn Prof. O. NORDENSKJÖLD und P. QUENSEL bin ich weiter sowohl für das überlassene Material als auch für freundliche Ratschläge während meiner Arbeit zu grossem Dank verpflichtet, so auch meinem verehrten Lehrer Prof. A. G. HÖGBOM, welcher mir die Hilfsmittel des Instituts zur Verfügung gestellt hat und meine Arbeit stets mit regem Interesse begleitet hat.

Diese Arbeit lag im Manuskript schon im Jahre 1912 grösstenteils fertig, die Veröffentlichung ist durch andere Arbeiten bis jetzt verspätet worden.

Mineralog-Geol. Inst. Upsala im Febr. 1915.

Die Basalte des patagonischen Flachlandes.

Historischer Rückblick.

Die ersten Nachrichten über die Geologie Patagoniens verdanken wir D'ORBIGNY, welcher in einer im Jahre 1842 herausgegebenen Arbeit die sedi

¹ Der Name Westantarktika ist neulich von NORDENSKJÖLD als Bezeichnung der pazifischen Teile des antarktischen Kontinents vorgeschlagen worden. Obwohl eine Einteilung Antarktikas nach diesem Prinzip nicht ohne Schwierigkeit durchführbar ist, scheint mir dieser Name des betreffenden Gebiets doch besser, als die früher gebrauchten, ursprünglich nur an einzelne Küstenstrecken gebundenen Namen (Graham Land u. a.).

mentären Formationen des nördlichen Patagoniens auf Grund von Observationen, welche er während einer Reise in den genannten Gegenden im Jahre 1829 vorgenommen hatte, behandelt. Eine umfassendere Darstellung der geologischen Verhältnisse in Patagonien hat CHARLES DARWIN gegeben. Während seiner Reise um die Welt in der Beagle (1832—36) landete er an verschiedenen Stellen der patagonischen Küste und hatte dadurch Gelegenheit, Beobachtungen über die Geologie des Landes zu machen. DARWIN'S Untersuchungen waren aber nicht ausschliesslich an die Küstengebiete geknüpft, sondern auch das Innere des Landes wurde von ihm bereist. Er drang nämlich zusammen mit dem Kapitän FITZ-ROY den Santa-Cruz-Fluss aufwärts und kam bis auf etwa 50 km an dem Lago Argentino heran, doch ohne diesen See zu entdecken. Von dieser Bootfahrt datiert unsre erste Kenntnis von der gewaltigen Basaltformation Patagoniens und ich werde darum die Untersuchungen DARWIN'S und seine Ansichten über die Entstehungsweise der genannten Gesteine kurz besprechen.

Der Santa-Cruz-Fluss läuft in einem in den tertiären Sedimentablagerungen des patagonischen Flachlandes tief eingeschnittenen Tal. Als nun DARWIN etwa 100 km von der Küste gekommen war, beobachtete er, dass das Sedimentplateau von einer mächtigen, aus mehreren über einander liegenden Lavaströmen bestehenden Basaltdecke bedeckt war. Ihre Mächtigkeit war an dieser Stelle etwa 120 Fuss und 35 englische Meilen weiter landwärts war sie schon auf 320 Fuss angewachsen. Weil nun die unterliegenden Sandsteine schwach von der Cordillera abfielen, glaubte DARWIN, dass die Eruptionsherde der Basalte in der Cordillera lägen und der Basalt in gewaltigen Strömen über die schwach geneigte Unterlage ausgeflossen wäre. Der Zeitpunkt der Eruptionen nahm er aus später zu erwähnenden Gründen als gleichzeitig mit dem Absetzen der obersten Teile des unterlagernden Sandsteines an, welchen er als eine marine Bildung auffasste. Die Eruptionen wären also submarin. In den patagonischen Lavadecken hätte man nach DARWIN das ausgezeichnetste Beispiel von weitherstammenden riesigen Lavaströmen, welche alle übrigen in der Welt übertreffen würden.¹

Spätere Untersuchungen haben erwiesen, dass die Basaltdecke am Rio Santa Cruz von lokaler Herkunft sei; das Resultat, wozu DARWIN gelangt war, ist aber leicht erklärlich, wenn man bedenkt, dass DARWIN nur einmal auf das Plateau hinaufgekommen war, und dass er die meisten Observationen betreffs der Basalte vom Talboden aus gemacht hat. Hätte er Gelegenheit gehabt, die grossen Lavafelder auf dem Plateau näher zu studieren, so würde er gewiss, die zahlreichen da liegenden Kraterreste bemerkt haben und keine so weit entfernte Quelle der Lavaströme als diejenige der Cordillera angenommen haben.

Einzelne Notizen über die Basalte Patagoniens kommen seit dem Erscheinen von DARWIN'S für unsre Kenntnis von Südamerika so wertvolle

¹ CH. DARWIN, Geological Observations on South-Amerika. London 1846, p. 115 f.

»Geological Observations« in der Literatur, die sich hauptsächlich mit den sedimentären Formationen beschäftigt, mehrmals vor. Ein näheres Eingehen auf diese Angaben dürfte zu weit führen. Durch die schwedische Expedition nach den Magellansländern (1895—97) unter Leitung von O. NORDENSKJÖLD wurde ein zusammenfassender Überblick über die Geologie und Petrographie des südlichen Patagoniens und Feuerlandes erhalten. Freilich war der feuerländische Archipel das Arbeitsgebiet der französischen Expedition der internationalen Polarforschung (1882—83) und der italienisch-argentinischen Expedition unter BOVE (1882), aber weil die Untersuchungen fast ausschliesslich in die andine Region fallen, so geben die Arbeiten von HYADES und LOVISATO¹ wenige Auskünfte über die hier in Betracht kommenden ausserandinen Eruptivgesteine. NORDENSKJÖLD, dessen Forschungen zum grössten Teil in die andine Region fallen, hat die Basalte teils in der Sierra de los Baguales teils in der Gegend von Rio Gallegos studiert. Das bis jetzt einzige Vorkommen ausserandiner Basalte im Feuerlande wurde von ihm entdeckt. Die Sammlungen NORDENSKJÖLD's wurden aber, was die Basalte anbelangt, nie Gegenstand einer eingehenden Untersuchung. In seiner Abhandlung über »Die krystallinen Gesteine der Magellansländer«² hat er einige Basaltvarietäten kurz beschrieben und auf seiner geologischen Karte über Südamerika südlich von 52° s. Br.³ hat er alle damals bekannten Basaltvorkommen markiert. HAUTHAL, der das Gebiet zwischen Seno de la Ultima Esperanza und Lago Argentino besucht hat, liefert eine detaillierte Karte über diese Gegenden und in seinen Erläuterungen zu HAUTHAL'S »Geologische Skizze« gibt WILCKENS einige Notizen über die Basalte der Sierra de los Baguales und der Meseta de las Vizcachas.⁴ Die »Princeton University Expedition« unter HATCHER hat wichtige Untersuchungen, hauptsächlich paläontologischer und stratigraphischer Art, in der ausserandinen Region, teils an der patagonischen Küste, teils in den inneren Teilen des Landes in der Gegend östlich der Seen Viedma bis San Martin gemacht. Die Darstellung der physischen Geographie und Geologie Patagoniens von HATCHER⁵ enthält wertvolle Auskünfte über das geologische Auftreten der s. g. Mesetabasalte. Petrographische Angaben fehlen aber vollständig. Zuletzt war das ganze Gebiet in der Nähe der Andenkette zwischen dem Lago Nahuel-Huapi im Norden bis zur Magellanstrasse im Süden das Arbeitsgebiet der schwedischen

¹ Mission scientifique du Cap Horn 1882—83. Tome IV. Geologie. Paris 1887.

² Wiss. Ergebn. d. schwed. Exped. nach den Magellansländern. Bd I, N:o 6. Stockholm 1905.

³ Explanatory Notes to accompany the geol. Map of the Magellan Territories. Ibid. N:o 3. Stockholm 1899.

⁴ O. WILCKENS, Erläuterungen zu R. Hauthals geol. Skizze des Gebiets zwischen dem Lago Argentino und dem Seno de la Ultima Esperanza. Bericht d. Naturforsch. Ges. zu Freiburg i Br. Bd 15. 1907.

⁵ J. B. HATCHER, Reports of the Princeton University Expedition to Patagonia 1896—99. Vol. 1. Princeton 1903, sowie eine Abhandlung in Amer. Journ. of Science. Ser. 4. N:o 4. 1897.

Magellansexpedition (1907—09) unter Leitung von D:r C. SKOTTSBERG. Die geologisch-petrographischen Arbeiten wurden von Prof. P. QUENSEL, die paläontologisch-stratigraphischen von D:r TH. HALLE ausgeführt. Die Expedition hat daneben wertvolle Untersuchungen im Feuerlande und in der Küstencondillera Chiles gemacht. QUENSEL verdankt man eine zusammenfassende Darstellung der Geologie und Petrographie der patagonischen Cordillera südlich von 41° s. Br. sowie eine geologische Karte über Patagonien.¹

Ehe ich diesen historischen Rückblick abschliesse, will ich an die Arbeit erinnern, welche die argentinische Grenzkommission, geleitet von D:r MORENO, ausgeführt hat. Freilich war die Aufgabe der Kommission hauptsächlich, Patagonien in der Nähe der Wasserscheide zu kartieren, aber die umfangreichen Bände, welche die Kommission veröffentlicht hat, geben mit ihren grossen Zahl von Karten und Photographien eine gute Vorstellung von den Naturverhältnissen des Landes. MORENO hat auch in einer Reihe von Abhandlungen seine Ansichten über viele geologische und geographische Fragen betreffs Patagonien publiziert. Dem Aufsatz MORENO's »Explorations in Patagonia«² habe ich einige Angaben über das Vorkommen und Auftreten der Basalte entnommen.

Geologischer Bau des patagonischen Flachlandes.

Ehe ich mit der Beschreibung der patagonischen Basalte beginne, will ich in einigen Worten die Hauptzüge der Geologie des Landes und vor allem der ausserandinen Region behandeln. Schon durch die Untersuchungen DARWIN's wurde die grosse Verschiedenheit zwischen den östlichen und westlichen Teilen Patagoniens bekannt. Im Westen finden wir den gewaltigen Gebirgszug der Cordillera, welche steil aus dem pazifischen Ozean emporsteigt und deren höchste Spitzen in den hier in Betracht kommenden Gegenden eine Höhe von 3—4000 m erreichen. Die Cordillera ist von gefalteten, metamorphen Sedimenten und mächtigen Eruptivmassen aufgebaut. Unter den Eruptivgesteinen sind die s. g. Andendiorite, welche die Küstencordillera Chiles bilden, besonders zu erwähnen. Die Faltungsepochen reichen vom Jura bis zum Tertiär³. Teilweise ist auch die Zentralcordillera als eine Eruptivkette ausgebildet. Im Osten der Cordillera breitet sich ein ausgedehntes Flachland bis zum atlantischen Ozean aus. In der Nähe der Cordillera hat es eine Höhe von 1000—1500 m und senkt sich dann langsam, teilweise terrassenförmig,

¹ P. D. QUENSEL, Geologisch-petrographische Studien in der patagonischen Cordillera. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XI, p. 1—114. Auch als Akademische Abhandlung. Upsala 1911.

² Geograph. Journal. Vol. 14. 1903, p. 241.

³ QUENSEL, Geol. u. Petr. Studien, p. 26.

zur atlantischen Küste. Dieses Flachland, welches in der Literatur den Namen »der Patagonischen Pampas« erhalten hat, ist von fast horizontal liegenden Sandsteinen, Konglomeraten und Tonen cretaceischen und tertiären Alters aufgebaut. Die Schichten sind in der Nähe der Cordillera bei der Faltung etwas mitgeschleppt worden, und nehmen dann eine etwas mehr geneigte Lage ein. Durch die Arbeiten von DARWIN, AMEGHINO, MERCERAT, STEINMANN, WILCKENS, HATCHER, DUSÉN u. a. ist die Flora und vor allem die Fauna dieser Formationen verhältnismässig gut bekannt.¹

Das oberste Glied der Kreideformation scheint nach HAUTHAL und WILCKENS im südlichen Patagonien hauptsächlich von marinem Ursprung zu sein. Im Norden aber überwiegen die kontinentalen Bildungen. Nach WILCKENS ist die marine Kreide im Süden von obersenonischem Alter (San Jorge-Stufe), die kontinentale Fazies fasst er unter dem Namen »guaranitische Sandsteine« zusammen und schreibt ihnen ein etwas höheres Alter zu. ROTH hält die San Jorge-Stufe und die guaranitischen Sandsteine für äquivalent (Dinosaurierformation). Über diesen cretaceischen Ablagerungen liegen nach HAUTHAL und ROTH konkordant, nach STEINMANN und HATCHER diskordant die tertiären Bildungen. Nach WILCKENS gibt es in Patagonien keine Übergangsschichten Kreide—Tertiär in mariner Fazies, sondern während der Zeit, welche dem Hiatus zwischen mariner Kreide und Tertiär entspricht, wurde Patagonien über das Meer erhöht und denudierenden Kräften ausgesetzt. Die Kreideablagerungen, welche jetzt in Patagonien vom Rio Negro bis zum Seno de la Ultima Esperanza in vereinzelt Vorkommen zu finden sind, wurden dann teilweise abgetragen. Als das Meer in der Tertiärzeit wieder transgressiv über Patagonien eingriff, wurden die Tertiärablagerungen auf dieser erodierten Oberfläche abgesetzt, zuweilen auf der Jura, zuweilen auf der Kreide und oft konkordant mit den unterliegenden Schichten. In Bezug auf die untersten Tertiärablagerungen weichen HATCHER und WILCKENS dadurch von einander ab, dass der letztere die Pyrotherium-Schichten AMEGHINO's als eine terrestrische Bildung von eocänem und oligocänem Alter deutet, welche der Regressionsperiode zwischen mariner Kreide und Tertiär entsprechen sollte, während HATCHER denselben Schichten kein bestimmtes Alter zuschreibt, sondern glaubt, dass sie teils eocän, teils miocän und sogar pleistocän sein können. Die untersten Tertiärablagerungen glaubt HATCHER in den marinen Sandsteinen, welche er am Punta Arenas ange-troffen hat, gefunden zu haben. Es sind die s. g. »Magellanian Beds«,

¹ Einen historischen Rückblick über die Literatur, welche sich mit der Stratigraphie Patagoniens beschäftigt, findet man in der Arbeit von O. WILCKENS »Die Meeresablagerungen der Kreide- und Tertiärformation in Patagonien. Neues Jahrb. für Min. etc. Beil. Bd XXI, 1906, p. 98—195.— Andere Arbeiten über die Sedimentablagerungen Patagoniens sind: J. B. HATCHER, Sedimentary Rocks of Southern Patagonia. Amer. Journ. of Science. Ser. 4, No 9, 1900, p. 85—108. — S. ROTH, Beitrag zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonien und der Pampasregion. Neues Jahrb. für Min. etc. Beil. Bd XXVI, 1908, p. 92—150.

welchen er ein späteoänes oder altoligocänes Alter zuschreibt. Darüber folgt konform eine neue Sedimentserie mit eingelagerten Lignitflötzen, deren Alter HATCHER aus stratigraphischen Gründen auf mittleres oder oberes Oligocän schätzt; sie werden von den »patagonischen Ablagerungen« überlagert. WILCKENS zieht die Magellanian Beds mit den »Patagonischen Ablagerungen« zusammen. Die »Patagonischen Ablagerungen« oder die »Patagonische Molasse«, wie sie von STEINMANN und WILCKENS bezeichnet worden ist, und worin sie alle marinen Bildungen zusammenfassen, welche zwischen den Pyrotherium-Schichten und der Santa Cruz-Formation liegen, ist von feinkörnigen Sandsteinen und Tonen mit einer marinen Fauna aufgebaut. Der obere Teil, welcher von AMEGHINO und anfangs auch von HATCHER als eine besondere Formationsserie, die »Suprapatagonische Formation«, welche durch eine grosse Diskordanz von der Vorigen getrennt sein sollte, angenommen war, ist nach HATCHER nur eine Faziesbildung der patagonischen Formation, wo die Sedimente in einem seichteren Meere zum Absetzen gekommen und teilweise auch von littoralem Ursprung seien. Das Alter der ganzen patagonischen Formation (einschliesslich der suprapatagonischen) ist nach ORTMAN, welcher die Invertebratensammlungen HATCHER's beschrieben hat, spätoligocän bis altmiocän. WILCKENS schreibt der patagonischen Molasse ein untermiocänes Alter zu. In der mittleren oder oberen Miocänzeit fand eine Regression statt, während welcher die terrestrischen Santa-Cruz-Schichten abgesetzt wurden, die in ihren unteren Teilen mit der »Patagonischen Molasse« wechsellagern. Der ganze Sedimentkomplex birgt eine grosse Menge von Vertebratenfossilien. Die Mächtigkeit steigt nach HATCHER in der Gegend vom Lago Pueyrredon bis 1500 Fuss. In der Pliocänzeit transgredierte das Meer wieder über Patagonien. Das Zeugnis dieser Transgression wurde zuerst von HATCHER am Cap Fairweather unfern Gallegos an der atlantischen Küste gefunden. Es sind die s. g. »Cap Fairweather Beds«, welche die Santa-Cruz-Schichten dort diskordant überlagern. Dieselben Schichten glaubt HATCHER am Lago Pueyrredon gefunden zu haben. Nach WILCKENS wäre die pliocäne Natur der Ablagerungen HATCHER's am Pueyrredon, welche die Santa-Cruz-Formation dort konkordant überlagern sollten, etwas zweifelhaft, und die Transgression hätte nur die der atlantischen Küste am nächsten liegenden Teile von Patagonien getroffen (Parana-Stufe). Zuletzt mag auch die bekannte patagonische Geröllformation erwähnt werden. Die meisten Forscher setzen sie in Zusammenhang mit der Eiszeit. HATCHER glaubte anfangs, einen Übergang zwischen den Cap Fairweather Beds und der Geröllformation wahrgenommen zu haben; weitere Untersuchungen von ihm zeigten jedoch, dass dies nicht der Fall war.

Auftreten und Alter der Basalte.

Wie schon von DARWIN beobachtet worden ist, werden die sedimentären Formationen an vielen Stellen von Basalten überlagert. Ein Blick auf die geologische Übersichtskarte von QUENSEL zeigt sofort, dass die Basalte ihre hauptsächlichliche Verbreitung nördlich vom Rio Santa Cruz erreichen, und dass sie eine breite Zone inmitten der ausserandinen Region einnehmen. Die s. g. subandine Region unmittelbar östlich der Cordillera mit ihren Intrusionen von granitischen und essexitischen Gesteinen ist im allgemeinen, so viel wir wissen, frei von Basalten, so auch das Gebiet zwischen der zentralen Basaltregion und der atlantischen Küste. Südlich vom Rio Santa Cruz treffen wir das grosse Basaltgebiet der Meseta de las Vizcachas

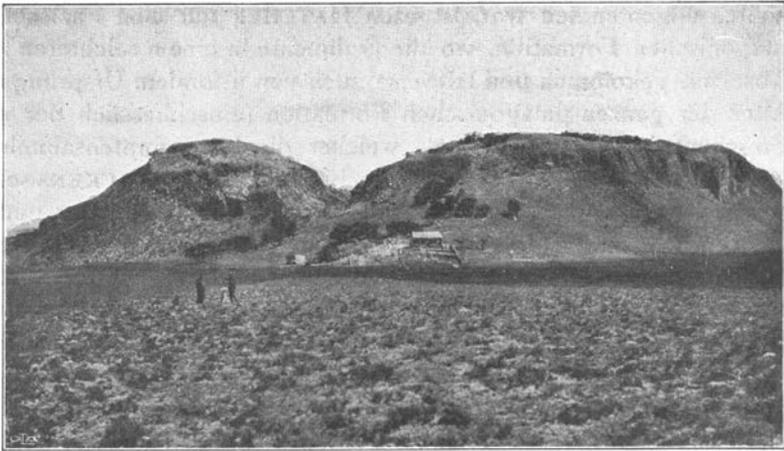


Fig. 1. Basaltkuppe. Morro Chico.

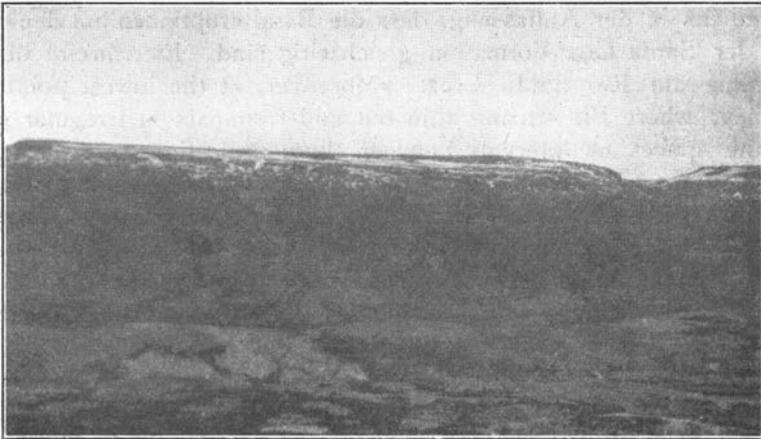
Nach Skottsberg

und der Sierra de los Baguales, welches aber gegen die Cordillera weiter als die nördlicheren vorgreift und gangförmige Ausläufer bis fast zur Grenze der Gebirgskette aussendet. Etwas südlicher findet man an den Abhängen der Meseta Latorre basaltische Tuffe nebst durchsetzenden Gängen, alles von einem Sandstein bedeckt.¹ Es sind die südlichsten Ausläufer der zentralpatagonischen Basaltregion, weiter gegen Süden und Westen kommen basaltische Gesteine nur sporadisch vor. Auf den Pampas zieht sich in beinahe W—O-Richtung eine Reihe von Basaltkuppen und kleinen Lavafeldern an den beiden Seiten des Rio Gallegos bis zur atlantischen Küste. Eine zweite Reihe von oft ziemlich gut erhaltenen Vulkankratern beginnt am Kap Virgenes an der Magellanstrasse und läuft dann in NW Richtung nach der obenerwähnten Reihe am Gallegos-Flusse hin. An der Mündung dieses Flusses treffen wir das schon lange bekannte Vulkangebiet »Los Frailes».

¹ G. STEINMANN, Reisenotizen aus Patagonien. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1883, II, p. 257.

Das patagonische Flachland östlich der Cordillera lässt sich nach HATCHER sowohl aus klimatologischen als aus morphologischen Gründen in zwei von einander abweichende Gebiete einteilen, teils die durch ziemlich reichliche Niederschläge charakterisierte magellanische Region, welche von HATCHER als »a rolling prairie« bezeichnet worden ist, teils das Gebiet nördlich vom Rio Santa Cruz, welches von mehr semi-aridem Charakter ist. Die Grenze zwischen den beiden Regionen ist natürlicherweise nicht scharf, wird aber von dem Santa Cruz-Fluss ziemlich gut markiert. Die Sierra de los Baguales und die Meseta de las Vizcachas gehört gewissermassen zur letzteren Region.

Die magellanische Region ist durch das kuppenartige Vorkommen der Basalte charakterisiert, zuweilen sind auch längere Vulkanreihen vor-



C. Skottsberg foto.

Fig. 2. Basaltmeseta, ö. des Rio Zeballos.

handen. Im allgemeinen dürften sie eine Höhe von 300 m selten übersteigen.¹

Nördlich vom Rio Santa Cruz überwiegen im Landschaftsbilde die Basalte. Hier ragen die Basaltplattformen hoch über die Pampas auf. Die innere Basaltregion ist als eine ausgeprägte Tafellandschaft zu bezeichnen, sie ist von fast jeder Spur von Vegetation entblösst, zuweilen sind die Basaltplattformen stark zerschnitten und infolgedessen schwer zu durchqueren. — Das wilde Aussehen des Bagualesgebietes ist schon mehrmals beschrieben worden.

Was das Alter der patagonischen Basaltformation anbelangt, so scheint aus den in der Literatur mitgeteilten Observationen hervorzugehen, dass die eruptive Tätigkeit hauptsächlich in miocäner Zeit angefangen hätte. Schon DARWIN hatte bemerkt, dass die Santa Cruz-Schichten teilweise

¹ A. MERCERAT, Coupes géologiques de la Patagonie australe. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires. Tomo V. Buenos Aires 1896—97, p. 311.

von vulkanischen Aschen und Konglomeraten aufgebaut seien. Er schreibt darüber »From its microscopic structure, and from its analogy with other formations in volcanic districts, it must be considered as originally of volcanic origin: it may have been formed by the the long-continued attrition of vast quantities of punice, or judging from the manner in which the mass becomes, in ascending the valley of S. Cruz, divided into variously coloured layers, from the long-continued eruption of clouds of fine ashes. In either case we must conclude, that the great southern volcanic orifices of the Cordillera (DARWIN glaubte, dass die Basalte aus der Cordillera stammten), now in dormant state, were at about this period over a wide space, and for a great length of time in action. We have evidence of this fact . . . and demonstrative proof of it at S. Cruz, in the vast deluges of basaltic lava.»¹ Seine Beobachtungen an den Lavaströmen bestärken ihn in der Auffassung, dass die Basalteruptionen mit den oberen Teilen der Santa Cruz-Formation gleichzeitig sind. Es schreibt über die Lavaströme am Rio Santa Cruz: »Moreover, at the lowest point down the valley, where the streams thin out and terminate in irregular projections, the spaces or intervals between these projections, are filled up to the level of the now denuded and gravel-capped surfaces of the plains, with the white-zoned sedimentary beds, proving that this matter continued to be deposited after the streams had flowed. Hence we may conclude, that the basalt is contemporaneous with the upper parts of the great tertiary formation.»² Dieselbe Ansicht wird von HATCHER, welcher die beiden grossen Basaltgebiete zwischen Rio Santa Cruz und Rio Chico de Santa Cruz besucht hat, ausgesprochen.

Die Santa Cruz-Formation kommt im Bagualesgebiet nicht vor. Der Tertiär ist dort durch die altniocäne patagonische Molasse vertreten. Nach HAUTHAL's geologischem Profil scheint es, als ob die Basaltformation der Sierra de los Baguales diskordant den Tertiär überlagerte.³ Nach dem genannten Profil und der Karte zu beurteilen, bildet die Unterlage der Basalte eine ziemlich ebene horizontale Fläche, welche die nach Osten schwach abfallenden Schichten abschneidet. Eine nicht unbedeutende Zeit muss demnach verflossen sein, zwischen dem Absetzen der marinen Ablagerungen der patagonischen Molasse und dem Anfang der eruptiven Tätigkeit, es ist demnach sehr wahrscheinlich, dass die Baguales-Basalte etwa gleichaltrig mit den Santa Cruz-Basalten seien.

Nach einer freundlichen Mitteilung von HALLE ist auch eine solche ebene Denudationsfläche an mehreren Stellen weiter gegen Norden zu sehen, wie z. B. an der San Martin Meseta und den übrigen Basaltmesetas. Zuweilen kommt diese Fläche ohne bedeckende Basalte, wie am Rio Chalia, vor.

¹ DARWIN, Geol. Observations, p. 119.

² DARWIN, Geol. Observations, p. 115.

³ WILCKENS, Erläut. zu R. Hauthals geol. Skizze, p. 20.

Das Alter dieser Denudationsfläche ist wegen Mangel an sicheren Observationen betreffs der davon abgeschnittenen tertiären Sedimentablagerungen unsicher, am besten scheint jedoch ihre Bildungszeit der Regressionsperiode im mittleren und oberen Miocän zu entsprechen.

Diese hauptsächlich während miocäner Zeit beginnende vulkanische Tätigkeit muss im allgemeinen schon in präglazialer Zeit abgeschlossen worden sein, denn mehrmals sind die Basalte und Tuffe von der patagonischen Geröllformation bedeckt, nur die höchsten Basaltplattformen pflegen frei davon zu sein. An der Meseta Latorre werden, wie schon STEINMANN observiert hat, die Tuffe von einem Sandstein überlagert. Das Alter dieses Sandsteins ist noch nicht bekannt, vielleicht gehört er der Santa Cruz-Formation an, und sind dann die Basalteruptionen an der



C. Skottsberg foto.

Fig. 3. Ansicht des Cerro Centinella vom Zeballospass.

Meseta Latorre schon in Miocän zu Ende gekommen. HATCHER erwähnt Lavaströme, welche von den Cap Fairweather Beds bedeckt sind.¹

Es gibt aber auch Beispiele, dass sich die Basalteruptionen bis in quartäre Zeit fortgesetzt haben. Mehrmals sind Lavaströme, die die patagonische Geröllformation überlagern, gefunden worden. Das Vulkangebiet »Los Frailes« hielt NORDENSKJÖLD für sicher quartär, so auch das kleine Vorkommen am Rio del Oro im Feuerlande. HATCHER hat Lavaströme gesehen, welche die Talabhänge herabgeflossen sind, und auf Flussgeröll nur einige Fuss über dem heutigen Wasserniveau der Flüsse ruhten. Keine Spuren von rezentem Vulkanismus sind jedoch in Patagonien beobachtet worden.

Über die Natur der Basalteruptionen ist unsre Kenntnis vorläufig sehr lückenhaft. HATCHER findet den Ursprung der Basalte in den zahlreichen Kraterresten und Spaltengängen, welche er mehrmals in den von ihm

¹ HATCHER, Report I, p. 225.

besuchten Gebieten beobachtet hat. HAUTHAL betrachtet die Basaltmeseta de las Vizcachas als einen deckenartigen Erguss. Nach freundlicher Mitteilung von QUENSEL bilden die Mesetas ziemlich ebene Flächen, welche mit massenhaft vorkommenden Basaltblöcken bedeckt sind. Im westlichen Teil der Mesetas findet man mehrmals höhere Basaltpartien, welche aber meistens stark zerschnitten sind. Es scheint nicht unwahrscheinlich, dass diese »Basalthorste« Zentralstellen der eruptiven Tätigkeit seien, von welchen aus die Basalte in ruhigen Strömen über das niedrigere Land geflossen seien. Tuffmaterial scheint im allgemeinen nur spärlich am Aufbau der Mesetas teilzunehmen. Einen solchen Zentralherd bildet im Gebiet östlich des Rio Zeballos der Cerro Centinella. Die Ausbildung der Lavaströme der Meseta scheint einer solchen Annahme nicht zu widersprechen, da sie dort überwiegend ein östliches Fallen zeigen.

Petrographische Beschreibung.

Die Pampasbasalte im südlichen Patagonien.

Im südlichen Patagonien, in den Pampasgegenden der magellanischen Region, findet sich eine Reihe kleinerer Vorkommen von Basalten, deren Lage aus den geologischen Karten NORDENSKJÖLD's und QUENSEL's hervorgeht. Im allgemeinen handelt es sich nur um kleinere, teilweise recht isoliert liegende Basaltkuppen und Lavafelder, nur an einigen Stellen, wie in dem s. g. Los Frailes-Gebiet südlich der Mündung des Rio Gallegos und an seinem Nebenfluss Rio Gallegos Chico erreichen sie eine erheblichere Grösse. Die einzelnen Vorkommen reihen sich oft in langen Ketten an einander an. So zieht z. B. eine Reihe oft gut ausgebildeter Vulkankrater von Kap Virgenes an der Mündung der Magellanstrasse in N. W. Richtung bis zum Rio Gallegos Chico ziemlich genau an der Grenze zwischen Chile und Argentina. NORDENSKJÖLD, der das Los-Frailes-Gebiet besucht hat, beschreibt davon »2 oder 3 vollständige Kratere, etwa 50 m im Diameter, die innere Wand mit einer senkrechten Höhe von 5—7 m... In der Nähe bestehen weite Felder aus Blocklava«.¹

Eine Basaltprobe von dem Los Frailes-Gebiet besteht aus einer schwarzen schlackigen Lava, worin mit blossem Auge einzelne Krystallindividuen nur mit Schwierigkeit zu entdecken sind. U. d. M. sieht man porphyrische Krystalle von Olivin und Augit in einer von Augit, Plagioklas, Magnetit nebst einer bräunlichen Glasbasis zusammengesetzten feinkörnigen Grundmasse. Die Olivine kommen spärlich in der gewöhnlichen Formenentwicklung vor. Der Winkel zwischen den optischen Achsen ist ziemlich genau 90°. Keine Spur von Umwandlungsprozessen lässt sich erkennen. Die porphyrischen Pyroxene sind oft sanduhrstruiert, Zwillinge nach (100) sind gewöhnlich, daneben kommen auch Durchkreuzungs-

¹ NORDENSKJÖLD, Die kryst. Gesteine, p. 236.

zwillinge nach einem anderen Gesetz, wahrscheinlich nach (101) vor. Die Einsprenglingspyroxene wie diejenige der Grundmasse sind von schwach grünlichroter Farbe, zeigen deutliche Bissektrisendispersion und mit der auf (001) heraustretenden Achse B stark dispergiert. Sie gehören demnach der Reihe der basaltischen Augite an. Die Plagioklase sind in der Grundmasse im Verhältnis zum Pyroxen nur untergeordnet vorhanden. Der Magnetit kommt reichlich vor. Die Glasbasis füllt die Zwickel zwischen den anderen Mineralien aus. Etwas reicher an Olivin und mit in der Grundmasse mehr hervortretendem Gehalt an Plagioklas der Labradoritreihe ist ein Basalt von den Lavaströmen am Casa Valdivieso am Rio Gallegos Chico, in seinen übrigen Eigenschaften stimmt er fast völlig mit dem oben beschriebenen Los Frailes-Basalte überein.

Holokrystalline Gesteinstypen kommen auch in diesem Gebiet vor. Ein Basalt von Gallegos Chico (10 km südlich der Grenze zwischen Chile und Argentina) zeigt diese Entwicklung. Olivin und Augit sind porphyrisch ausgebildet. Die Olivine zeigen die für basaltische Gesteine gewöhnlichen Formen, die Durchgänge nach (010) sind gut ausgebildet, weniger gut die nach (001). Sie sind auffallend frei von Interpositionen. Echte Penetrationszwillinge mit gegen einander senkrechten Achsenebenen nach einem nicht näher bestimmbareren Gesetz kommen spärlich vor, sowie auch parallele Verwachsungen. Die Pyroxene sind oft zonar ausgebildet, zeigen daneben auch Sanduhrstruktur und Zwillinge nach (100) und (110); nach der optischen Untersuchung liegen basaltische Augite mit grossem Achsenwinkel vor. Die Pyroxene der Grundmasse weichen in optischer Hinsicht nicht besonders von den porphyrischen ab. Zonarer Bau und Sanduhrstruktur fehlen ihnen jedoch. Die Plagioklase sind leistenförmig entwickelt und gehören den albitreicheren Gliedern der Labradoritreihe an.

Eine etwas abweichende Struktur zeigt ein Olivinbasalt von der südlichen Seite des Gallegos-Tales (etwa 70° 55' w. L.). Die Einsprenglinge bestehen fast ausschliesslich aus schön idiomorph ausgebildeten Olivinen und einigen nach (100) verzwillingten Pyroxenen. Die Grundmasse ist von idiomorphen Pyroxenkörnern und einem Plagioklas, der teilweise die Rolle der Mesostasis spielt, und worin die Pyroxene richtungslos umhergestreut liegen, zusammengesetzt.¹ Die Plagioklase sind nach dem Albitgesetz verzwillingt, aber mit unscharfen Zwillinglamellen. Die Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone beträgt im Maximum 32°, was der Mischung $Ab_{45}An_{55}$ entspricht. Apatit und Magnetit kommen recht allgemein vor. Die Olivine sind randlich in ein gelbes schwach pleochroitisches Mineral umgewandelt. Der Umwandlungsprozess schreitet, den Durchgängen des Olivins folgend, nach Innen vor, bis schliesslich das ganze Mineral durch die gelbe Substanz ersetzt worden ist. Die optische Untersuchung zeigt, dass das als Iddingsit beschriebene Mineral vorliegt. Der Iddingsit ist, wie erwähnt, schwach pleochroitisch. Die Absorption

¹ Siehe die Mikrophotographie in NORDENSKJÖLD, Die kryst. Gesteine etc.

des Lichtes ist grösser in der Richtung parallel der Spaltrisse als senkrecht dazu. Die Achsenebene liegt senkrecht zu derjenigen des Olivins. Die Iddingsitblätter sind parallel der Fläche (001) des Olivins eingelagert. Der Winkel zwischen den optischen Achsen ist gross. Wenn man wie gewöhnlich annimmt, dass die Achsenebene des Iddingsits parallel der Fläche (010) ist, und die spitze negative Bissektris auf (100) austritt, ergibt sich in diesem Falle die folgende Orientierung der Elastizitätsachsen des Olivins und des Iddingsits.

Olivin	Iddingsit	[Fläche (100) parallel der Fläche (001) des Olivins eingelagert u. s. w.]
001 y	100 x	
100 z	001 z	
010 x	010 y	

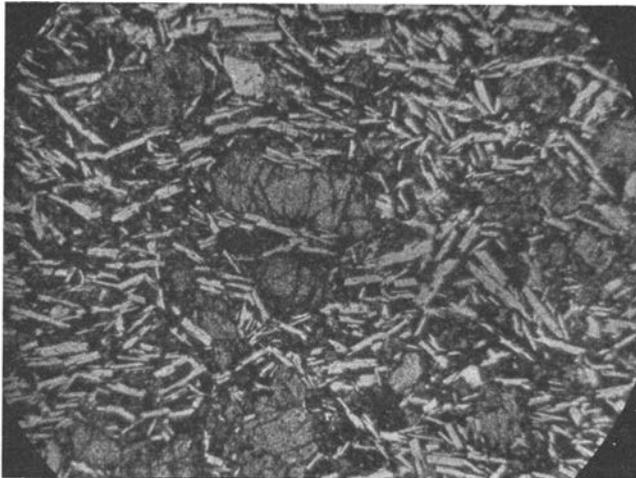


Fig. 4. Olivinbasalt. Morro Domeyko. Vergr. 20 \times .

Dieselbe Orientierung ist von WINCHELL,¹ BACKLUND,² SIGMUND³ u. a. beobachtet.

Das Gestein der Basaltkuppe Morro Domeyko ist trachtyoidal ausgebildet und ziemlich grobkörnig. Die Mineralien der ersten Generation sind hauptsächlich Olivin, der teilweise in Serpentin umgewandelt worden ist, daneben kommen auch, allerdings spärlich, zonar- und sanduhrstruierte Pyroxene und einzelne Plagioklasindividuen vor. Die Grundmasse ist durch die trachtyoidale Anordnung der Plagioklasleisten charakterisiert. Zwischen ihnen liegen runde Körner von basaltischem Augit und einer braungefärbten

¹ WINCHELL, Optical Mineralogy.

² H. BACKLUND, Les diabases du Spitzberg oriental. Missions scientifiques pour la mesure d'un arc de méridien etc. St. Pétersbourg 1907. II: 9.

³ A. SIGMUND, Die Basalte der Steiermark. T. M. P. M. XVI. 1897, p. 355.

Glasbasis. Der Magnetit kommt durch die ganze Masse zerstreut aber nicht reichlich vor.

Etwas südlich von 52° s. Br. am Rio Penitente liegt eine kleine Basaltkuppe, Morro Chico, deren makroskopisch dichtes Gestein u. d. M. eine eigentümliche Struktur zeigt. Als Einsprenglinge kommt nur ein stark serpentinisierter Olivin vor. Die Grundmasse besteht aus Plagioklasleisten, Augitkörnern, Ilmenit und einer dunklen Glasbasis. Der Ilmenit bildet zum Teil eine Mesostasis, zum Teil ist er in langen Nadeln entwickelt, welche in kleinen Bezirken genau mit einander parallel orientiert sind und in der Regel auch parallel der Auslöschungsrichtungen der benachbarten Olivine.

Ein feldspatreicher andesitischer Typus kommt am Gallegos Chico (52° s. Br.) vor. Er ist schlackig und mit grösseren Krystallen von Augit und Plagioklas in einer von den genannten Mineralien und Erz zusammengesetzten Grundmasse ausgebildet. Die Wände der zahlreichen Blasenräume sind mit einem dünnen Rand von kleinen isometrischen Quarzindividuen bekleidet, welches Mineral auch ausnahmsweise, und zwar dann in grösseren, zum Teil fasrigen Aggregaten die zentralen Partien ausfüllt. Als Regel gilt, dass die Mandelausfüllung entweder aus Kalkspat oder aus einem grünen pleochroitischen chloritischen Mineral mit sehr kleinem negativem Achsenwinkel und positivem Charakter der Längsrichtung besteht. Die Doppelbrechung ist nicht unbeträchtlich. Ob eine Penninart oder ein Leptochlorit (Delessit?) hier vorliegt, ist optisch nicht zu entscheiden. Zuweilen trifft man alle die genannten Mineralien in derselben Mandel an und zwar von Aussem nach Innen: Quarz-Chlorit-Kalkspat.

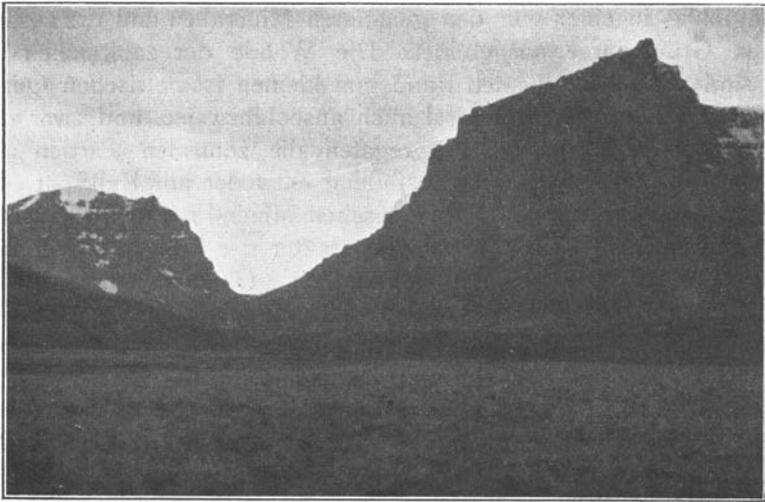
Der Chlorit kommt auch als Umwandlungsprodukt des Augits vor.

In der Nähe des Lago Payne hat NORDENSKJÖLD einige Stücke von Basalt gesammelt. Sowohl vollkrystalline wie schlackig entwickelte Typen kommen vor. In ihren mikroskopischen Eigenschaften stimmen sie fast völlig mit den oben beschriebenen Gesteinen überein. Erwähnenswert ist nur das Vorkommen von Einschlüssen teils von einem grobkörnigen Plagioklas-Augit-Aggregat, teils von einem Tonschiefer.

Die basaltischen Gesteine der Sierra de los Baguales.

Die Sierra de los Baguales erreicht eine Höhe von 1700 m und ist von mächtigen, zum Teil agglomeratischen Tuffen mit eingeschalteten Basaltdecken und intrusiven Lagergängen aufgebaut. Die Unterlage besteht gewöhnlich aus tertiären Schichten, vereinzelt lagern die Basalte auf dem Lahillia-Sandstein der Kreideformation. Der Tuff ist von schlackigen Lavastücken, welche von einem verwitterten Zement zusammengehalten werden, gebildet. Die Schichtung ist deutlich in Bänken von 10—15 m oder mehr. Neben diesen deckenartigen Vorkommen findet man auch

in der Nähe der Sierra de los Baguales intrusive Betten und Gänge. Schon QUENSEL hat Basalte und Diabase von einigen solchen Lokalen (Cerro Cagual, Cattle's Estancia, u. s. w.) beschrieben. Vor allem das Gebiet zwischen Rio de la China und Rio Rico ist von solchen jetzt hoch über die leichter wegdenudierten cretaceischen Sedimenten emporragenden Eruptivgängen und Decken gekennzeichnet. An den Quellen des Rio Male kommen auch ähnliche Decken vor. Es sind die der Cordillera am nächsten vorgeschobenen Ausläufer der eruptiven Tätigkeit des Bagualesgebiets. Die Meseta de las Vizcachas scheint hauptsächlich aus Lava-decken zu bestehen, nähere Angaben über das geologische Auftreten der Basalte fehlen aber. Von der Meseta Latorre hat schon STEINMANN das Vorkommen basaltischer Tuffe und Gänge, welche die patagonische Mo-



C. Skottsberg foto.

Fig. 5. Tuffformation der Sierra de los Baguales.

lasse überlagern, bzw. durchschneiden, berichtet. Die Gesteine dieses Gebiets zeigen grössere Variationen als die oben beschriebenen Pampasbasalte.

Von echten Olivinbasalten liegen einige Proben vor. Makroskopisch sind es schwarze aphanitische Gesteine, worin die glänzenden Olivinkörner und Plagioklasleisten deutlich hervortreten. U. d. M. charakterisieren sich diese Gesteine als typische holokrystallin-porphyrische Olivinbasalte. Als Einsprenglinge kommen nur Olivin und Plagioklas vor. Die Olivine sind idiomorph ausgebildet aber gewöhnlich stark korrodiert, wobei jedoch die Krystallumrisse noch gut erhalten sind. Das Magma ist durch enge Korrosionsschläuche in das Innere des Krystalls eingedrungen, welcher fast vollständig aufgelöst sein kann; die äusseren Begrenzungsflächen bleiben jedoch von der korrodierenden Wirkung des Magmas beinahe unberührt. Es zeigt sich somit, dass die Krystallflächen in diesem Falle

recht widerstandsfähig gegen die auflösende Wirkung des Magmas seien, was wohl damit zusammenhängt, dass die Krystallflächen einem Minimum der Lösungsgeschwindigkeit entsprechen,¹ ein Resultat, welches im Einklang mit den Ergebnissen der Aetzversuche und der Krystallisationstheorie von P. CURIE steht. Die Olivine sind weiter von einer beginnenden Umwandlung in Serpentin nach den Spaltrissen angegriffen worden. Die Plagioklase sind nach der a-Achse gestreckt. Sie sind nach dem Albitgesetz und zumal auch nach dem Periklingesetz verzwillingt. Daneben kommen auch Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz und nicht näher zu bestimmende Durchkreuzungszwillinge vor. Die optische Prüfung der Plagioklase zeigt, dass sie eine labradoritische Zusammensetzung haben. (symm. Maximiauslöschung 29°). Nur ausnahmsweise sind sie zonarstruiert. Die Pyroxene, die in kleinen Körnern in der Grundmasse liegen, sind gewöhnlich idiomorph ausgebildet. Die vorherrschenden Flächen sind (100), (010), (111) und mit (110) zurücktretend. Die Pyroxene gehören der Reihe der basaltischen Augite an. Stäbchen von Magnetit liegen in der Grundmasse und teilweise auch in den Feldspaten als Einschlüsse zerstreut. Die Struktur des Gesteins ist eine ausgeprägt trachtyoidale.

Durch zunehmenden Gehalt an Plagioklas gehen die Baguales-Basalte in Gesteine über, welche sich zu den normalen Olivinbasalten verhalten, wie die s. g. paläozoischen Navite zu den Melaphyren. Solche feldspatreiche Gesteine sind von NORDENSKJÖLD im oberen Laufe des Rio Baguales gesammelt worden. Das Gestein ist plattenförmig abgesondert und zeigt makroskopisch nur Einsprenglinge von Plagioklas. U. d. M. sieht man zahlreiche Einsprenglinge von einem basischen Plagioklas ($Ab_{35}An_{65}$) und Olivin. Die letzteren sind fast vollkommen in Iddingsit und ein filziges serpentinähnliches Mineral umgewandelt worden. Die Iddingsitpseudomorphosen kommen nur am Rande des Olivins vor, die inneren Teile sind von dem filzigen Aggregat eingenommen. Ob diese verschiedenartige Ausbildung der Umwandlungsprodukte auf einem zonaren Bau des Olivins beruht, so dass z. B. die äussere Zone eisenreicher ist als die innere, lässt sich optisch nicht entscheiden. DOSS beschreibt von den Basalten Syriens eine Umwandlung der Olivine, teils in ein wahrscheinlich mit Iddingsit identisches Mineral, teils in Serpentin.² Der Iddingsit füllt die zentralen Partien des Krystalls aus und setzt mit einer scharfen Grenze, welche konform mit der Flächenbegrenzung verläuft, gegen die randliche serpentinisierte Zone ab. DOSS nimmt an, dass die Olivine im Inneren reicher an Fayalitmolekülen als die äussere Zone seien, was in Widerspruch zu den Angaben ROSENBUCH's steht, welcher eine peripherische Anreicherung an Fayalit in den Olivinen der Ergussgesteine angibt, was auch durch die optische Untersuchung SIGMUND's bestätigt worden ist.³ Wenn, wie QUENSEL

¹ F. BECKE, Aetzversuche am Fluorit. T. M. P. M. XI, 1890, p. 418.

² B. DOSS, Die basaltischen Laven und Tuffe der Provinz Haurân und vom Direct-Tulûl in Syrien. T. M. P. M. VII, 1886, p. 493 u. folg.

³ A. SIGMUND, Die Basalte der Steiermark. T. M. P. M. XVI, 1897, p. 354.

u. a. annehmen, die Iddingsitumwandlung an eisenreichere Olivine gebunden wäre,¹ müssten die Olivine des Bagualesgesteins zonar gebaut sein, und zwar mit einer randlichen Anreicherung an Fayalit. Es scheint mir aber wahrscheinlicher, dass das innere filzige Aggregat nur ein Anfangsstadium der Iddingsitbildung sei. Solche intermediäre Stadien sind von vielen Forschern beschrieben worden, ich erinnere nur an die Arbeiten von KNOP über die Gesteine des Kaiserstuhls² und von SCHULTZ über die Basalte in der Nähe von Homberg a. Efse.³ Das von KNOP fälschlich als Hyalosiderit benannte Umwandlungsprodukt (Iddingsit) der eisenreichen (28 % FeO) Olivine des Limburgits von Sasbach ist aus dem Olivin durch ein intermediäres lauchgrünes Mineral, welches er Protonontronit nennt, hervorgegangen. Ein ähnliches intermediäres Produkt liegt wahrscheinlich auch in den von SCHULTZ untersuchten Olivinseudomorphosen vor. Nach SCHULTZ werden die Olivine erstens in grünliche als Serpentin gedeutete Substanzen umgewandelt, mit fortschreitender Umwandlung wird die Farbe dunkler (dunkelgrün bis blau), gleichzeitig tritt auch der Pleochroismus hervor. Schliesslich erhält er ein einheitliches pleochroitisches Mineral, welches er für Biotit hält, das aber aller Wahrscheinlichkeit nach Iddingsit ist. Ähnliche intermediäre Stadien sind ferner von QUENSEL u. a. beschrieben. Es ist bemerkenswert, dass die Olivine der paläozoischen Navite auch in Iddingsit umgewandelt worden sind. — In der Grundmasse kommen, ausser Plagioklas, Augit in kleinen idiomorphen Körnern und Magnetit vor. Der Gehalt an Glasbasis ist sehr untergeordnet.

Wenn der Gehalt an monoklinem Pyroxen noch mehr zurücktritt, erhalten wir Gesteine, welche in ihrer Mineralzusammensetzung völlig mit den paläovulkanischen Naviten übereinstimmen. Solche Gesteine sind von QUENSEL etwa 10 km östlich des Rio Baguales, wo Blöcke von diesem Typus recht zahlreich vorkommen, gesammelt. Neben den reichlich vorhandenen mit Glas oft fast gefüllten Plagioklaseinsprenglingen kommen nur grössere Individuen von zersetztem Olivin als Einsprenglinge vor. Die Grundmasse besteht aus Plagioklas, spärlich Augit, Erz und einer braun gefärbten mit Krystalliten reichlich durchwebten Glasbasis. Zuweilen ist das Glas in ein filziges Aggregat von serpentinösen Substanzen umgewandelt worden. Die oben beschriebenen Gesteine sind alle ziemlich feinkörnig. Eine grobkörnige Abart mit sehr lockerem Gefüge kommt an derselben Stelle vor. Die Plagioklaseinsprenglinge sind tafelförmig nach M ausgebildet. Die Tafeln erreichen eine Grösse von 8 mm in der Länge, 5 mm in der Breite und sind etwa 1 mm dick. Ausserdem sind millimetergrosse goldgelbe Olivinkrystalle und einzelne Augite vorhanden. Die beiden letztgenannten Mineralien sind hier und da zu Knollen angehäuft.

¹ P. D. QUENSEL, Die Geologie der Juan Fernandezinseln. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XI, p. 262.

² A. KNOP, Der Kaiserstuhl in Breisgau. Lpz. 1892.

³ W. SCHULTZ, Beiträge zur Kenntniss der Basalte aus der Gegend von Homberg a Efse. Neues Jahrb. f. Mineral etc. Beil. Bd Nr. 16, p. 241.

Echte Schlacken kommen auch im Bagualesgebiet vor. Von QUENSEL sind sie an den südlichen Ausläufern des Basaltmassivs östlich des Rio de la China gesammelt worden. Nach QUENSEL findet man hier mehrere über einander gelagerte Lavaströme, welche zuwilen schlackig entwickelt sind, zuweilen aber auch doleritische Struktur annehmen können. Die mächtigsten Lavaströme sind immer doleritisch. Eine Probe von doleritischem Basalt wurde schon von QUENSEL beschrieben.¹ Die Fundstelle ist aber als westlich vom Rio de la China angegeben.

Eine rote, schlackige Lava zeigt u. d. M. wohl ausgebildete Krystalle von Olivin und Plagioklasleisten in einer von Erzmikroliten und Pyroxenkörnern erfüllten, an Menge etwas zurücktretenden Glasbasis. Die Pyroxene zeigen gewöhnlich eine federfahnenähnliche Struktur und erinnern in ihrer



Fig. 6. Grobkörniger, feldspatreicher Basalt. Nat. Gr. 10 km östlich des Rio Baguales.

Ausbildung an die Pyroxenskelette in Gethürmserbasalt. An der Oberfläche dieser Schlacke gewahrt man rote, tafelförmige Krystalle, deren Umrisse rhombisch sind. Schon mit einer Lupe sieht man sofort, dass die Krystalle an sich wasserklar sind, aber von einem roten Gehülle umgeben sind. Ein Dünnschliff wurde von der Oberfläche des Gesteins angefertigt. Die optische Untersuchung zeigte nun, dass das Gestein hier völlig glasig entwickelt war; nur einzelne Olivinkrystalle und langgestreckte Plagioklasleisten waren neben den rhombisch entwickelten Tafeln zu sehen. Das Gesteinsglas war von lederbrauner Farbe und war den s. g. Sideromelankörnern der Palagonite sehr ähnlich. Stellenweise konnte auch hier eine beginnende Umwandlung in palagonitische Substanzen beobachtet werden. Die rhombischen Lamellen waren meistens durchaus vom Glas umhüllt, an

¹ QUENSEL, Geol. u. Petr. Studien, p. 98.

den Stellen, wo das Glasfural weggeschliffen worden war, konnte die völlige Identität des Minerals mit Plagioklas konstatiert werden. Die Plagioklase, welche auch isoliert untersucht wurden, zeigten eine tafelförmige Entwicklung nach der Fläche M (010) und waren ferner von den Flächen P und X begrenzt. Der Winkel zwischen P und X wurde u. d. M. als 50° gemessen, der wahre Wert beträgt 52° . Die Auslöschungsschiefe gegen Trace von P, nach welcher Fläche deutliche Spaltrisse vorhanden waren, wurde als 20° bestimmt. Da die Brechungsindices in allen Fällen über demjenigen des Canadabalsams lagen, muss somit ein Labradoritplagioklas vorliegen.

»Rombisch« entwickelte Plagioklaslamellen wurden zuerst von KREUTZ in der Vesuvlava von 1868 gefunden.¹ Er deutet aber die »rombischen Lamellen« als Sanidintafeln. KENGGOTT beschreibt ähnliche rombisch entwickelte Feldspate in einem kaukasischen Obsidian,² MÖHL solche von Sababurg.³ INOSTRANZEFF findet sie in der Vesuvlava von 1871—72, deutet das Mineral auch als Sanidin.⁴ PENCK hat diese Bildungen eingehend in den verschiedensten Schlacken und Lapillen sowie in palagonitischen Tuffen studiert.⁵ Er kommt zu dem Resultat, dass die »rombischen Lamellen« aus Plagioklasen bestehen, welche nach M tafelförmig entwickelt sind und durch die Flächen P, X und Y begrenzt sind. Zu einem ähnlichen Resultat kommen WICHMAN⁶ und HANSEL.⁷ COHEN beschreibt rombisch begrenzte Tafeln in einem blasigen Basaltobsidian von Kilauea.⁸ Er hebt die Ähnlichkeit mit den von PENCK u. a. beschriebenen Bildungen hervor, kann sich aber weder der Deutung PENCK's als Plagioklase anschliessen, noch sie mit Sicherheit widerlegen. Diese rombischen Mikrolithen hielt er für basische Gläser recht charakteristisch. FOERSTNER trifft sie in glasigen Laven der Insel Ferdinandea, welche durch submarinen Eruption im Jahre 1831 gebildet wurde.⁹ KREUTZ findet rombische Lamellen in Vesuvlava von 1881 und 1882, deutet sie aber diesmal als Plagioklas.¹⁰

¹ F. KREUTZ, Mikroskopische Untersuchungen der Vesuvlaven vom Jahre 1868. Sitz.-ber. d. Wien. Akad. d. Wiss. LIX, 1869, p. 10.

² KENGGOTT, Beobachtungen an Dünnschliffen eines kaukasischen Obsidians. St. Petersburg 1869, p. 11.

³ H. MÖHL, Gesteine der Sababurg. Cassel 1871, p. 11.

⁴ INOSTRANZEFF, Über die Mikrostruktur der Vesuvlava von Sept. 1871. Min. Mitt. v. G. Tschermak 1872.

⁵ A. PENCK, Studien über lockere vulkanische Auswürflinge. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXX, 1878, p. 99. Ders., Über Palagonit- und Basalttuffe. Ibid. XXXI, 1879, p. 514.

⁶ A. WICHMAN, Über einige Laven der Insel Niuafoou. Journ. d. Mus. Godeffroy 1878. Heft 14, p. 213.

⁷ V. HANSEL, Mikroskopische Untersuchung der Vesuvlava vom Jahre 1878. T. M. P. M. II, 1880, p. 426.

⁸ E. COHEN, Über Laven von Hawai und einigen anderen Inseln des grossen Oceans etc. Neues Jahrb. für Min. etc. 1880. II, p. 30.

⁹ H. FOERSTNER, Das Gestein der Insel Ferdinandea (1831) T. M. P. M. V, 1883, p. 391.

¹⁰ F. KREUTZ, Über Vesuvlaven von 1881 und 1883. Ibid. VI, 1885, p. 139.

DOSS¹ und HUSSAK² beschrieben solche Plagioklase in palagonitischen Tuffen, der erstere in solchen von Gebel Sês in Syrien, der letztere aus dem Baranyer Comit. Beide schliessen sich der Deutung PENCK's an. Eingehend sind diese rombisch entwickelten Plagioklase von STRENG in einem Dolerit von Londorf untersucht worden.³ Das Mineral ragt hier in die Blasenräume des Dolerits zusammen mit den übrigen Basaltmineralien von dem Gestein hinein. Alle Mineralien sind gewöhnlich von einer dünnen Haut von Glas umhüllt. Eine Analyse der Plagioklaslamellen ergab die Zusammensetzung eines Andesins $Ab_2 An$. STRENG deutet diese in die Hohlräume hineinragenden Mineralien als ziemlich frühe Ausscheidungen im Magma. Durch Dampfblasen wurde das umgebende Magma verdrängt und die ausgeschiedenen Mineralien ragten infolgedessen, als der Dolerit erstarrte, in die Blasenräume hinein. Die rote Glashaut, welche die Mineralien gewöhnlich bedeckt, wird als den Mineralien anhaftendes und als Glas erstarrtes Magma gedeutet. Dieselbe Erklärung wird von RINNE, welcher identische Bildungen in norddeutschen Basalten angetroffen hat, ausgesprochen.⁴ Daneben kommen auch dieselben rombischen Lamellen in der glasigen Oberfläche des Londorferdolerits vor. Das Glas zeigte eine beginnende Umwandlung in palagonitische Substanzen. Diese Plagioklaslamellen sind nicht nach dem Albitgesetz sondern nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt. Die chemische Zusammensetzung entspricht der Formel $Ab_4 An_5$. Die Krystalle der Oberfläche sind also basischer als diejenigen der Blasenräume, welche etwas später ausgeschieden sind.

Ich kann mich der Erklärungsweise STRENG's völlig anschliessen, dass diese an der Oberfläche des Lavastroms vorhandenen Krystalle nicht durch Sublimation gebildet worden sind, denn diese Möglichkeit ist durch das Vorhandensein völlig im Gesteinsglas eingebetteter Krystalle ausgeschlossen. Da ich aber diese rombischen Lamellen nie im Gestein selbst, sondern nur in der glasigen Oberfläche angetroffen habe, so bin ich wie COHEN geneigt, diese Ausbildungsform der Plagioklase als für rasch gekühlte Gläser eigentümlich anzusehen. STRENG hat schon erwiesen, dass die Lamellen teils in Hohlräumen, teils in der glasigen Oberfläche eines Dolerits vorkommen und sehr frühe Ausscheidungen sein müssen. In ersterem Falle sind sie durch das Verdrängen des im krystallisieren begriffenen Gesteinsmagmas gegen seine Wirkungen geschützt, in letzterem durch die schnelle Verfestigung des Magmas. Es scheint mir somit, dass diese »rombischen Lamellen« in einem frühen Stadium des Gesteinsverfestigungsprozesses zur Ausscheidung kamen, was auch durch ihre grosse Verbreitung in Palagonittuffen bestätigt wird. Als die Krystallisation des

¹ Doss, Loc. cit., p. 427.

² E. HUSSAK, Basalt und Tuff von Ban im Baranyer Comit. T. M. P. M. V, 1883, p. 290.

³ A. STRENG, Über den Dolerit von Londorf. Neues Jahrb. für Min. etc. 1888. II, p. 202.

⁴ F. RINNE, Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. d. K. preuss. geol. Landesanstalt für das Jahr 1892. Bd XIII, p. 44.

Gesteins weiter fortschritt, blieben die Feldspate mit dieser Ausbildung gegen das saurer werdende Magma nicht im Gleichgewicht, sondern entweder müssten sie nach anderen Flächen, welche Minima der Lösungsgeschwindigkeit gegen die saurere Zusammensetzung des Magmas repräsentieren, fortwachsen, oder wurden sie völlig vom Magma resorbiert; nur wenn sie entweder durch die Verdrängung des Magmas durch Dampfblasen oder durch seine schnelle Erstarrung gegen seine korrodierende Wirkung geschützt wurden, konnten sie sich im Gestein erhalten.

Ein Beispiel für die Instabilität gewisser im Magma ausgeschiedener Formen gegen die durch die allmähliche Krystallisation der Gemengteile veränderte Zusammensetzung des Restmagmas ist vielleicht bereits von DOSS erwähnt worden. Er beobachtete in den Sideromelankörnern eines Palagonittuffes von Gebel Sês in Syrien, unter den spärlichen Ausscheidungen ausser Krystallformen, welche »sich ohne Zwang auf Combinationen des Olivins zurückführen lassen, ausserdem noch kleine im Präparat von Glas allseitig umhüllte Kryställchen, die stets die Combination eines vierseitigen Prismas mit einer Pyramide gleicher Ordnung zeigen«. Das letztere Mineral hielt er auch wegen seiner optischen Eigenschaften für Olivin »trotz den merkwürdigen, an makroskopischen Krystallen noch nicht beobachteten Combinationen«.¹

Schlackig ausgebildete Gesteine sind von NORDENSKJÖLD auch am Fusse des Bagualesmassivs gesammelt worden. Es sind glasis entwickelte Gesteine mit Einsprenglingen von Augit und einem labradoritischen Plagioklas. Die Augite sind idiomorph ausgebildet und nach (100) polysynthetisch verzwilligt. In einem Individuum konnten 20 Lamellen gezählt werden. Die Blasenräume sind immer von einer rotgefärbten Zone umgeben. Diese rote Zone enthält dieselben Mineralien wie das übrige Gestein und ist offenbar durch die Einwirkung der in den Blasenräumen während der Gesteinsverfestigung eingeschlossenen Gase entstanden.

Auch in den höheren Teilen des Bagualesmassivs, oder näher bestimmt, in den oberen Teilen des Rio Baguales in der Nähe der Wasserscheide in einer Höhe von 1000 m sind von NORDENSKJÖLD Schlacken gefunden worden. Die eine Probe ist ein sehr feldspatreicher andesitischer Hyperstenbasalt mit Einsprenglingen von Hypersten und einem basischen Labradorit. Der Hypersten ist schwach pleochroitisch, und ist von einem dünnen Saum von monoklinem Pyroxen umwachsen. Der Augit kommt auch in kleinen selbständigen Körnern in der Grundmasse vor, welche ausserdem von Plagioklas, Erz und einer lichten von Magnetit getrübbten Glasbasis besteht. Der monokline Pyroxen ist Enstatitaugit mit kleinem Winkel zwischen den optischen Achsen. Zuweilen kann das Mineral fast einachsrig werden. Die Achsenlage ist symmetrisch. Die an Enstatitaugiten oft beobachtete Streifung nach (001) fehlt ganz, es kommen nur die gewöhnlichen Zwillinge nach (100) vor. Die Auslöschungsschiefe auf (010) beträgt 45°. Die Hohlräume sind von Opal ausgefüllt.

¹ Doss, Loc. cit., p. 526.

Ein anderer Mandelstein ist an der Quelle des Rio Baguales gesammelt. Das Gestein ist ein Olivinbasalt, dessen Olivine eine tiefgehende Umwandlung durchgemacht haben. Die Olivine sind vollständig in ein rotes Mineral umgewandelt worden, so dass keine Spur von Olivinsubstanz mehr wahrzunehmen ist. Die äusseren Begrenzungen des Minerals und die für Olivin typische Maschenstruktur deuten aber notwendig auf Olivin als Muttersubstanz. Die rote Substanz nimmt den grössten Teil der früheren Olivinkristalle ein, nur am Rande und teilweise auch in den inneren Teilen fehlt die rote Substanz und wird von einem farblosen, doppelbrechenden Mineral mit glimmerähnlicher Spaltbarkeit ersetzt. Das rote Mineral ist isotrop und hat eine Lichtbrechung, welche derjenigen des Olivins nahe kommt. Eine ausgeprägte Spaltbarkeit fehlt völlig. Das rote Mineral wird unter Gelbfärbung von verdünnter Salzsäure ziemlich leicht gelöst und ist als ein Eisenhydroxyd zu deuten. Durch die Fortlösung des roten Minerals wurde hier und da das farblose, glimmerähnlich spaltende Mineral entblösst. Demzufolge lag es nahe, anzunehmen, dass die rotgefärbte Substanz ein iddingsitähnliches Mineral wäre, welches sehr stark mit Eisenoxyden imprägniert worden war; das farblose Mineral würde demnach einen nicht imprägnierten Iddingsit, welcher nach den Meinungen verschiedener Forscher ein eisenhaltiger, stark doppelbrechender Antigorit sein sollte. Die optische Untersuchung des farblosen Minerals ergab folgendes Resultat.

Farblos, nicht pleochroitisch, einachsig negativ oder zweiachsig mit sehr kleinem Winkel zwischen den optischen Achsen. Fast isotrope Schnitte, die keine Spaltbarkeit zeigten, gaben in konvergentem Licht den Austritt eines einachsigen Achsenkreuzes von negativem Charakter. Die in diesen Schnitten liegenden Elastizitätsrichtungen y und z sind nicht merklich von einander verschieden, die Brechungsindices dieser Richtungen β und γ sind höher als derjenige des Canadabalsams. Schnitte mit glimmerähnlicher Spaltbarkeit sind doppelbrechend. Die Doppelbrechung beträgt im Maximum $0,036$. Die Dicke des Dünnschliffes wurde durch Messung der Doppelbrechung des Quarzes in den Mandeln mit Kompensator bestimmt. Der Wert $0,036$ kann aber nicht als ganz exakt angesehen werden, wegen der Schwierigkeit, die Kompensatorstreifen genau auf die Stellen des oft keilförmig abgeschliffenen Minerals, welche die höchsten Interferenzfarben zeigten, scharf einzustellen; aus oben angeführten Gründen kann dieser Wert aber nicht zu hoch ausgefallen sein, sondern ist ein Minimiwert. Die Richtung parallel der Spaltrisse ist immer diejenige der kleinste Elastizität y oder z , die dazu senkrechte gibt den Wert x . Die Lichtbrechung α der Richtung x liegt etwas unter derjenigen des Canadabalsams.

Die oben mitgeteilten optischen Bestimmungen dürften mit aller Deutlichkeit zeigen, dass das farblose Umwandlungsprodukt des Olivins ein Talk ist, der von Eisenhydroxyden begleitet ist, womit er fast ganz überdeckt ist. Wie der Iddingsit ist er rotgefärbt aber nicht pleochroitisch

und bildet einheitliche Pseudomorphosen nach Olivin. Seine optische Orientierung im Verhältnis zum Muttermineral ist nicht sicher festzustellen. Wahrscheinlich ist er parallel der Fläche (100) des Olivins eingelagert. Die intensive Durchtränkung mit kieselsäurehaltenden Lösungen, welche dieses Gestein ausgesetzt worden ist, lässt sich auch in den Olivinpseudomorphosen konstatieren, indem ein isotropes Mineral mit niedriger Lichtbrechung, aller Wahrscheinlichkeit nach Opal, zwischen die Spaltflächen des Talkes eingedrungen ist. Zuweilen ist der ursprüngliche Olivinkrystall fast ganz von Opal erfüllt, welcher auch von Eisenhydroxyd zonenweise gefärbt ist.

Die Untersuchungen über die Umwandlungsprodukte der Olivine haben als Resultat ergeben, dass unter Umständen verschiedene Mineralien dabei entstehen können. Am verbreitetsten ist die Umwandlung in Serpentin unter gleichzeitiger Ausscheidung von Metalloxyden. Dieser Prozess ist mit einer Volumzunahme verbunden. Eine ebenfalls sehr verbreitete Umwandlung ist diejenige in Iddingsit, welche in neuerer Zeit von vielen Forschern ausführlich beschrieben worden ist. Ein näheres Eingehen auf die einzelnen Iddingsitvorkommen dürfte zu weit führen. Der Iddingsit wird gewöhnlich als ein rotbraunes pleochroitisches Mineral beschrieben, welches eine ziemlich hohe Doppelbrechung besitzen soll. Die rote Farbe ist nicht besonders stark an das Mineral gebunden, sondern lässt sich mit Salzsäure leicht zerstören, ohne dass die optischen Eigenschaften des Minerals mit Ausnahme des Pleochroismus dabei merkbar verändert werden. Der entfärbte Iddingsit ist schwach gelblich. Der Iddingsit wird meistens als ein eisenhaltiger Antigorit gedeutet, welcher seine hohe Doppelbrechung dem Eisengehalt verdankt. So weit stimmen die Angaben über die optischen Eigenschaften des Minerals. Die Werte der optischen Achsenwinkel werden schwankend von fast 0° bis zu hohen Werten ($2V_\alpha = 65^\circ$ BACKLUND)¹ angegeben; so auch die Werte der Doppelbrechung von BACKLUND's niedrigem Werte $0,0044$, welchen er jedoch selbst als nicht ganz genau ansieht, bis zu MACHA's Wert $\gamma - \alpha = 0,036$ ($2E$ ca. 50°).² Dieser Wert der Doppelbrechung ist von gleicher Grösse wie der von mir in dem oben beschriebenen Umwandlungsprodukt bestimmte. Die grossen Variationen in den oben mitgeteilten Werten der Doppelbrechung und des Achsenwinkels zeigen, dass der Iddingsit kein Mineral mit konstanter chemischer Zusammensetzung sein kann, sondern dass eine ganze Reihe von iddingsitähnlichen Mineralien existieren muss. Die Iddingsitumwandlung würde nach QUENSEL vorzugsweise an die eisenreicheren Olivine gebunden sein. KNOP³ beschreibt Iddingsitpseudomorphosen nach Olivin im Limburgit vom Kaiserstuhl, nennt aber das Umwandlungsprodukt Hyalosiderit, welcher Name nicht dem Umwandlungsprodukt, sondern den Olivinen, welche

¹ H. BACKLUND, Les diabases du Spitzberg oriental.

² B. MACHA, Über Ganggesteine von Záběhlic und Diabas von Hodkovičky Sitzber. d. K. böhm. Gerd. Wiss. Nr. 13, 1900.

³ KNOP, Loc. cit. p. 54.

etwa 28 % FeO enthalten, zukommt. QUENSEL findet Iddingsit als Pseudomorphosen nach Olivin in einem Olivinbasalte von Masatierra,¹ dessen Gehalt an Eisenoxydul, wenn man den Eisenoxyd Gehalt in Eisenoxydul umrechnet und beide addiert, etwa 15 % erreicht. Die Olivine von Spitzbergen, welche dieselbe Umwandlung erlitten haben, zeigen nach BACKLUND einen FeO-Gehalt von nur 8,5 %, was vielleicht einer unteren Grenze entspricht.

Ebenso wie die Angaben über die optischen Eigenschaften des Iddingsits schwanken, wechseln auch die Angaben über die chemische Natur des Minerals. LAWSON² definiert den Iddingsit als »a hydrous non-aluminous silicate of iron, lime, magnesia and sodium«. BÜCKING hat schon 1878 das Mineral beschrieben³ und erwähnt in einer Arbeit vom Jahre 1881 eine qualitative Analyse von HÖPFER, welche Kieselsäure, Thonerde, Eisen, Magnesia und Kalk ergab.⁴ »Die Menge der Thonerde und des Eisens war im Verhältnis zu der Menge des angewandten Substanz nicht unbeträchtlich.« Dasselbe Resultat erhielt ARNOLD-BEMROSE, welcher folgende Bestandteile in den Iddingsitpseudomorphosen eines Olivintholeits von Derbyshire fand: Kieselsäure, Eisenoxyd, Magnesia, Kali, Natron und etwas Wasser und daneben Thonerde.⁵ Der Bowlingit WINCHELL's, welcher in optischer Hinsicht mit dem Iddingsit übereinstimmt, ist »a hydrated silicate of iron and magnesium with a little aluminium«.

Eine genaue Analyse des Iddingsits dürfte von grosser Bedeutung für die genaue Fixierung seiner systematischen Stellung sein. Wenn der Gehalt an Thonerde »nicht unbeträchtlich« ist, müssen wenigstens einige der s. g. Iddingsite unter die Chloriten zu rechnen sein.

Es scheint mir somit, als ob die Olivine unter gewissen Umständen in ein Mineral umgewandelt werden können, welches durch seine chemische Zusammensetzung unter die Antigorite oder möglicherweise auch unter die Chlorite zu führen ist, doch von diesen durch seine grössere Doppelbrechung erheblich abweichend und von pigmentierenden Eisenverbindungen begleitet, wodurch auch der Pleochroismus hervorgerufen worden ist. Die von mir beschriebene Umwandlung in Talk, welcher zufälligerweise pigmentiert ist, zeigt, dass man in der Deutung der roten Umwandlungsprodukte als Iddingsit sehr vorsichtig sein muss. Auch alles, was pleochroitisch ist, ist nicht ohne weiteres als Iddingsit zu deuten, denn die randliche Rotfärbung der Olivine durch magmatische Wirkungen, welche man mehrmals antrifft, kann auch, wie die Versuche BORĚCKY's zeigten, einen durch die Erhitzung hervorgerufenen Pleochroismus der rotgefärbten Zone er-

¹ P. D. QUENSEL, Die Geologie der Juan Fernandezinseln, p. 259.

² A. LAWSON, The geology of Carmelo Bay. Bull. Dep. Geol. Univ. Cal. I. Berkeley 1893, p. 31.

³ H. BÜCKING, Über Augitandesit und Plagioklasbasalt. T. M. P. M. I. 1878, p. 540.

⁴ » Über basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Jahrb. d. K. preuss. geol. Landesanstalt für das Jahr 1881. II, p. 606.

⁵ H. ARNOLD-BEMROSE, On the microscopical structure of the carboniferous dolerites and tuffs of Derbyshire. Quat. Journ. Geol. Soc. 1894, p. 603.

halten.¹ Eine nähere Untersuchung der optischen Verhältnisse dieser Bildungen, dürfte aber nie die glimmerähnliche Spaltbarkeit oder die veränderte Lage des Elastizitätsellipsoides, sondern die Eigenschaften der unberührten Olivine ziemlich unverändert zeigen.

Die Blasenräume sind vom normalen Gestein durch einen schmalen Glasrand mit höherer Lichtbrechung als derjenigen des Canadabalsams getrennt. Sie sind mit sekundärem Opal, Chalcedon und Quarz gefüllt. Wenn man das Präparat vom Rande der Mandeln gegen das Zentrum verschiebt, trifft man zuerst den oben erwähnten Glasrand, dann folgt immer eine Opalzone. Der Opal, der durch seine im Verhältnis zum Canadabalsam niedrige Lichtbrechung und fast vollständige Isotropie charakterisiert ist, zeigt einen schalenartigen Bau. Die Schalen liegen parallel mit den Wänden der Mandelräume. Höchstens fünf Schalen folgen auf einander. Die äussersten sind wasserhell und zeigen eine glatte Oberfläche, die inneren zeigen die gewöhnliche rauh gewölbte Oberfläche des Opals, welche ihren Ursprung dicht an einander liegenden Opalkugeln verdankt. Die äusserste Zone hat die höchste Lichtbrechung, welche jedoch immer unter derjenigen des Canadabalsams liegt. Nach innen nimmt die Lichtbrechung mit jeder Schicht mehr und mehr ab. Diese Tatsache hängt wohl mit einem nach innen abnehmenden Wassergehalt des Opals zusammen.² Die Kugelstruktur des Opals ist am deutlichsten in der Grenzschicht gegen das Mineral, welches die zentralen Partien der Mandel ausfüllt. Meist folgt auf die Opalzone Chalcedon, welcher die Mandeln vollständig füllen kann oder im Zentrum vom Quarz ersetzt sind. Der Chalcedon ist faserig, die Faserachse ist die Richtung der grössten Elastizität x . Die Fasern sind mehrmals um die Faserachse gedreht, so dass doppelbrechende und dunkle Stellen in demselben Faserindividuum mit einander wechseln. Die einzelnen Fasern sind ferner zu büschelförmigen Aggregaten vereinigt. Die Spitze jedes Aggregats ist nach dem Zentrum der Mandel gerichtet, es müssen demnach jeder Büschel von Innen nach Aussen gewachsen sein. Gegen das Innere der Mandeln werden die Faseraggregate grobfasriger und grösser. Ein zonenartiger Wechsel von Chalcedon und Quarzin lässt sich nicht beobachten. Allerdings sieht man doch ausnahmsweise eine Faser, die nach der Richtung der kleinsten Elastizität ausgebildet ist und dürfte in diesen Fällen Quarzin, welcher nach HEIN³ u. a. mit Chalcedon mineralogisch identisch, aber nach einer anderen Richtung fasrig entwickelt ist, vorliegen. Im Zentrum kommt meistens Quarz vor. Die Mandeln sind gewöhnlich vollständig ausgefüllt, vereinzelt ist ein Hohlraum in der Mitte vorhanden, welcher zuweilen mit einer später zu erwähnenden Substanz gefüllt worden ist.

¹ BORŤCKY, Elemente einer neuen chem.-mikrosk. Mineral- und Gesteinsanalyse. Prag 1877, p. 49—51.

² WINGHELL, loc. cit., p. 311.

³ H. HEIN, Untersuchungen über fasrige Kieselsäure und dem Verhältnisse zu Opal und Chalcedon. Neues Jahrb. Beil.-Bd. 25.

Als Regel gilt somit, dass die Mineralien in der Reihenfolge von Aussen nach Innen folgen: Opal-Chalcedon-Quarz, das ist nach abnehmendem Wassergehalt. Ausnahmsweise ist diese Reihenfolge gestört, indem Chalcedon auf Quarz folgt, oder Chalcedon ganz fehlen kann, immer liegt jedoch die Opalzone am Rande.

Ähnliche Bildungen sind von HEIN beschrieben. Er kommt zu dem Resultat, dass »Quarz, Chalcedon und Quarzin nur verschiedene Ausbildungsformen desselben Minerals seien. Die am meisten vorgeschrittene Modifikation liegt jeweils zentral — — — innen Quarz, da herum Chalcedon, aussen Opal».¹ Er behauptet, dass Opal in Chalcedon übergehen kann, wie auch früher von JIMBO behauptet worden ist.² Für die Annahme einer Entwicklung des Chalcedons aus Opal habe ich in den hier beschriebenen Bildungen keinen Beweis gefunden, will aber die Möglichkeit in anderen Fällen nicht leugnen. Die Grenze zwischen Chalcedon und Quarz zeigt aber deutlich, dass Chalcedon in Quarz übergehen kann, wie auch mehrmals früher beschrieben worden ist.

Was die Entstehungsweise dieser Mandelausfüllungen anbelangt, so tritt sofort die Schwierigkeit hervor, sie in Einklang mit der gewöhnlichen Ansicht zu bringen, welche Mandelausfüllungen durch periodische Einfiltrierung und Eindunsten von Kieselsäurelösungen zu erklären versucht. Eine besondere Stütze für diese Anschauung wäre in der Zonarstruktur der Achate zu finden. In letzterer Zeit hat sich aber durch die Anwendung kolloidchemischer Betrachtungsweisen eine andere Auffassung von Bildungen dieser Art ergeben. LIESEGANG³ hat sich neulich in einer Reihe von Abhandlungen mit der Entstehungsweise der in der Natur vorkommenden Ausfüllungen von Kieselsäuremineralien beschäftigt. Von einigen Versuchen über die Diffusion von Silbersalzen in einer Gelatünlösung von Kaliumbichromat ausgehend, hat er erwiesen, dass man die Bandstruktur der Achate durch Eindiffundierung von Eisensalzen in einen Kieselsäuregel erklären kann. Dadurch wird auch das Dickerwerden der Achatbänder gegen das Zentrum der Mandel erklärt. Seine Erklärung der Achatbildung setzt voraus, dass die Mandelräume erstens von einem Kieselsäuregel gefüllt seien und worin dann Eisensalze eindiffundierten. Solche Ausfüllungen von Kieselsäuregel sind tatsächlich von SPEZZIA⁴ in einem 10 cm langen Mandelraume eines Gneisses in dem Simplontunnel gefunden worden. Unter der Annahme, dass die Mandeln zuerst von Kieselsäuregel gefüllt seien, lässt sich die Entstehung der oben beschrie-

¹ Loc. cit., p. 228.

² K. JIMBO, The silicious oolite of Tateyama, Etchu Province. Beiträge zur Mineralogie Japans. Tokyo, p. 11—75.

³ R. LIESEGANG, Die Entstehung der Achate. Neues Jahrb. für Miner. Centralblatt 1910, p. 593.

R. LIESEGANG, Achat-Probleme. Ibid. 1910, p. 497.

» und J. RENCK, Enhydros-Bildung. Ibid. 1912, p. 193.

» Geologische Diffusionen. Dresden 1913.

⁴ G. SPEZZIA, Atti Accad Torino 34. 1899, p. 705.

benen Mandelbildungen gut erklären. Durch einfiltrierende Lösungen von Kieselsäure, wahrscheinlich kolloidale oder solche von Alkalisilikat, wurde allmählich ein Kieselsäuregel gebildet. Während der Bildungszeit des Geles wurden die Opalschichten abgesetzt, die erste Schale, ehe der SiO_2 -Gehalt des Geles zu grosse Konzentration erhalten hatte. Diese Schale ist demnach die wasserreichste, die darauf folgenden Schalen deuten an, dass der Gel mehr konzentriert geworden war (dass ist wasserärmer). Die Konzentration von SiO_2 im Gel stieg aber weiter. Kein Opal wurde mehr abgeschieden. Dagegen fing Kieselsäure sich als Chalcedon auszuscheiden an. Diese Krystallisation des Geles begann an einzelnen Punkten und von diesen Stellen wachsen die Chalcedonfasern büschelförmig aus. Die Grenzen zwischen den verschiedenen Büscheln zeigen aber, dass diese Krystallisation nicht gleichzeitig an allen diesen Punkten anging, denn die Begrenzungslinien der Chalcedonbüschel waren im Dünnschliff nicht gerade, wie sie zwischen zwei gleichzeitig ausgeschiedenen Büscheln sein müssten, sondern wurden durch hyperbolische Kurven, deren Scheitel stets dem früher entstandenen Sphärolith zugekehrt waren, veranschaulicht.¹

Wie oben erwähnt worden ist, trifft man neben mit Kieselsäuremineralien vollständig ausgefüllten Mandeln auch einige Mandeln, welche im Zentrum ein anderes Mineral enthalten. Dieses Mineral ist Bolus, welcher in seinen Eigenschaften vollkommen mit sowohl Striegauerbolus als mit dem neulich von QUENSEL beschriebenen von Masatierra übereinstimmt.²

Das Gebiet zwischen Rio de la China und Brazo Sud besteht aus einem tief erodierten Sandsteinplateau; fast jede Höhe, welche sich über die Umgebung erhebt, trägt oben eine 1—10 m mächtige Diabasdecke. Die Diabase sind intrusiv in dem Lahillia-Sandstein der Kreideformation und folgen den Schichten des Sandsteins vollständig. Das Gebiet wird weiter von Basaltgängen durchquert; weil sie gegen die Erosion widerstandskräftiger als die umgebenden Sedimente sind, erheben sich diese als gewaltige Mauern über jene. Basaltische Decken scheinen nach QUENSEL hier ganz zu fehlen, man findet sie aber etwas gegen Norden zu im Quellengebiet des Rio Male, in einigen Fällen überlagern sie direkt die Diabase. Von Cerro Cagual hat QUENSEL das Vorkommen zahlreicher in einem Tuff injizierter Lagergänge von Basalt beschrieben.³ Weil die Basalte dieses Gebiets nicht besonders in ihren petrographischen Verhältnissen von den früher beschriebenen abweichen, verzichte ich auf eine petrographische Beschreibung dieser Gesteine. Die Diabase sind von lichtgrauer Farbe und ziemlich feinkörnig. U. d. M. findet man einen basaltischen zum Teil auch sanduhrstruierten Augit, der von einem in kaolinartigen Substanzen stark zersetzten Plagioklas ophitisch durchwachsen wird. Die Zwickel zwischen diesen Mineralien werden von einer fasrig entwic-

¹ BORIS POPOFF, Eine neue Untersuchungsweise sphärolithischer Bildungen. T. M. P. M. XXIII. 1904, p. 153—179.

² QUENSEL, Die Geologie der Juan Fernandezinseln, p. 271.

³ QUENSEL, Geol. u. Petr. Studien, p. 87.

kelten Serpentinart eingenommen. An einigen Stellen haben diese Serpentinaggregate an Olivinseudomorphosen erinnernde Formen, es ist demnach nicht unmöglich, dass der Serpentin wenigstens teilweise Zersetzungsprodukt eines Olivins sein kann.

Einige Basaltvorkommen nördlich vom Lago Argentina.

San Martin-Meseta. Die Basalte der San Martin-Meseta sind dichte, vollkrystalline Gesteine mit u. d. M. zuweilen deutlich ausgebildeter trachtyoidaler Struktur. Als Einsprenglinge findet man hauptsächlich Olivin, daneben auch etwas Augit und Plagioklas. Die Olivine sind optisch positiv und gehören zu den magnesiareicheren Olivinen. Sie sind gewöhnlich von unregelmässig verlaufenden Rissen durchzogen, von welchen die Umwandlungsprozesse ausgegangen sind. Die Risse sind von einem feinschuppigen, grünfarbigen Aggregat, das als Serpentin zu deuten ist, eingenommen. Bei weiter fortschreitender Metamorphose erhält man nicht mehr dieses feinschuppige Aggregat, sondern als Umwandlungsprodukt tritt eine einheitliche Substanz — Talk — auf. Der Talk ist schwach pleochroitisch, und die Absorptionsfarben schwanken zwischen schwachgrün und vollkommener Farblosigkeit. Es ist auffallend, wie die Eigenschaften dieses Umwandlungsprodukts mit der Seite 137 beschriebenen rotgefärbten Substanz übereinstimmen. Die anderen Mineralien bieten kein besonderes Interesse dar. Die Pyroxene sind gewöhnliche Augite und die Plagioklase gehören der Labradoritreihe an.

Eine andere Ausbildung erhalten die San-Martin-Basalte in einigen gangförmigen Varietäten, welche in der Nähe von Bahia de la Lancha anstehen. In struktureller Hinsicht weichen sie nicht besonders von den oben beschriebenen Typen ab. Sie zeigen aber schon makroskopisch einen ganz anderen Habitus als die schwarzen Mesetabasalte, indem ihre Farbe dunkelgrünlich ist. Die mikroskopische Prüfung zeigt, dass diese Basalte eine starke Umwandlung durchgemacht haben. Die Olivine sind vollständig in Calcit verwandelt worden, ein intermediäres Stadium ist durch Chlorit vertreten. Dieselbe Umwandlung hat auch die Pyroxene getroffen, das intermediäre Chloritstadium dominiert aber meistens. Durch diese Umwandlungen hat das Gestein ein altertümliches Gepräge angenommen.

Rio Pinto. Am Rio Pinto (Nebenfluss des Rio Carbon) kommt Olivinbasalt vor. Die Olivine sind fast vollständig in Talk umgewandelt worden.

Rio Gio. In einem Olivinbasalt vom Rio Gio fehlen Einsprenglinge fast völlig, nur einzelne Plagioklastafeln weichen in der Grösse etwas von den übrigen Mineralien ab. Die basaltischen Augite sind gewöhnlich als runde Körner ausgebildet; fleckenweise sind grössere Augitfelder zu beobachten, welche dann von dem Plagioklas ophitisch durchwachsen sind.

Rio Aisen. Die Basalte sind stark zersetzt. Reste des ursprünglichen Mineralbestands, welche noch vorhanden sind, zeigen, dass das Gestein

ein fast olivinfreier Basalt gewesen ist. Die Pyroxene sind in chloritische Substanzen umgewandelt; die Feldspate sind kaolinisiert.

Estancia Day, Rio Carrenleufú. Die Probe besteht aus einem intersertalen Olivinbasalt. Die Plagioklase sind fluidal angeordnet.

Pico Quimado, Bariloche. Ein holokrystalliner Hyperstenandesit mit Einsprenglingen von Plagioklas und Hypersten. Die Grundmasse ist hauptsächlich von Plagioklasleisten nebst Pyroxen und Erz zusammengesetzt. Ein anderes Gestein, als Blöcke am Wege Pico Quimado-Bariloche, wo sie sehr allgemein sind, gesammelt, zeigt ein braunes Glas mit zahlreichen trachytoidal angeordneten Plagioklasleisten nebst Pyroxen und spärlichem Erz.

Das Basaltvorkommen am Rio del Oro (Feuerland). Dieses bis jetzt einzige Vorkommen ausserandiner Basalte im Feuerlande wurde von NORDENSKJÖLD entdeckt. Seine Lage entspricht in der feuerländischen Pampasregion diejenige der oben behandelten Pampasbasalte im südlichen Patagonien. Das Alter dieses Vorkommens hielt NORDENSKJÖLD als sicher Quartär, wie die Los Frailes-Basalte. Es liegen sowohl Proben einer schwarzen schlackigen Basaltlava als kontaktveränderte Tone vor. Petrographisch bieten sie aber wenig Interesse.

Zusammenfassung.

Die petrographische Untersuchung der ausserandinen Basalte zeigt, dass alle diese Gesteine der Kalk-Alkali-Reihe im Sinne ROSENBUSCH's angehören. Am meisten scheinen Olivinbasalte verbreitet zu sein, daneben kommen vor allem in der Sierra de los Baguales auch den Andesiten näher stehende Typen vor. Wirkliche Andesite sind, wie QUENSEL hervorgehoben hat, für die Effusivgesteine der Zentralkordillera charakteristisch, wenn auch Basalte dort nicht völlig fehlen.¹ Das Alter der zentralkordillerischen Andesite ist unsicher, Mount Burney scheint ein in postglazialer Zeit tätiger Vulkan gewesen zu sein, was vielleicht auch mit den anderen Andesitvulkanen der Fall sein kann. Gewöhnlicherweise sind die beiden Regionen vulkanischer Gesteine durch einen beträchtlichen Abstand (die subandine Region) von einander getrennt, nur südlich vom Lago Argentino kommen sie einander ziemlich nahe. Ob diese Tatsache auf einem zufälligen Übergreifen der ausserandinen Basalte in die andine Region in diesem Gebiet beruht, oder ob dasselbe Verhältnis auch nördlich des genannten Sees wiederkehrt, und das Fehlen in der subandinen Region den unvollständigen Untersuchungen in jenen bis jetzt geologisch nur wenig bekannten Gegenden zugeschrieben werden kann, lässt sich gegenwärtig nicht entscheiden.

Wie schon QUENSEL in seiner Abhandlung über die Geologie und Petrographie der patagonischen Cordillera hervorgehoben hat, sind lakko-

¹ QUENSEL, Geol. u. Petr. Studien, p. 109.

litische Intrusionen von granitischen und monzonitischen Gesteinen sowie auch von Gliedern der Essexitfamilie für die subandine Region bezeichnend und trennen somit die Andesite der Zentralkordillera und die ausserandinen Basalte von einander. Die Essexite in der Umgebung von Cerro Payne kommen in unmittelbarer Nähe der basaltischen Gesteine der Sierra de los Baguales vor. Leider sind Glieder der beiden Gesteinsreihen nie in Kontakt mit einander gesehen worden; die Altersfrage ist demnach noch offen. QUENSEL hielt es aber für wahrscheinlich, dass die Basalte die jüngeren sind, was auch durch das Vorkommen von Alkaligesteinen unmittelbar südlich des Bagualesmassivs,¹ aber, so viel wir wissen, nie inmitten des Basaltgebiets, bestätigt wird.

Die Basaltformation Westantarktikas.

Kurze Übersicht der Geologie Westantarktikas.

Wie schon REITER² und andere angenommen haben und später durch die Arbeiten der in diesem Gebiet arbeitenden Expeditionen bestätigt worden ist, bietet Westantarktika in seinem geologischen Bau grosse Übereinstimmungen mit Südamerika (Patagonien) dar. Die patagonischen Anden werden hier von den s. g. Antarktanden vertreten, beide enthalten petrographisch identische Gesteine, die Andendiorite, wie besonders NORDENSKJÖLD erwiesen hat und später von anderen Forschern bestätigt worden ist. Östlich der antarktischen Cordillera trifft man, wie in Patagonien, horizontal liegende, cretaceische und tertiäre Ablagerungen, beide von basaltischen Laven und Tuffen durchbrochen bzw. überlagert.³

Die Unterlage der westantarktischen Basaltformation bilden somit hier wie in Patagonien fossilienführende Sedimentablagerungen, wodurch man das Zeitalter der Eruptionen nach unten feststellen kann. Es bestehen jedoch einige Unterschiede. In Patagonien lagern die Basaltgesteine teils unmittelbar wie in der Sierra de los Baguales auf der patagonischen Molasse, teils auf der miocänen Santa Cruz-Formation oder sogar jüngeren Ablagerungen. In Westantarktika bilden cretaceische Ablagerungen stets die Unterlage. Ein näheres Eingehen auf die Fauna dieser Sedimente dürfte zu weit führen und verweise ich auf die Spezialuntersuchungen von WILCKENS, KILIAN u. a., welche in der Wiss. Ergebn. der schwedischen Südpolarexpedition publiziert sind. Nur einige Worte über die Verbreitung und das Alter dieser Sedimente dürften hier von Interesse sein.

¹ Einige neueren Fundorte von zu dieser Gesteinsassoziation gehörenden Gesteinen in der Nähe der Sierra de los Baguales und vom Rio Fossiles werde ich in einer folgenden Arbeit beschreiben.

² H. REITER, Die Südpolarfrage und ihre Beziehung zur genetischen Gliederung der Erdoberfläche. Habilitationsschrift. Weimar 1886.

³ Siehe die geologischen Karten in Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. VII. Tafel 4 u. 5. *Bull. of Geol. Vol. XIII.*

Die Kreideformation auf der Snow Hill-Insel ist nach ANDERSSON »built up chiefly of fine grained, soft sandstone beds, that in many places have the consistence of loose sand. In these soft and easily desintegrated beds lie in some places concretions of harder sandstone more and less rich in glauconite.»¹ Es sind diese Konkretionen, in denen die meisten Fossilien gefunden sind. Ähnlich sind die Schichten auf der Seymourinsel gebaut. Konkretionäre Bildungen kommen jedoch dort nicht so reichlich vor. Nach den Fossilienfunden schreibt WILCKENS den Schichten ein oberesenonisches Alter zu; während KILIAN die Fauna als Cenoman-Senon deutet. NORDENSKJÖLD schliesst sich der Deutung WILCKENS' vorläufig an.

Auf der Rossinsel erreicht die Kreide am Kap Hamilton eine Mächtigkeit von 220 m über dem Meer. Meistens tauchen sie aber unter das Meeresniveau hinab. Fossilien kommen nur spärlich vor. Hierauf folgt nach oben eine nur einige Meter mächtige Bildung, welche »sehr zahlreiche, kantige Fragmente verschiedener Grösse, bis zu 0,4—0,6 m, von fremder Gesteine teils von einem Tonsandstein, teils besonders von krystallinischen Gesteinen, hauptsächlich gneisartigen Schiefeln, enthalten. Grössere Basaltblöcke sah ich nicht, dagegen finden sich kleine Basaltfragmente in der mitgebrachten Probe; diese können jedoch von einer Übergangsschicht stammen und am Platz war der Eindruck am ehesten, dass diese Bildung nicht mit der Tuff zu tun habe.»² Über dieser Ablagerung folgt ein etwa 2 m mächtiges Lager von einem Tonsandstein »mit zahlreichen vulkanischen Fragmenten und schöner Kreuzschichtung». Nach oben folgt dann der normale Basaltuff.

Auf der Cockburn-Insel ragt die Kreideformation bis zu einer Höhe von 150 m über dem Meer, darüber liegen Tuffe.

Die Tertiärformation kommt hauptsächlich auf dem nördlichen Teil der Seymour-Insel vor. Es sind marine Sandsteine, zuweilen Pflanzenfossilien enthaltend. Das Alter entspricht nach WILCKENS der patagonischen Molasse. Von etwa demselben Alter dürfte die kleine tertiäre Ablagerung auf der Cockburn-Insel sein.

Die Kreideschichten sowohl auf der Snow Hill- wie auf der Seymour-Insel werden von einem Basaltgang durchsetzt, ob dieser auch die tertiären Lager an letztgenannter Stelle durchschneidet, entzieht sich unsrer Kenntnis, weil der Gang in die See streicht, ehe er das Tertiär trifft.

Was das geologische Alter der Basalteruptionen anbelangt, so zeigen die Verhältnisse auf der Ross-Insel, dass die Tuffe dort beträchtlich jünger als die Kreide sein müssen. Auf der Cockburn-Insel sind sie jünger als die unteren miocänen Bildungen, welche grösstenteils wegdenudiert worden sein müssen, ehe die Tuffformation zum Absetzen kam. HENNIG glaubt, dass die Basalte dort postmiocän seien.³ Da es allerdings nicht wahr-

¹ J. G. ANDERSSON, On the geology of the Graham Land. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. VII, p. 34.

² NORDENSKJÖLD, Wiss. Ergebn. d. schwed. Südpol. exp. Bd. I: 1, p. 107.

³ Siehe Abschnitt Cockburn-Insel.

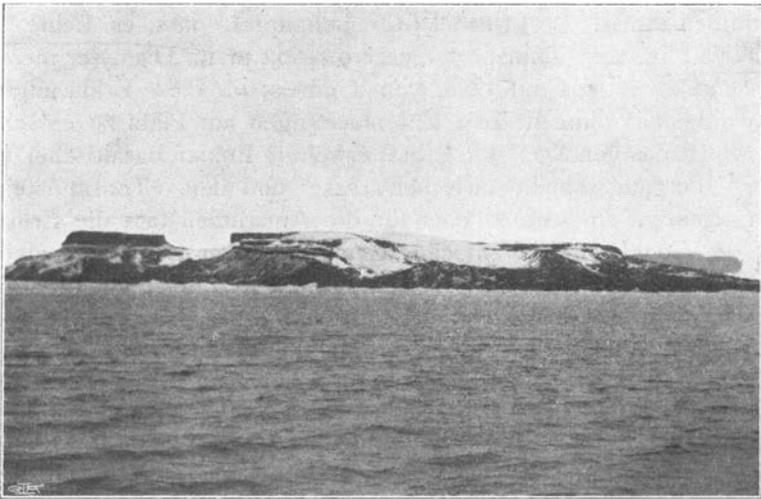
scheinlich ist, dass die beiden einander so gleichartigen Tuffformationen der Ross- und der Cockburn-Insel in verschiedener Zeit gebildet worden sind, liegt es nahe anzunehmen, dass die Basaltformation auf der Ross-Insel auch postmiocän sei. Eine obere Grenze ist wieder auf der Cockburn-Insel durch das nach HENNIG pleistocäne Pectenkonglomerat festgestellt, welches etwas verwittertes Gerölle vom unterliegenden Basalte enthält. Auf der Cockburn-Insel ist es demnach erwiesen, dass die Basalte zwischen Miocän und Pleistocän emporgedrungen sind. NORDENSKJÖLD und HENNIG verlegen demnach die Eruptionszeit ins Pliocän. Die Annahme, dass die Ross-Inseltuffe auch postmiocän seien, scheint nicht unwahrscheinlich, wenn man die über der Kreideformation liegende moränenartige Ablagerung in Betracht zieht, deren heterogenes Material von weit her stammen muss. NORDENSKJÖLD behauptet, dass es keine andere Möglichkeit gibt, den Transport dieser 0,4—0,6 m im Durchmesser messenden Blöcke zu erklären, als mit Hilfe von Treibeis; ob diese Erklärung richtig ist, ist wohl nicht ohne weitere Untersuchungen am Platz zu entscheiden. Vor allem: ist das von NORDENSKJÖLD erwähnte Fehlen basaltischer Blöcke, von der Übergangsschicht zwischen dieser und dem »Tonsandstein« abgesehen, richtig, so spricht dies für die Annahme, dass die Eruptionen wie auf der Cockburn-Insel pliocän seien. Zu dieser Zeit ist ja eine Temperatur, welche Treibeis zu gewissen Jahreszeiten zulassen konnte, nicht unwahrscheinlich. Wie lang die Eruptionen aber fortgesetzt haben, ist nicht zu entscheiden. Die Formen des Haddingtonberges erinnern an einen Vulkankegel. Eine weitere Stütze des postmiocänen Alters der Tuffformation Westantarktikas liegt in dem fast völligen Fehlen irgendeines basaltischen Materials in der miocänen Sedimentserie sowohl auf der Seymour wie auf der Cockburn-Insel, wenn man von den untersten Teilen der Tertiärformation auf der Seymour-Insel absieht, welche Tuff- und Glasfragmente enthalten. Der Anfang der Eruptionen muss demnach mindestens in die Zeit der patagonischen Molasse verlegt werden, obwohl die Haupteruptionen postmiocän sind.

Die Ross-Insel.

Unmittelbar unter den Tuffen liegt eine geschichtete Bildung, welche von NORDENSKJÖLD und ANDERSSON als ein Tonsandstein beschrieben ist, welcher oft eine schöne Kreuzschichtung wahrzunehmen lässt und zahlreiche Basaltsplitter enthält. Das mitgebrachte Gestein, welches als »unmittelbar unter den normalen Tuff stammend« etikettiert ist, und somit zu diesem Tonsandstein gehören soll, ist aber kein Tonsandstein, sondern ein gewöhnlicher Basaltuff, der seine Lagerstruktur dem schichtenweisen Anreichen von Basaltlapilli verdankt. Der Tuff besteht aus einem Gemenge von blasenreichen Basaltgläsern mit wenigen Ausscheidungen und

grösseren Krystallen mit anhaftendem Glas, alles durch eine isotrope Füllungsmasse verkittet.

Der überlagernde Tuff besteht nach ANDERSSON »of basaltfragments (the size of which varies from minute grains to gigantic blocks, many meters in diameter) cemented by a yellowish or brown palagonitic mass. Often the basaltpieces are veritable bombs with a vitreous crust... In many places... the sections exhibit a marked unconformability within the tuff-formation. In the lower and larger part of the cliffs the strata are inclined, but these inclined beds are cut off and superposed by a horizontal series of less thickness, but consisting of the same material. ... no doubt can remain, I think, that the inclination of the beds of the older



O. Nordenskjöld foto.

Fig. 7. Kap Hamilton von NO gesehen. Die Steilwand besteht aus Ross-Insel-tuff, an dessen Fuss die moränenähnliche Bildung ansteht. Unten Kreideschichten.

series is primary, during violent explosions the coarse tuff was flunged together in inclined beds, periods of erosion alternated with the eruptions, and as the force and direction of the explosions changed, the dip of the strata became varied... these strata were formed subaërially.»¹

Die heimgebrachten Tuffproben von Kap Hamilton bestehen alle aus typischen Palagoniten. Die Sideromelanlapilli, wenn wir mit diesem Namen die rehbraunen Glasfragmente des Tuffes meinen, enthalten Ausscheidungen von Olivin und Plagioklas, welch letzteres Mineral oft als »rhombische Lamellen«, dass ist tafelförmig nach M und von P und X begrenzt, ausgebildet ist. Der Mineralbestand der verschiedenen Sideromelanfragmente ist in einigen von den übrigen etwas verschieden, insofern als auch Magnetit ausgeschieden worden ist. Der Magnetit kommt jedoch nie selb-

¹ ANDERSSON, loc. cit., p. 46.

ständig in der Gesteinsmasse entwickelt, sondern nur als Umrandung der Plagioklase vor; als Regel gilt, dass die Olivine frei davon sind. Dieses dürfte vielleicht dadurch erklärlich sein, dass das Gesteinsmagma, welches wohl als ziemlich einheitlich zusammengesetzt anzunehmen ist, durch die Plagioklasausscheidung in der Nähe der Plagioklaskrystalle an eisenhaltigen Bestandteilen reicher geworden ist, welche in einem späteren Stadium der Gesteinsverfestigung auf den Plagioklasen ausgeschieden worden sind. Die Tatsache, dass die Magnetitbildung nur in den verhältnismässig an Ausscheidungen reichen Lapilli zu sehen ist, scheint für die obenerwähnte Erklärung zu sprechen, denn in den anderen ist das Magma nicht so stark mit femischen Komponenten übersättigt worden. Wenn die Erklärung richtig wäre, so wäre die Schlussfolge, dass in der Nähe der Olivinkrystalle eine Anreicherung an salischen Bestandteilen vorzufinden sein müsste. Tatsächlich sind oft die Olivine von Plagioklasmikrolithen umsäumt. Das Magma ist als ganz viscos anzunehmen, denn sonst müssten die Krystallisationshöfe rasch durch eindiffundiertes Material wieder ins Gleichgewicht gekommen sein.

Der hydrochemische Prozess, welchem die Sideromelanstücke ausgesetzt worden sind, ist in mehrere Stadien zu teilen. Als erstes Zeichen einer Umwandlung ist eine Farbenänderung der rehbraunen Lapilli in goldgelbe zu sehen. Die Isotropie des Glases wird beibehalten. Danach verändert sich die Farbe etwas mehr, die Isotropie geht verloren und man erhält ein Aggregat von einer in gelblichen Tönen polarisierenden Substanz, die wohl der Zeolithgruppe angehört. Die Struktur ist eine radiale, der Charakter der Längsrichtung der Fasern ist positiv. Als letztes Produkt hat man ein isotropes Mineral mit niedrigerer Lichtbrechung als derjenigen des Kanadabalsams, welches durch Salzsäure angegriffen wird. Zuweilen ist auch eine kleine feldartig orientierte Doppelbrechung wahrzunehmen. Kleine gegen einander senkrechte Sprünge deuten kubische Spaltbarkeit an. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass das Mineral Analcim ist.

Dasselbe Aussehen, wie die Kap Hamiltontuffe, zeigen die anderen Tuffe der Insel; sowie diejenigen der Vega-Insel und vom Festlande am Duse Bay. Unter den Proben von Depot Kap ist eine, in denen die Sideromelanlapilli fast vollständig in das gelbe doppelbrechende Mineral umgewandelt worden sind. Als Endprodukt kommt aber nicht Analcim sondern Natrolith vor, der in schönen Sphärolithen mit positivem Charakter des Interferenzkreuzes ausgebildet ist. In einem Tuffstück, welches auf dem Eise in der Clemens Markham Bay gefunden worden ist und schon durch seine lichtgelbe Farbe von den übrigen Tuffen abweicht, ist eine basaltische Hornblende in kleinen Fetzen zu sehen.

In dem Tuff liegen zahlreiche Basaltstücke, deren Grösse »from minute grains to gigantic blocs many meters in diameter« . . . variiert. »Often the basalt pieces, are veritable bombs with a vitreous crust.«¹ Die Basalt-

¹ ANDERSSON, loc. cit., p. 46.

blöcke, welche alle hypokrystalline Olivinbasalte sind und auf ihrer Oberfläche ganz glasig ausgebildet sein können, sind gewöhnlich vollkommen frisch, nur die kleineren sind palagonitisiert, was mit ihrer mehr glasigen Ausbildung zusammenhängt. Nicht nur vulkanischen Aschen, Lapilli und Bomben, sondern auch zerbröckelte Lavaströme kommen in dem Tuffe vor. An einem der Blöcke waren die Flusswülste des ehemaligen Lavaströmes noch zu sehen. Erwähnenswert ist auch, dass am Depot Kap zahlreiche »Olivinbomben« im Tuff liegen. Die Bomben können bis faustgross werden. Sie sind von sehr lockerem Gefüge, lassen sich sogar unter den Fingern zerreiben. Der Mineralbestand wird hauptsächlich von Olivin und Enstatit ausgemacht, die Mineralien zeigen nur vereinzelt eine selb-

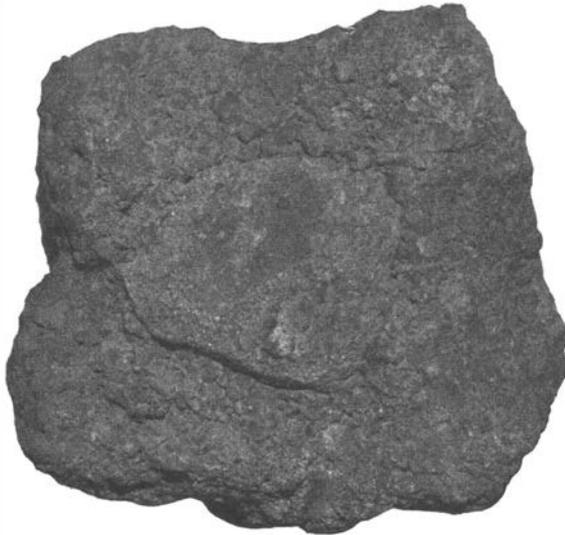


Fig. 8. Olivinbombe in Palagonit. Depot Kap. $\frac{1}{2}$ d. nat. Gr.

ständige Krystallbegrenzung, sind ungewöhnlich frisch und enthalten nur spärliche Mineralinterpositionen. Die Enstatite sind faserig nach der Vertikalachse, zuweilen sind sie geknickt, dabei wird die Fasrigkeit in der Knickungszone gröber. Ein rotbraunes bis dunkles isotropes Mineral, welches zwischen den anderen Mineralien in unregelmässig begrenzten Lappen vorkommt, ist wohl als Picotit zu deuten.

Rote Insel im Kronprinz Gustaf Kanal (Zeltlager NORDENSKJÖLD'S ¹¹⁻¹²/10 1903). Es liegt ein Olivinbasalt von dieser Insel vor. Von den übrigen Olivinbasalten in Westantarktika weicht er nur durch seinen Gehalt an Analcim ab. Der Analcim kommt teils in Klüften in den Plagioklasen vor, teils bildet er hohlraumartige Ausfüllungen, welche aber von den Plagioklasen ophitisch durchwachsen sind. Die Zwickele zwischen den Plagioklasleisten sind meistens auch vom Analcim ausgefüllt.

Als Einschluss kommt im Basalt ein Quarzgestein vor. Es zeigt nur geringfügige Veränderungen durch die Kontakteinwirkung des Basalts.

Die Grenze zwischen Basalt und Einschluss wird von einer Augitpallisade gebildet.

Die Cockburn-Insel.

Die Insel wurde zuerst von der ROSS'schen Expedition besucht und das Vorkommen vulkanischer Gesteine schon damals bemerkt. Die mitgenommenen Gesteinsproben wurden im Jahre 1901 von PRIOR beschrieben.¹ ROSS beschreibt die Insel als durchaus vulkanisch. Von der schwedischen Expedition wurde die Insel genauer untersucht und die fossilienführenden Ablagerungen gefunden. Der grösste Teil der Sedimente ist von cretaceischem Alter und weicht nicht besonders von denen der Snow Hill- und Seymoursinseln ab. In der Mitte der Kreideschichten kommt ein tertiärer glauconitführender mariner Sandstein vor, dessen Alter etwa miocän ist. Über die Kreideablagerungen folgt der Basaltuff, welcher wieder von dem Pectenkonglomerat bedeckt ist. Da die miocänen Schichten, welche einmal die Kreideformation überlagert haben müssen, jetzt nur in abnormer Lage inmitten der Kreide zu finden sind (wahrscheinlich durch Verwerfungen), ist es, wie HENNIG² hervorgehoben hat, deutlich, dass die miocänen Schichten wegdenudiert worden waren, ehe die Eruption von dem basaltischen Material stattfand. Aus diesen Gründen schreibt HENNIG den Tuffen ein postmiocänes Alter zu. Die obere Grenze ist durch das wahrscheinlich pleistocäne Pectenkonglomerat bestimmt.

Weil das Basaltmaterial der schwedischen Expedition nicht besonders reichhaltig ist, stütze ich mich in der folgenden Beschreibung teilweise auf PRIOR's Arbeit. Die Tuffe bieten nichts Neues dar. Unter den Basaltblöcken kommen sowohl fast holokrystalline wie glasige Typen vor, jene sind gewöhnliche Olivinbasalte. Der Olivin ist meistens idiomorph, der Pyroxen ist ein rotvioletter basaltischer Augit, die Plagioklase gehören zu der Labradoritreihe. Die Oberfläche der Basaltstücke ist oft glasig entwickelt. Als Einsprenglinge sind Olivin, Plagioklas und ein dustiger Magnetit vorhanden. In den äussersten Schichten fehlt der Magnetit und das Glas wird dann lichter. In keiner wesentlichen Hinsicht weichen die Cockburngesteine von denen, welche man als »Bomben« in dem Ross-Inseltuffe findet, ab. PRIOR hat sowohl einen fast holokrystallinen Basalt wie auch das randliche Glas analysiert.

¹ G. T. PRIOR, Petrographical Notes on the Rockspecimens collected in Antarctic Regions during the voyage of H. M. S. Erebus and Terror under Sir James Ross in 1839–43. Min. Mag. 12, p. 86.

² A. HENNIG, Le conglomérat pleistocène à Pecten de l'île Cockburn, Wiss. Ergebn. d. schwed. Südpol.-exp. Bd. III. Lief 10. 1911, p. 5.

	Basalt (22 cm von der Oberfläche)			Basaltglas	Basalt
	I	I a	I b	II	III
SiO ₂	48,97	81,08	52,20	50,22	54,22
Al ₂ O	16,12	15,86	10,18	16,20	9,36
Fe ₂ O ₃	1,90	1,19	—	3,13	—
FeO	9,63	13,40	10,17	8,07	9,10
MgO	7,64	18,93	12,19	7,54	12,87
CaO	8,73	15,55	10,01	8,57	9,81
Na ₂ O	2,99	4,82	3,10	3,36	2,35
K ₂ O	1,21	1,28	0,83	1,38	1,21
(H ₂ O)	1,39	—	—	0,22	—
TiO ₂	1,62	2,02	1,30	1,95	0,98
MnO	Spur	—	—	Spur	P ₂ O ₅ 0,10
	100,20	154,13	99,98	100,64	

- I. Olivinbasalt. Cockburn-Insel. G. T. PRIOR anal.
 I a. Molekularproportionen der Analyse I.
 I b. D:o auf die Summe 100 berechnet.
 II. Basaltglas. Cockburn-Insel. G. T. PRIOR anal.
 III. Plagioklasbasalt. Dunraven Peak, Yellowstone Park.

Die Analyse III ist aus der OSANN'schen Analysenzusammenstellung *T M P M* 20 1901, p. 447 genommen und die Molekularproportionen, auf die Summe 100 berechnet, werden hier wiedergegeben.

Die OSANN'schen Konstanten sind

	S	A	C	F	a	c	f	n	k
I.	53,50	3,93	6,25	26,12	2,16	3,44	14,40	7,89	0,86
III.	55,20	3,56	5,80	25,98	2	3,5	14,5	6,6	0,92

Typus Kilauea.

Amerikanische Klassifikation III: 5, 3, 4. Camptonose.

Der Snow Hill-Gang.

Die cretaceischen Ablagerungen an der Snow Hill-Insel werden von einem höchstens 10 m breiten Basaltgang durchbrochen, »manchmal verzweigt sich derselbe und kann ab und zu von mehreren kleineren, sogar wenige cm breiten Seitengängen begleitet sein, wie dies besonders in der Nähe unserer Winterstation zu sehen ist». Als typische Vorkommen des Basaltes sind nach NORDENSKJÖLD diejenigen der Basaltspitze und der Zentralpyramide anzusehen.¹

¹ NORDENSKJÖLD, Wiss. Ergebn. I: 1, p. 108 und die Karte 2.

Von der Basaltspitze liegt eine reichhaltige Sammlung vor. Das Gestein ist ausgesprochen doleritisch und von dunkelgrauer Farbe. Zuweilen kann es, z. B. an der östlichen Kante der Basaltspitze, ganz grobkörnig werden, die Plagioklase sind dann nicht mehr wie gewöhnlich leistenförmig sondern als Tafeln ausgebildet. Der Basalt ist oft dünnplattig abgesondert. U. d. M. sieht man, dass der Basalt aus einem holokrystallinen Gemenge von Olivin, Augit, Plagioklas, Erz neben Apatit besteht. Der Olivin ist zuweilen idiomorph, gewöhnlich kommt er in runden Körnern im Gestein vor, die Spaltrisse nach (010) sind deutlich, diejenigen nach (001) ziemlich schlecht. Der Winkel zwischen den optischen Achsen ist beinahe 90° . Keine Spur von Umwandlungsprozessen ist zu beobachten. Der Pyroxen ist ein rotvioletter, zonar- und sanduhrstruierter basaltischer Augit mit einem nicht unbeträchtlichen Titangehalt. Meistens ist er in runden Körnern ausgebildet, vereinzelt nimmt er Leistenform an. Die Pyroxene liegen teils um die Olivinkristalle gedrängt, teils, und das ist das gewöhnlichste, bilden sie polysomatische Aggregate, welche den Raum zwischen den Plagioklasleisten ausfüllen. Der Augit ist vollkommen frisch. Der Plagioklas mit der Zusammensetzung $Ab_{50}An_{50}$ ist leistenförmig entwickelt und nach dem Albitgesetz wiederholt verzwilligt. Daneben sind rechtwinklige Durchkreuzungszwillinge (Bavenogesezt?) recht allgemein. Unter den akzessorischen Mineralien sind besonders zahlreiche Nadeln von Apatit zu erwähnen. Die Plagioklase sind gewöhnlich am Rande von einem niedrig doppelbrechenden bis isotropen Aggregat von winzigen Fetzen eines Mineralen, dessen Lichtbrechung deutlich unter derjenigen des Kanadabalsams liegt, umgeben. Dieselbe Substanz trifft man oft an Sprüngen und zwischen den verschiedenen Lamellen der Albitzwillinge. Es scheint eine zeolitische Substanz zu sein, welche wenigstens teilweise auf Kosten des Plagioklases gebildet ist, wenn auch Zersetzungsprodukte einer früher vorhandenen Glasbasis Material zur Bildung der Substanz geliefert haben können. Das Gestein der Zentralpyramide (nördlich der Basaltspitze) weicht nicht besonders von dem oben beschriebenen Typus ab. Ein kleiner Gang nördlich der Basaltspitze ist von dichterem Gefüge und enthält zahlreiche Hohlräume, deren Wände von einem hoch licht- und doppelbrechenden einachsigen Karbonatmineral bekleidet sind. Daneben enthalten sie einen in sphärolitischen Aggregaten mit negativem Charakter des Interferenzkreuzes ausgebildeten Zeolith. Um die Hohlräume ist das Gestein feinkörniger und reicher an Pyroxen und Erz als gewöhnlich. Die Gesteinswand der Hohlräume ist von einem dünnen Saum von Glas gebildet. In seiner primären Mineralzusammensetzung bietet der Basalt nichts Neues. Sehr verbreitet ist eine Umwandlung der Olivine in einen Spat, welche vom Rande und von Spalten ausgeht und schliesslich fast vollständig die Olivinsubstanz verdrängen kann.

In der Nähe des Stationsgebäudes ist der Basalt sehr mannigfaltig entwickelt. An der Anemometerterrasse ist er sogar andesitisch.

Von dem Gang in der Nähe der Winterstation (Stationsschlucht) hat NORDENSKJÖLD eine Serie von vier Gesteinsproben sowohl von dem hier etwa 10 m breiten Gang als auch von dem kontaktveränderten Seitengestein eingesammelt. Die Probe Nr. 1 zeigt das Kontaktgestein im Osten, Nr. 2 den Kontakt zwischen diesem und dem Gang. Nr. 3 und 4 sind vom Basaltgang genommen. Der Basalt in der Mitte des Ganges (Nr. 4) zeigt eine ausgeprägt porphyrische Struktur. Als Einsprenglinge kommt hauptsächlich Olivin neben spärlichen Plagioklasleisten vor. Die Olivine sind teilweise in knollenartigen Aggregaten angehäuft, diese Knollen enthalten dann auch Plagioklas, so dass man den Eindruck, dass hier eine ursprünglich erstarrte Ausscheidung vorliege, welche später vom Basalt

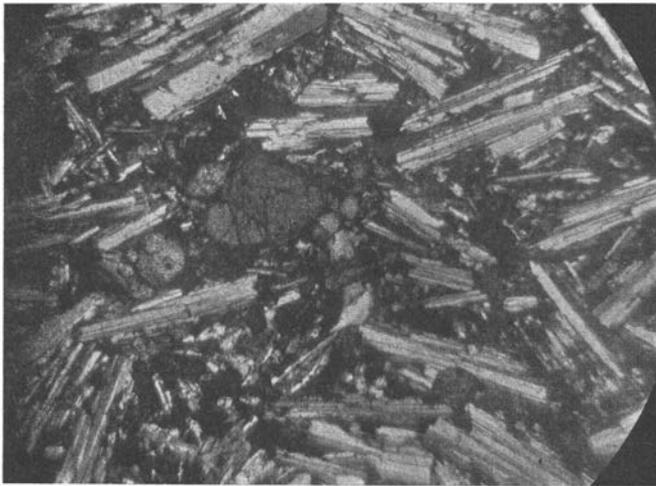


Fig. 9. Olivinbasalt. Zentralpyramide. Vergr. 20 \times . Nic. gekreuz. Mineralbestand der Mikrophotographie: Olivin, Plagioklas, Pyroxen und Glasbasis.

zerbrochen und eingeschlossen worden ist, nicht ohne weiteres ablehnen kann. Daneben sieht man einzelne idiomorph entwickelte Krystalle von Olivin. Die Grundmasse besteht aus einem äusserst feinkörnigen Teig von Plagioklasleisten und winzigen Augitkörnern neben reichlichem Erz. Durch die in gewissen Partien flächen- und schlierenartigen Anreicherungen des Magnetits erhält das Gestein Andeutungen von fluidaler oder sogar breccienartiger Struktur. Diese inhomogene Struktur ist in der Probe Nr. 3 sehr stark akzentuiert und lässt sich schon makroskopisch an einem tuffähnlichen Aussehen erkennen. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus braunen Glasfragmenten, welche gewöhnlich die typischen Formen von Aschenpartikeln mit konkaven Begrenzungsflächen zeigen. Diese Fragmente enthalten frische Leisten von Plagioklas und mit einem Spat gefüllte Hohlräume. Die Interstitien zwischen den grösseren Glasfragmenten sind auch blasig entwickelt und bestehen aus kleineren Glaspartikeln,

neben Plagioklas und viel Spat. In Probe Nr. 2 ist sowohl der oben beschriebene tuffähnliche wie der basaltische Charakter des Gesteins verloren gegangen. Makroskopisch ist es von lichtgrauer Farbe und sieht ganz trachytisch aus. Der Hauptbestandteil des Gesteins ist ein leistenförmig ausgebildeter Plagioklas von der Zusammensetzung $Ab_{45}An_{55}$ (symmetrische Maximalauslöschung 32°). Man findet weiter einzelne Pseudomorphosen, welche ihren Formen nach wahrscheinlich aus Olivin hervorgegangen sind und jetzt von einem Aggregat von winzigen Talkblättern eingenommen sind. In den Zwickeln zwischen den Plagioklasleisten kommt Natrolith in sphärolitischen Aggregaten sowie auch als Mandelausfüllung allgemein vor. In den Mandeln bildet ein Karbonatmineral die letzte Ausfüllung.

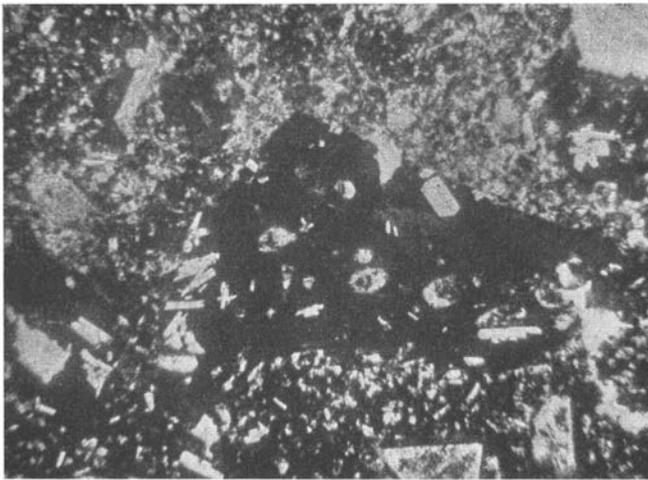


Fig. 10. Glasfragment in Basalt. Stationsschlucht. Vergr. 20 \times .

Der Kontakt zwischen Gang und Nebengestein ist scharf. Der erstere zeigt keine Veränderungen in seinen oben beschriebenen Eigenschaften. Das Kontaktgestein zeigt sowohl am Kontakt als etwas weiter davon (Nr. 1) eine sehr konstante Ausbildung. Der Kontakthornfels ist von feinkörnigem Gefüge, von schmutzig grauer Farbe und hat eine rotbraune Verwitterungsrinde. Der Bruch ist flachmuschelig. Das Gestein besteht hauptsächlich aus eckigen bis runden Quarzfragmenten und etwas Plagioklas, dessen Lichtbrechung höher als diejenige des Kanadabalsams liegt. Diese Minerale sind von einem u. d. M. nicht auflösbaren Substanzgemenge, worin nur einige schiefauslöschende Fetzen eines doppelbrechenden Minerals (Amphibol?) neben einer farblosen isotropen niedrig lichtbrechenden Substanz zu erkennen sind, umgeben und zum Teil dadurch auch verschleiert. Eine gewisse Übereinstimmung dieser Kontaktbildungen mit der Adinolfazies der Diabaskontaktgesteine ist nicht zu verleugnen. Vor der Basaltspitze liegen auch einige Proben von kontaktmetamorphosierten

Gesteinen vor. Makroskopisch zeigt ein Stück bandweise ausgezogene dunkle Striemen in einer gelblich-grauen Masse. Die dunklen Striemen bilden ein Gewebe, die lichter Partien umschliessend. U. d. M. zeigen sich die dunklen Striemen reicher an grösseren Quarz- und Feldspatfragmenten als die lichter Partien, welche von einem mehr homogenen und feinkörnigen Gefüge sind. Zwischen den Krystallfragmenten trifft man einen feinkörnigen bis unauflösbaren Teig von winzigen schief auslöschenden Nadeln (Amphibol) neben einer pleochroitischen Glimmerart und Erzen, hier aber viel reichlicher als im vorigen Falle, daneben ist Calcit durch das ganze Gestein recht allgemein verbreitet.

Am Schneetale (nördlich der Basaltspitze) zeigt der Basalt ebenfalls eine reichhaltige Entwicklung. Sowohl lichtgraue tuffähnliche blasige Typen, wie solche von mehr normalem Aussehen kommen dort vor. Sie führen alle lokal ziemlich allgemein verschiedene Einschlüsse, welche später beschrieben werden. Die Basalte zeigen auch hier die Umwandlung der Olivine in Spat, welches Mineral auch durch die ganze Gesteinsmasse verbreitet ist.

Seymour-Insel. Eine Probe von dem Gang in der Nähe von der Pinguin Bucht zeigt in einer dunklen dichten glasigen Grundmasse Ausscheidungen von Plagioklas und Olivin, das letztere Mineral aber meistens in Calcit und Chlorit umgewandelt, neben spärlich basaltischem Augit. Calcit und Chlorit füllen auch die Hohlräume des Gesteins aus. Die Menge der Glasbasis variiert innerhalb weiter Grenzen, zuweilen kommt sie nur intersertal vor, zuweilen aber bildet sie den Hauptgemengteil des Gesteins. Diese glasreichen Partien besitzen teilweise an Aschenpartikeln erinnernde Formen, sie sind aber immer innig mit der übrigen Gesteinsmasse verwoben; die Plagioklasleisten der Grundmasse dringen in die Glasfragmente ein. Sie müssen demnach gleichzeitig entstanden sein, und es kann aus denselben Gründen keine Rede davon sein, dass die Glasfragmente Einschlüsse seien.

Wie schon von dem Gang auf der Snow Hill-Insel beschrieben worden ist, zeigte der Basalt dort eine sogar tuffähnliche Struktur, indem er zahlreiche konkavbegrenzte Glasstücke enthielt. Sie sind immer scharf von der umgebenden Gesteinsmasse getrennt. Es scheint mir nicht unwahrscheinlich, dass diese tuffähnliche Struktur durch das Zerbrechen früher erstarrter Lavateile entstanden sei. Durch das Zerbrechen von blasig entwickelten Lavapartien können leicht an Aschenpartikeln erinnernde Formen entstehen, vor allem in einem schmalen Gang, wo vielleicht geschmolzenes Material eine lange Zeit hindurch zirkuliert und oft Gelegenheit gehabt hat, an den Wänden anhaftende Schlackenkrusten loszubrechen und einzuschliessen.

Die Einschlüsse. Wie schon an einigen Stellen angeführt worden ist, enthalten die basaltischen Gesteine auf der Snow Hill-Insel ziemlich häufig an gewissen Lokalen »Einschlüsse verschiedener Gesteine«. Vor allem von dem Schneetale liegt eine reichhaltige Sammlung vor und zwar von folgenden Typen:

Tonschiefer. Die Hauptmasse des Einschlusses ist u. d. M. nicht auflösbar, sondern ist zwischen gekreuzten Nicols vollkommen dunkel. Im gewöhnlichen Licht ist sie von einer schwarzbraunen bis grauen Farbe. Durch diese Masse blitzen zahlreiche Cordieritindividuen hervor. Der Cordierit zeigt im basalen Schnitte deutliche Durchkreuzungsdrillinge nach (110).

Quarzaggregate. Diese Einschlüsse haben makroskopisch ein trübes milchweisses Aussehen; sie sind stark porös und leicht zerreibbar. Die Quarzkörner sind in kleine Stücke zersprungen, fast jedes Korn wird von einem lichten Glas umhüllt, welches ein maschenartiges Gewebe bildet, wodurch die Quarzkörner zusammengehalten werden. Das Glas hat eine



Fig. 11. Einschluss im Basalt. Altes Randtal. Vergr. 20 \times . Nic. gekreuz. Rechts Basalt an ein Quarzkorn grenzend. Links rosettenartige bis sphärolitische Aggregate von Desmin und rotgefärbte Calcitsphärolithen (in der Figur dunkel).

niedrigere Lichtbrechung als der Kanadabalsam. In dem Glas gewährt man ferner sphärolitische Aggregate von positivem Charakter des zierlichen Interferenzkreuzes. Am ehesten scheint es als ein Entglasungsprodukt aufgefasst werden zu können.

Ein eigentümlicher Einschluss kommt in einem Basalt von dem »alten Randtale« vor. Der Einschluss besteht aus runden bis eckigen Quarzfragmenten, durch ein Gemenge von zeolithischen Substanzen verkittet. Wo diese Quarzkörner direkt an das Basaltgestein grenzen, findet man den Basalt reicher an Plagioklas als gewöhnlich. Diese Plagioklasleisten ordnen sich gern fluidal parallel den Grenzen des Einschlusses. Die Quarzkörner sind von dünnen Adern von Glas durchzogen. Der grösste Teil des Einschlusses ist von einem rosettenförmig bis sphärolitisch aggregierten blättrigen, optisch negativen zweiachsigen Zeolith mit schwacher Licht- und Doppelbrechung, negativem Charakter der Längsrichtung und

einer Auslöschungsschiefe von 8° eingenommen. Die mitgeteilten optischen Charaktere stimmen mit denen des Stilbits (Desmin) gut überein. Meistens um die Quarzfragmente, aber auch durch den ganzen Einschluss verbreitet, findet man weiter sphärolithische Aggregate eines radialstrahligen in grobfasrigen, im Zentrum gewöhnlich rotgefärbten Aggregaten entwickelten Minerals, welches hohe Doppelbrechung besitzt und dem Arragonit sehr ähnlich ist, der Achsenwinkel ist aber nicht merklich von 0° verschieden, weshalb nicht ein Arragonit sondern ein Spat vorliegen muss, obwohl es vielleicht möglich ist, dass dieser Spat anfangs als Arragonit entwickelt, aber später in Spat umgewandelt wurde. Daneben findet man sphärolithische Kugeln eines äusserst feinstrahlig ausgebildeten Zeoliths mit positivem Charakter des Interferenzkreuzes. Zusammen mit dem Spat trifft man mehrmals ein grobblättriges rotgefärbtes pleochroitische optisch einachsige und negatives Mineral mit hoher Licht- und Doppelbrechung, welches als ein Eisenglimmer zu deuten ist. Die Grenze zwischen diesen zeolithischen Partien und dem Basalt ist scharf. Sowohl Spat als Eisenglimmer kommen auch in dem Basalt als Hohlraumausfüllung vor.

Quarz-Feldspat-Aggregate. Der Einschluss besteht aus Plagioklas und Quarz. Beide Mineralien sind stark zersplittert und von breiten Adern von einem farblosen Glas durchzogen. Daneben findet man auch Ramiifikationen des Basalts, sie verschwinden aber bald.

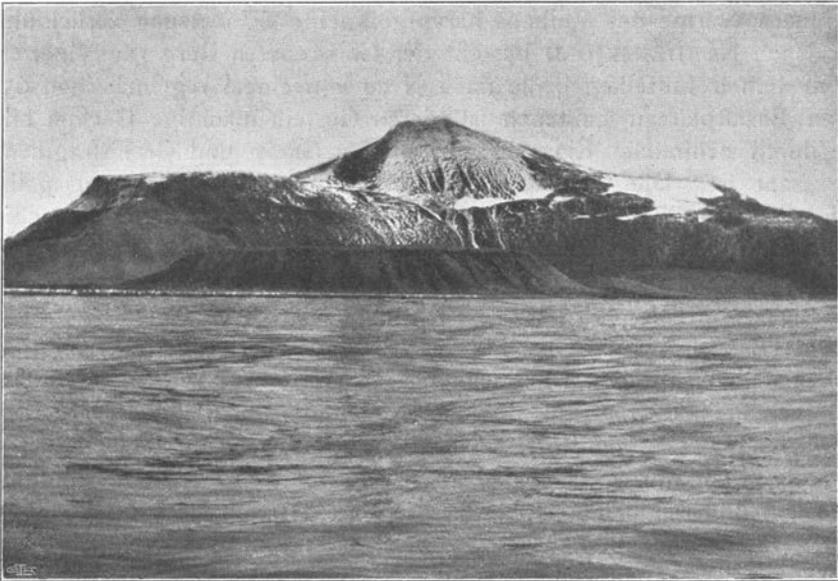
NORDENSKJÖLD hat die Einschlüsse im Snow Hill-Basalt als Bruchstücke von Tiefengesteinen gedeutet; für eine solche Ansicht hat die mikroskopische Untersuchung keine Stütze geliefert. Es scheint mir wahrscheinlicher, dass sie von dem Quarzsandstein der Kreide-Formation stammen. Nur was das Quarz-Feldspat-Aggregat anbelangt, kann man vielleicht die Frage des Ursprungs offen halten.

Die Paulet-Insel.

Die Insel wurde schon im Jahre 1843 von ROSS gesehen und nach ihrem Aussehen vermutet ROSS, dass sie von vulkanischem Ursprung sei. Die Insel spielt eine grosse Rolle in der Geschichte der schwedischen Expedition. Die Besatzung der »Antarctic« überwinterete da im Südwinter 1903, nachdem das Schiff untergegangen war. Die Insel war zu Anfang der Expedition von NORDENSKJÖLD besucht worden. Die von ihm gesammelten Gesteinsproben gingen mit der »Antarctic« verloren. Ich habe jedoch Gelegenheit gehabt, einige von dem Botaniker der Expedition Dr. C. SKOTTSBERG wegen der Flechtenbewachsung mitgebrachte Stücke zu untersuchen. Nach NORDENSKJÖLD ist die Paulet-Insel ein etwas zerstörter Vulkan, welcher einen teilweise eingestürzten Krater besitzt. Dieser Krater ist jetzt von einem See ausgefüllt. Der höchste Punkt der Insel liegt etwa 385 m über dem Meer. Nach den wohl erhaltenen Flächenformen zu urteilen hält NORDENSKJÖLD den Inselvulkan für sicher postglazial.

Aus den Proben zu schliessen, kommt ein dunkler bis schwarzer Olivinbasalt am häufigsten vor. Nur einige Ausscheidungen sind darin mit blossem Auge zu sehen. Zuweilen sind die Gesteine schlackig ausgebildet.

Was die petrographische Beschaffenheit der Pauletgesteine betrifft, so bieten sie nichts Neues. U. d. M. sieht man Krystalle von Plagioklas und Olivin neben einzelnen Pyroxenen in einer von Plagioklasleisten, Augit und Magnetit erfüllten gelblichen Glasmasse, welche sich intersertal zwischen die Plagioklasleisten einklemmt. Die Glasbasis ist durch den reichlich vorkommenden Magnetit stark getrübt. Der Magnetit zeigt mehrmals skelettförmige Wachstumsformen. Keine Spur von irgendeiner Umwandlung ist wahrzunehmen.



O. Nordenskjöld foto.

Fig. 12. Die Paulet-Insel von Norden gesehen.

Das südliche Vulkangebiet.

In etwa $65^{\circ} 20' S.$ und $59^{\circ} 40' W.$ v. Gr. liegt die Robertsson-Insel; von ihr aus zieht sich eine Reihe von Inseln oder Nunatakken, die s. g. Robben Inseln, in NW. Richtung. Sie wurden alle von LARSEN während seiner berühmten Reise auf dem Jason im November 1893 entdeckt.¹ LARSEN landete auf einer der Robertsson-Insel im Norden vorgelagerten Insel, der Christenssen-Insel. Nach NORDENSKJÖLD, der von der Winterstation auf Snow-Hill auf einer Schlittentour die Insel besuchte, ist die

¹ JOHANNES PETERSEN, Die Reisen des »Jason« und der »Hertha« in das antarktische Meer 1893—94. Mitth. Geogr. Ges. Hamburg 1891—92. Heft II. Hamburg 1895.

Christenssen-Insel keine selbständige Insel sondern hängt mit der Robertsson-Insel zusammen, weshalb er auch die erstere den Christenssen Berg nennt. LARSEN fasste den Christenssen Berg als tätigen Vulkan auf und zwar aus folgenden Gründen. Als LARSEN von der Eiskante, wo er gelandet hatte, sich der Insel näherte, fand er auf dem Eise mehrere Stücke von Basalt, wovon auch die Insel aufgebaut ist. Diese Basaltstücke deutet LARSEN als Auswürflinge, nach NORDENSKJÖLD sind es aber keine echten Bomben und dazu kommt, dass sie mit Flechten bewachsen sind. Wenn die Gesteinsstücke von einem Vulkan ausgeworfen sind, was aber wegen des Fehlens von Bombencharakteren an den Gesteinen unwahrscheinlich ist, so zeigt die Flechtenbewachsung, dass der Vulkan, wie LARSEN annimmt, in neuerer Zeit keine Ausbrüche gehabt hat. Der Berg war ferner verhältnismässig frei von Schneebedeckung, was LARSEN auf eine durch die innere Wärme des Vulkans hervorgebrachte Schmelzung zurückführte.

Nach NORDENSKJÖLD besteht der Christenssen Berg »aus einer etwa 300 m hohen Mittelkegel, die nach N zu von einem regelmässigen 65 m hohen Basaltplateau umgeben ist, deren Gestein mächtige Decken bildet und durch zahlreiche Einschliessungen von Gneis- und Granitfragmenten interessant ist. Die höchste Partie selbst besteht dagegen aus gelbem Tuff nebst durchbrechenden Stöcken aus schwarzer und roter schlackiger Lava. Besonders die letzere sieht sehr jung aus, es kann aber wegen der Flechtenbewachsung keine Rede davon sein, dass in den letzteren Jahren Ausbrüche stattgefunden haben, der Vulkan als solche ist stark zerstört.«¹

PETERSEN hat die Gesteine des Christenssen Berges einer mikroskopischen und chemischen Untersuchung unterworfen. Nach seiner Beschreibung scheinen es die auf dem Eise gefundenen und von LARSEN als Auswürflinge gedeuteten Gesteine gewesen zu sein, welche untersucht wurden. Makroskopisch war es ein dichtes, schwarzes Gestein, »mit zahlreichen länglichen und rundlichen Hohlräumen von 1—10 mm Durchmesser. Zahlreiche Olivinkörner und -krystalle, meist ca. 1 mm Durchmesser in jeder Richtung haltend, geben dem Gestein einen makroskopisch porphyrischen Charakter«.² U. d. M. zeigen sich als »Bestandteile des Gesteins Erze, Olivine, Pyroxen, Plagioklas und spärlich Glasbasis«. Das von NORDENSKJÖLD mitgebrachte Gesteinsstück zeigt im Dünnschliff den gewöhnlichen Habitus eines intersertalen Olivinbasaltes mit frischen Olivinkrystallen. Die Pyroxene, welche einen ziemlich grossen Achsenwinkel (2 E 100—110°) besitzen, nach (100) verzwillingt sind und von grünlich-gelblicher Farbe sind, kommen hauptsächlich in kleinen Körnern oder in polysomatischen Feldern vor. Der Plagioklas ist oft skelettartig. Die Zusammensetzung ist eine labradoritische. Die Figur 7 in PETERSEN's Abhandlung, welche einen Plagioklas mit »zentralem Einschluss von Augitkörnchen und Erzkörnchen« vorstellen soll, ist wohl nur ein Schnitt am Ende eines skelett-

¹ NORDENSKJÖLD, *Wiss. Ergebn.* I: 1, p. 112.

² PETERSEN, *loc. cit.*, p. 275.

artigen Plagioklases. Im Präparat kommt weiter eine 1 mm breite Schlinge von zu einander parallelen Pyroxenstäben vor.

Wie oben nach NORDENSKJÖLD zitiert wurde, soll das Gestein hier »zahlreiche Einschlüsse von Gneis- oder Granitfragmenten« enthalten. Solche finden sich aber nicht in dem mitgebrachten Gesteinsstück, welches ein Basalt mit eingeschlossenen Fragmenten eines Quarzgesteins ist. Der Basalt selbst zeigt nur kleine Veränderungen am Kontakt. Der Gehalt an braunem Glas wird grösser, die Feldspate verschwinden und als einziges Mineral tritt hier Pyroxen auf. Im Allgemeinen stehen die Pyroxene nicht als eine Palissade senkrecht zum Einschluss, wie dies mehrmals der Fall zu sein pflegt, sondern sie liegen wirt durcheinander. Gewöhnlich grenzen

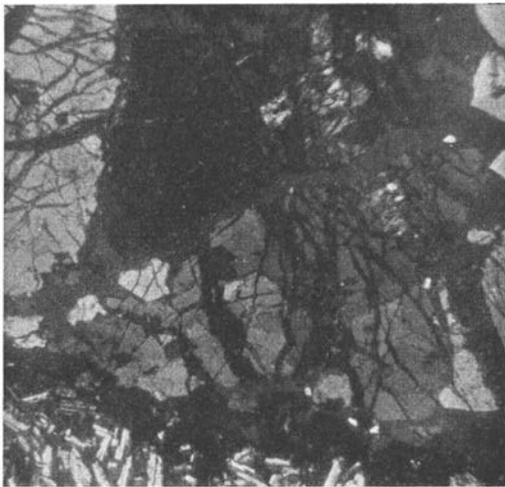


Fig. 13. Quarzaggregate in Basalt. Vergr. 15 \times . Nic. gekreuzt. Unten Basalt, der mit einem isotropen Glasrand an die zersprengten Quarzkörner grenzt. Die Quarzkörner sind von isotropen Glasadern durchzogen. Die breite Ader im Quarz (rechts) besteht aus Chalcedon.

die Pyroxene nicht unmittelbar an den Quarz, sondern werden davon durch einen schmalen Saum von braunem Glas getrennt. Die Glasbasis mit ihren Pyroxenkrystallen ist auch in den Einschluss eingedrungen, aber der eingedrungene Schlauch verengt sich rasch, die Glasbasis wird lichter und man bekommt endlich eine ganz andere Klüftausfüllung, die unten beschrieben wird. Die ganze eingeschlossene Quarzmasse ist durch die Hitze des Magmas in mehrere kleine unregelmässig begrenzte Stücke zersprungen. Es sind diese Risse, wo der Schmelzungsprozess des Quarzes angefangen hat. Der geschmolzene Quarz ist, als die Temperatur des Magmas abnahm, wieder erstarrt, diesmal aber isotrop als Quarzglas. Das isotrope Glas ist später devitrifiziert worden, die Spaltenfüllungsmasse in den breiteren Klüften ist von stabförmigen Partien aufgebaut, welche eine niedrige

Doppelbrechung zeigen und mit ihren Längsachsen ziemlich genau senkrecht zu den Wänden der Klüfte stehen, die Lichtbrechung ist etwas niedriger als diejenige des Canadabalsams, die in diesem Fall etwas niedriger als diejenige des Quarzes liegt. Die Auslöschung ist eine gerade. Der Charakter der Längsrichtung ist negativ. Da es wohl sehr wahrscheinlich ist, dass dieses doppelbrechende Mineral aus dem isotropen Quarzglase durch irgendeinen Devitrifikationsprozess hervorgegangen ist, kann es sich nur um ein Kieselsäuremineral handeln und zwar Chalcedon, was im Einklang mit den optischen Bestimmungen steht.

Eine Bauschanalyse des Basaltes von dem Christensen-Berge von PETERSEN ergab¹

SiO ₂	51,94
Al ₂ O ₃	14,92
Fe ₂ O ₃	3,71
FeO	10,24
MgO	4,39
CaO	11,61
Na ₂ O	3,82
K ₂ O	0,39
H ₂ O	0,19
Summe	101,21

Leider ist die Analyse etwas unvollständig, weil TiO₂ nicht bestimmt worden ist. Die Analysensumme ist auch zu hoch, weshalb keine Berechnung dieser Analyse ausgeführt worden ist.

Die übrigen Nunatakken, die s. g. Robbennunatakken, bestehen nach NORDENSKJÖLD² »aus langgestreckten Kämmen, die manchmal die höchsten Teile von teilweise zerstörten Kraterwällen bilden dürften. Keiner von den Nunatakken, auch die Lindenberg-Insel (die von LARSEN als ein tätiger Vulkan beschrieben ist), hat eine Form, die an einen unzerstörten Vulkan erinnert.»

Der Oceana-Nunatakk »ist ein solcher Wall aus schwarzer Lava, nur in äussersten W. steht etwas Tuff an«. *Der Castor-Nunatakk* dagegen besteht »fast ausschliesslich aus gelbem Tuff, der gewöhnlich schön geschichtet ist und zuweilen an lockeren feinkörnigen Sandstein erinnert, zum Teil auch grosse Basaltballen aufweist, ähnlich denen auf der Ross-Insel. Der Tuff ist von einigen wenig hervortretenden Basaltgängen durchsetzt.« In *Herthas-Nunatakk* scheinen die Basalte wieder zu überwiegen. Von den übrigen Nunatakken liegen keine Observationen vor.

Das Gestein des Oceana-Nunatakk ist sehr blasenreich, als grössere Ausscheidungen kommen hauptsächlich idiomorpher Olivin neben einzelnen

¹ PETERSEN, loc. cit., p. 278.

² NORDENSKJÖLD, Wiss. Ergebn. I: I, p. 111.

Pyroxenen vor. Die Grundmasse besteht aus einem durch reichlich ausgeschiedene Erze schwarzgefärbten Glas mit skelettartig ausgebildeten Plagioklasen. Das gangförmige Gestein, das auf dem Castornunatakk den Tuff durchschneidet, ist dem Hauptgestein des Oceana-Nunatakk sehr ähnlich. Die Pyroxene treten unter den Einsprenglingen entschieden zurück, während die Plagioklase an ihrer Stelle etwas an Bedeutung gewinnen. Die Gesteine der beiden Nunatakken sind frisch.

Was das Zeitalter betrifft, in welchem die Eruptionen in diesem Gebiet stattgefunden haben, kann man nur Vermutungen aussprechen, da die Basalte hier nicht in Kontakt mit Sedimentablagerungen gesehen worden sind. Die zerstörten Formen lassen sich aber nicht mit der Annahme eines sehr jugendlichen Alters vereinigen; ein quartäres Alter dürfte jedoch nicht unwahrscheinlich sein.

Die Süd-Sandwich-Inseln.

Lage und Entdeckungsgeschichte.

Die Süd-Sandwich-Inseln strecken sich in einem gegen Westen offenen Bogen zwischen 56° und 58° s. Br. und in etwa 27° w. L. von Greenwich. Die Inselgruppe besteht im ganzen aus etwa 15 Inseln und Felsen, welche in 7 Gruppen vereinigt, in ungefähr gleichen Abständen von einander liegen. Gewöhnlich wird aus historischen Gründen die Inselreihe in zwei Gruppen eingeteilt; eine nördliche, die Traversegruppe, die Inseln Lieskov, Wysokii und Sawodowskii umfassend, und eine südliche aus den übrigen Inseln bestehend. Nur einige von diesen haben selbständige Namen erhalten. Die Inseln haben im allgemeinen keinen Hafen, wo die Seefahrer sichere Ankarplätze zum Schutz gegen die in diesen Fahrwässern wütenden Stürme finden können; dies und die etwas abseitige Lage der Inseln ist die Ursache, dass die Süd-Sandwich-Inseln verhältnismässig selten von antarktischen Expeditionen, sei es wissenschaftlichen oder Fangexpeditionen, berührt worden sind.

Die Süd-Sandwich-Inseln wurden von JAMES COOK während seiner zweiten Reise um die Welt (1772—75) entdeckt. Es scheint aus den Berichten COOK's¹ und SPARRMAN's² hervorzugehen, dass COOK, der durch die ungünstigen Wetterverhältnisse gehindert wurde, eine eingehende Untersuchung der von ihm gesehenen Inseln (Candlemas bis S. Thule) vorzunehmen, diese als vorspringende Partien einer grösseren Landstrecke auffasste, welche er zu Ehren des damaligen englischen Amiralitätslordes, Lord

¹ JAMES COOK, A voyage towards the South Pole and Round the World. Vol. II.

² ANDERS SPARRMAN, Resa omkring jordklotet i sällskap med Kapit. Cook och Hrr Forster åren 1772, 73, 74, och 1775. Andra Afd. Stockholm 1818.

SANDWICH, South Sandwich Land nannte. Seine Auffassung, dass ein grosses Land in diesem Gebiet vorhanden sei, wurde durch die gewaltigen Eismassen, welche er während seines Kreuzens in diesen verhältnismässig niedrigen Latituden getroffen hatte, gestützt.

Der nächste Entdeckungsreisende, der die Süd-Sandwich-Inseln besucht hat, ist BELLINGSHAUSEN, welcher von der russischen Regierung mit den beiden Schiffen Wostok und Mirnij ausgesandt wurde, um Forschungen in den südlichen Meeren anzustellen (1819—21). Von Süd-Georgien steuerte er, an den von COOK entdeckten »Clerk Rocks« vorbei, gerade auf die Sandwich-Gruppe zu. Da sein Kurs nördlicher als derjenige COOK's gelegen war, gelang es ihm, die Entdeckungen COOK's beträchtlich zu erweitern, indem er die drei nördlichsten Inseln, welche COOK entgangen waren, entdeckte. Die Wetterverhältnisse waren aber diesmal viel günstiger als zur Zeit COOK's. Am 22. Januar entdeckte er die Lieskov-Insel, nach dem ersten Leutnant auf dem Wostok genannt. Die Lage der Insel konnte er astronomisch bestimmen. Schon am nächsten Tag sah er eine hohe Insel, welche er Ostrow Wysokoi, das ist die »Hohe Insel« nannte. Auch die Lage dieser Insel wurde astronomisch bestimmt. Am selben Tag konnte er wieder eine bedeutungsvolle Entdeckung machen, als er eine Insel nördlich von Ostrow Wysokoi sichtete. Er schreibt, dass er schon »bei weiterer Annäherung auf der südwestlichen Seite derselben einen Krater wahrnehmen konnte, aus dem unaufhörlich dichte widrige Dämpfe ausstiegen. Als wir vor dem Winde die Inseln passierten, sahen wir diese Dämpfe eine unveränderliche feststehende Wolke bildeten und es machten uns von weitem ganz den Eindruck von aus dem Schlotte eines Dampfers hervorquellende Rauche.«¹ Am 24. Januar landeten SAWODOWSKII, SIMANOW und DEMIDOW mit einigen Matrosen auf der Insel. Sie bestiegen den Berg, der die Mitte der Insel einnahm und etwa 1200' hoch war, bis zur halben Höhe. Der Boden war überall warm. Diese vulkanische Insel wurde nach SAWODOWSKII, Kapitänleutnant auf dem Wostok, benannt. Die drei Inseln Lieskow, Wysokoi und Sawodowskii hat BELLINGSHAUSEN unter dem Namen Traversey-Inseln zu einer Gruppe zusammengefasst, nach dem damaligen russischen Marineminister TRAVERSEY, welcher diese Entdeckungsfahrt sehr gefördert hatte.

Nachdem er die Untersuchung der Traversey-Gruppe beendet hatte, steuerte er auf die von COOK entdeckten Candlemas-Inseln zu. COOK hatte hier zwei Inseln gesehen, BELLINGSHAUSEN entdeckte noch eine. Es gelang ihm auch, die Lage dieser Inseln zu bestimmen. Seiner Route

¹ Der Bericht BELLINGSHAUSEN's ist in russischer Sprache geschrieben. G. LOWE hat 1842 einen Auszug davon in ERMAN's Archiv für wissenschaftliche Kunde von Russland, Bd. II, Berlin 1842, p. 127—174, in deutscher Sprache publiziert. Im Jahre 1902 ist eine neue ausführlichere Übersetzung von H. GRAVELIUS erschienen, F. v. BELLINGSHAUSEN's Forschungsfahrten im S. Eismeer 1819—21 auf Grund des russischen Originalwerkes herausgegeben vom Verein f. Erdkunde in Dresden. Lpz. 1902. Wenn nicht anders angegeben, verweise ich auf die Ausgabe von GRAVELIUS.

weiter nach Süden folgend, zeigte er, dass Cap Montague und Cap Bristol Inseln waren, und nicht, wie COOK geglaubt hatte, zu einer grösseren Landstrecke gehörten; er passierte östlich von South Thule und drang weiter gegen Süden vor, bis er in $69^{\circ} 21' 28''$ Br. $2^{\circ} 14' 50''$ von Eis gehindert wurde. Er kehrte dann gegen Norden um, segelte westlich von S. Thule und Bristol und setzte dann seine Reise gegen Osten fort. Seine weiteren Ergebnisse fallen ausserhalb des Rahmens dieser Arbeit.

Durch BELLINGSHAUSEN wurde die vulkanische Natur einer der Inseln festgestellt, für eine der anderen (Saunders) nimmt er dasselbe an. Er hat sich auch als erster für die Zusammengehörigkeit der Süd-Sandwich-Inseln mit Süd-Amerika ausgesprochen. Er schreibt:¹ »Das Sandwichland und die Traversey-Inseln scheinen die Gipfel eines Bergrückens zu bilden, welcher durch die Clerk's Felsen mit Süd-Georgien und von dort aus durch die Felsen Aurora mit den Falklands-Inseln in Verbindung steht.»

Der englische Seefahrer JOHN BISCOE, welcher im Auftrag der Firma Enderby in London mit der Brigg Tula und dem Kutter Lively ausgesandt war, um Untersuchungen in antarktischen Gewässern zu machen, verweilte während einiger Tage im Dez. 1830 in diesen Gegenden, hauptsächlich in der Nähe der Montague Insel, freilich wurden von der Besatzung Landungen an wenigstens einer der Inseln gemacht, aber im Ganzen hat BISCOE unsre Kenntniss über die Süd-Sandwich-Inseln nicht über das, was schon durch BELLINGSHAUSEN bekannt geworden war, erweitert.²

BALCH³ hat in seiner Arbeit über die Entdeckungsgeschichte Antarktika's einen nordamerikanischen Robbenschläger Kapitän MORREL erwähnt, der auf seinem Schoner Wasp die Süd-Sandwich-Inseln besucht haben soll. Die Wahrheit der MORREL'schen Reiseberichte⁴ ist aber, wenigstens was die antarktischen Gewässer anbelangt, aus guten Gründen bezweifelt worden, weshalb ich auf ein näheres Eingehen auf seine etwas phantasiereiche Beschreibung verzichte; ich verweise auf die Arbeiten von FRICKER,⁵ NORDENSKJÖLD⁶ und MILL,⁷ welche MORREL's angebliche antarktische Reise eingehend behandeln.

Die grossen antarktischen Reisen von JAMES CLARKE ROSS (1839—43), CII. WILKES (1838—42) und DUMONT D'URVILLE (1838—40) haben die Süd-Sandwich-Inseln nicht berührt. Erst in den Siebziger-Jahren des vorigen

¹ Ausgabe von LOWE, p. 137.

² Der Bericht BISCOE's ist im »Antarctic Manual for the Expedition 1901« abgedruckt.

³ E. S. BALCH, Antarctica, Philadelphia 1902.

⁴ BENJAMIN MORREL, A narrative of four voyages to the South Sea, North and South Pacific Ocean, Chinese Sea, Ethiopic and Southern Atlantic Ocean, Indian and Antarctic Ocean. From the year 1822—23. New-York 1832.

⁵ FRICKER, loc. cit., p. 48—49.

⁶ NORDENSKJÖLD, Wiss. Ergebn. I: 1, p. 44—48.

⁷ H. R. MILL, The siege of the South Pole. London 1905, p. 104—111.

Jahrhunderts sollen die Inseln nach BALCH¹ von einem nordamerikanischen Walfischfänger Kapt. J. J. FULLER aus New London wieder besucht worden sein. Näheres über FULLER's Reisen nach den Süd-Sandwich-Inseln ist uns nicht bekannt. Nachdem das Interesse für antarktische Entdeckungsreisen zu Beginn dieses Jahrhunderts wieder erwacht war, und durch die wissenschaftlichen Untersuchungen der belgischen, schwedischen und französischen Expeditionen die nahe Verwandtschaft, die zwischen Patagonien und Westantarktika zu bestehen scheint, nachgewiesen worden war, ist es auch leicht verständlich, dass die Fragen nach dem geologischen Bau der Süd-Sandwich-Inseln, welche, wie man glaubte, zu dem angenommenen Verbindungsglied zwischen den beiden Kontinenten gehörten, eine gewisse Bedeutung für die Entscheidung dieses Problems hatten.

Im Jahre 1908 kam dann die Fahrt des Norwegers Kapt. C. A. LARSEN, der durch seine früheren Reisen im antarktischen Gebiet, darunter auch als Schiffskapitän der schwedischen Südpolarexpedition, sich einen berühmten Namen gemacht hatte, mit einem kleinen Dampfer »Undine« von der LARSEN'schen Station auf Süd-Georgien nach den Süd-Sandwich-Inseln. LARSEN landete an den meisten der Inseln und nahm Gesteinsproben davon mit, welche er später als Geschenk dem Museum zu Göteborg übergeben hat. Die Landungen waren mehrmals sehr abenteuerlich; durch die ungestümen Brandungen wurde das Landungsboot zum Kentern gebracht, dies geschah zweimal, als sie die Sawodowskii-Inseln besuchen wollten. Gelang es aber LARSEN nicht, die Absicht seiner Expedition — einen Hafen für seine Fangschiffe in diesem Meer zu finden — auszuführen, so waren doch die von ihm mitgebrachten Gesteinsproben in geologischer Hinsicht von grossem Interesse. Durch sie wird festgestellt, dass die Süd-Sandwich-Inseln aus vulkanischem Material aufgebaut sind.

Nach einer brieflichen Mitteilung von LARSEN hat der Norweger Kapt. OLE JÖRGENSEN, welcher im Dez. 1911, Jan. und Febr. 1912 sich in der Nähe der Inseln zu Fangzwecken aufhielt, einen Hafen auf South Thule gefunden.

Nachher hat auch die deutsche Südpolarexpedition unter W. FILCHNER einige Tage in der Umgebung der Sandwich-Gruppe zugebracht, wegen des stürmischen Wetters scheint es aber, dass keine Landungen unternommen werden konnten.

Die Lieskov-Insel.

Diese Insel liegt am weitesten gegen Westen vorgeschoben und demnach etwas ausserhalb des schwach gekrümmten regelmässigen Süd-Sandwich-Bogens. Nach BELLINGSHAUSEN hat die Insel das Aussehen eines Gebirgskammes, der sich in der Richtung von N 37 nach S 37 W streckt

¹ Antarctica Addenda. Journ. of the Franklin Inst. 1904, p. 82.

und dessen Länge in dieser Richtung etwa zwei Meilen beträgt. Die Breite ist etwa die Hälfte dieses Masses. Die südliche Spitze zeigt eine kegelförmige Erhöhung, die aus der Ferne wie abgerissen erscheint.

Es gelang LARSEN nicht auf der Insel zu landen. Einige in der Nähe der Insel in einer Tiefe von 75 Faden aufgedreggte Kiesstücke bestehen alle aus basaltischen Gesteinen.



Fig. 14. Die Lieskov-Insel, in WNW Richtung vom Schiff gesehen.

Die Sawodowskii-Insel.

Diese Insel ist die nördlichste des eigentlichen Süd-Sandwich-Bogens und ihr vulkanischer Ursprung wurde schon von BELLINGSHAUSEN erkannt (siehe S. 164). LARSEN landete zuerst an dem NW-Ende der Insel, welches aus einer porösen Lava besteht, deren Blasenräume mit Zeolithen gefüllt sein sollen. Die mitgebrachten Proben gingen aber bei dem Umschlagen des Landungsbootes verloren. Es sind auf der Insel zwei Krater. Der eine liegt etwa inmitten der Insel, der andere im SW Teil. Die vulkanische Tätigkeit ist jetzt im Süden des Mittelkraters lokalisiert und beschränkt



Fig. 15. Die Sawodowskii-Insel.

sich auf zahlreiche kleine Spalten. Aus diesen Spalten strömten die vulkanischen Gase und Dämpfe mit grosser Gewalt aus, kleine Steine wurden von den Gasen mitgeführt und in die Höhe geschleudert. Die Gase setzten grosse Mengen von Sublimationsprodukten ab. Die Hauptbestandteile

¹ Die hier mitgeteilten Angaben von LARSEN wurden von QUENSEL während eines Aufenthaltes auf Süd-Georgien im Jahre 1909 erhalten, daneben habe ich auch Gelegenheit gehabt, einen von LARSEN in englischer Sprache verfassten Bericht über seine Reise durchzusehen. Die Illustrationen sind diesem Bericht entnommen, sowie die in englischer Sprache mitgeteilten Zitate.

derselben sind Schwefel und Gyps. Es scheint auch nach der Beschreibung LARSEN's, dass aus einigen Spalten Schlammströme hervorquollen.

Was die petrographische Beschaffenheit der Gesteine dieser Insel anbelangt, so ist nicht viel darüber zu sagen, weil die Proben nur aus einigen Geröllen und einigen kleinen Lapilli bestehen, die wohl alle Olivinbasalte sind. Auch Tuffe kommen hier vor, an einem der Tuffstücke ist die Wirkung der postvulkanischen thermalen Tätigkeit deutlich zu sehen. Wenn man das Gestein zerschlägt, riecht es noch nach Salzsäure. Die Basaltfragmente, welche den Tuff aufbauen, sind zuweilen wohl erhalten, die porphyrischen Ausscheidungen sind dann fast vollkommen frisch, die Grundmasse ist aber meistens stark zersetzt; in den meisten Fällen aber sind sowohl Einsprenglinge als Grundmasse fast vollständig von der Salzsäure zerstört worden. Das die Basaltfragmente verkittende Material, das wohl hauptsächlich aus Detritus von Basaltmaterial besteht, ist vollkommen zersetzt. Nur hier und da blitzen einige winzige Krystalle von Plagioklas aus der isotropen Masse hervor. Das Aussehen dieses Tuffs ist etwa dasselbe, welches palagonitische Tuffe annehmen, wenn sie mit Salzsäure behandelt werden. Doch will ich damit nicht sagen, dass der Tuff palagonitisch gewesen ist, der Reichtum an Einsprenglingen und das verkittende Basaltmaterial deuten auf einen gewöhnlichen Aschentuff hin, der wohl auch ziemlich glasreich sein könnte.

Wysokoi.

Es gelang LARSEN nicht auf der Insel zu landen. Der Bericht erteilt über die Insel folgendes: »Two small islets was seen, one of them abreast of a great glacier, where we sounded 75 fathoms of water. In the fog breakers were seen stretching along the coast of the island. There were plenty of great glaciers on this island as it may be said, that almost the whole island is one magnificent glacier with only a few bare plots.»

Die Candlemass-(Lichtmess-)Insel.

Der nördlichste Teil der Insel ist etwa 1600 Fuss hoch. Es finden sich dort zwei Krater, der nördlichste gibt noch Dampf. Die südliche Seite ist verhältnismässig eben und von Eis bedeckt. »On the east side of the island there is a bay, but across this there appeared to be sunken rocks of which some were seen in the breakers and the sea was all in a foam across the bay. Also in the middle of the bay sunken rocks were seen. The southern point of the island is running out in the sea as a low tongue of land, where thousands of pinguins dwell. Straight out SE of the point about one minute from land there is a small pointed islet about 35 feet high.»

Die Landung wurde an der Stelle ausgeführt, wo auf der Karte der Pfeil eingezeichnet ist. Es liegt eine ziemlich grosse Sammlung Gesteine von dieser Insel vor. Meistens sind es rötliche, deutlich porphyrische Gesteine mit rundlichen Feldspateinsprenglingen, welche dem Gestein bisweilen ein fast weisses Aussehen geben können, wenn sie dicht an einander im Gestein liegen. U. d. M. zeigt sich das Gestein als ungemein feldspat-reich. Die durch Glaseinschlüsse oft zonar getrübbten Feldspate sind



Fig. 16. Die Candlemas-Insel. Masstab etwa 1:200,000.

gewöhnlich nach dem Albitgesetz, oft auch nach dem Periklingesetz verzwillingt. Ihre chemische Zusammensetzung wurde optisch als durchschnittlich $Ab_{35}An_{65}$ bestimmt. Der Pyroxen ist ein Hypersten, oft von monoklinem Pyroxen umrahmt. Dieser tritt auch in selbständigen Krystallen auf und zeigt die gewöhnlichen polysynthetischen Zwillinge nach (100). Auch der monokline Augit, welcher als Umrandung der Hypersteneinsprenglinge vorkommt, zeigt diese polysynthetische Zwillingsbildung. Die

Verwachsungsebene ist (010). Stark korrodierte Olivine kommen auch, obwohl nicht allgemein, vor. Sie sind grösstenteils in einen schwarzbraunen Dust umgewandelt. Die anderen Gemengteile sind frisch. Was die systematische Stellung dieser Gesteine betrifft, so repräsentieren sie durch ihren Reichtum an Plagioklas die Glieder der Basaltreihe, welche den Übergang zu den Andesiten vermitteln. Betreffs einiger Gesteine ist es schwer, sie zu der einen oder anderen Reihe zu führen, andere aber sind reicher an Olivin und Pyroxen und müssen demnach unbedingt zu den Basalten geführt werden.

Ein anderer Typus ist von äusserlich feinkörnigem Gefüge und weicht dadurch schon makroskopisch von den oben beschriebenen ab. In mineralogischer Hinsicht bietet er nicht viel Neues. Der Plagioklas ist hier aber nicht isometrisch, sondern zeigt die gewöhnliche Leistenform. Die Pyroxene sind meistens schön idiomorph. Olivin fehlt durchaus. Das Gestein ist vollkrystallin.

Neben diesen festen Ausbruchprodukten kommen auch lose vor. In welcher Menge diese hier auftreten, lässt sich aber nicht beurteilen. Der Tuff ist von rotbrauner Farbe, sandig, und enthält hazelnussgrosse Gesteinsfragmente. Die verschiedenen Tufffragmente bestehen aus einer blasigen Lava, welche von zahlreichen Krystallen von Plagioklas, Augit und Hypersten gefüllt ist. Zuweilen besteht ein Aschenpartikel aus einem einzelnen Krystall, welcher nur von einer dünnen Haut von Glas umgeben ist. Die isotrope Grundmasse ist zuweilen schwarz, zuweilen heller und birgt eine grosse Menge von Krystalliten. Der Tuff ist ganz frisch.

Die Saunders-Insel.

Nach LARSEN hat die Insel zwei erloschene Vulkankrater. Der nördlichste ist etwa 2000 Fuss hoch, der andere, im Süden, ist niedriger. BEL-LINGSHAUSEN behauptet, »dass auf Grund der verhältnismässig ringe Schneebedeckung sich auf die Insel wie auf Sawodowskii, ein feuerspeiendes Berg befindet«. Nur mit Schwierigkeit konnte LARSEN am SO-Ufer der Insel landen. Hier waren grossartige Grottenbildungen zu sehen.

Schon makroskopisch weichen die Saunders-Gesteine in ihrem Aussehen von den gewöhnlichen Gesteinen der Süd-Sandwich-Inseln ab; nur die oben beschriebene feinkörnige Variätet der Candlemassbasalte kommt ihnen nahe. Im allgemeinen kann man die Saundersgesteine als sehr feinkörnige olivinfreie Basalte bezeichnen. Nur in einem lose gefundenen Gerölle kommt Olivin vor, das Gestein hat im übrigen ein ganz anderes Aussehen, so dass es nicht ausgeschlossen ist, dass es durch Treibeis von einer anderen Insel hingeführt worden ist. Es ist auch den später zu beschreibenden Bristolbasalten sehr ähnlich.

¹ Ausgabe von LOWE, p. 135.

Die feinkörnigen Gesteine zeigen u. d. M. eine wohl ausgebildete Fluidalstruktur, indem die Längsachsen der Plagioklasleisten meistens parallel zu einander gelagert sind. Einsprenglinge fehlen fast vollständig, nur einige Feldspate erheben sich in der Grösse etwas über die übrigen. Die Mineralzusammensetzung ist Plagioklas, Pyroxen und Magnetit. Die Plagioklase sind nach dem Albitgesetze verzwillingt. Karlsbaderzwillinge kommen auch vor, obgleich spärlich. Der Gehalt an Anortitsubstanz ist durchschnittlich 55—65 %. Die Pyroxene sind fast farblos mit Stick ins

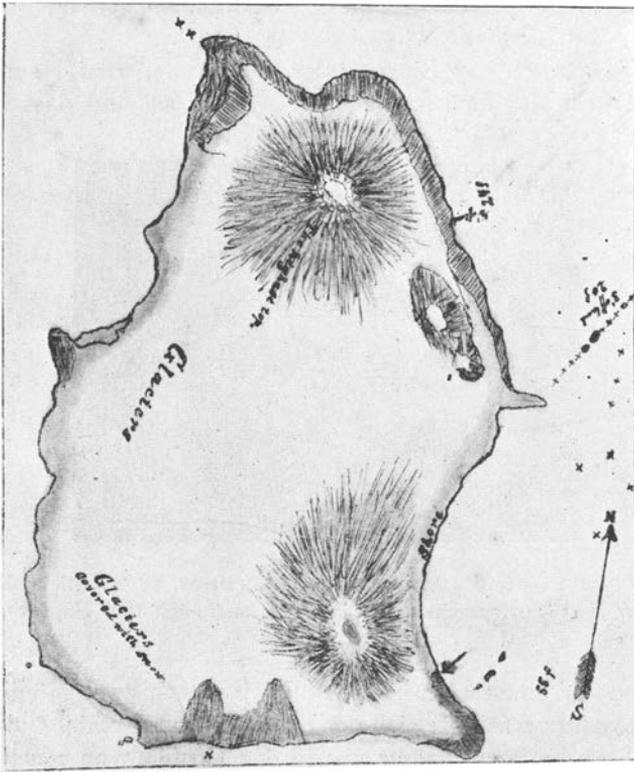


Fig. 17. Die Saunders-Insel. Masstab etwa 1:300,000.

Rosagrünliche und kommen in runden Körnern vor. Einige Schnitte lassen im konvergenten Licht den Austritt eines kleinen Achsenwinkels erkennen. *z* ist die erste Mittellinie. Die Pyroxene gehören demnach der Reihe der Enstatitaugite an. Der Magnetit kommt in kleinen Körnern vor. In einem der Dünnschliffe konnte etwas Analcim, der durch seine niedrige Lichtbrechung, Isotropie, Durchgänge und Verhältnis zu Salzsäure und Fuchsin gekennzeichnet war, beobachtet werden. Das Vorkommen ist nur sporadisch. Keines der Mineralien zeigte irgendwelche Spuren von Umwandlungsprozessen.

Eine interessante Struktur ist in einem Dünnschliffe zu sehen. Das Gestein ist sehr feinkörnig und makroskopisch einem dichten Hornfels nicht unähnlich.

Das Gestein ist von dicht an einander gelagerten Linsen zusammengesetzt. In allen Linsen haben die Feldspate genau dieselbe Orientierung. Diese linsenförmigen Partien werden von Streifen von Basalt, worin die Feldspate auch unter einander parallel orientiert sind, umschlossen. Die parallele Orientierung der Streifenfeldspate läuft in den Linsen quer zur vorigen. Die Mineralzusammensetzung in den Linsen und Streifen ist genau dieselbe. Die Streifen sind nur etwas reicher an Magnetit und Plagioklas als die Linsen.

Das Überwiegen der Linsen über die Streifen nötigt zur Annahme, dass die Struktur der Linsen die ursprüngliche sei und dass die Streifen

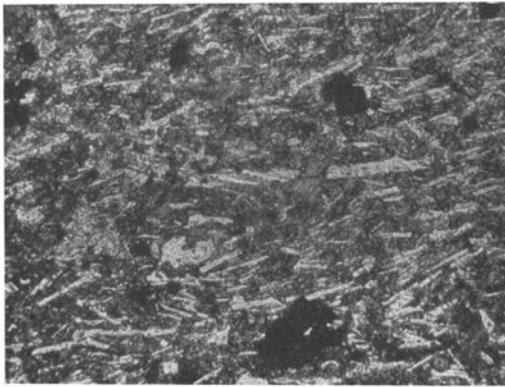


Fig. 18. Feinkörniger Basalt. Saunders-Insel. Vergr. 75 \times . Mineralbestand der Mikrophotographie: Plagioklas, Enstatitaugit und Magnetit.

erst etwas später entstanden seien. Es kommen zwei Möglichkeiten in Betracht. Entweder verfestigte sich der Basalt mit der Fluidalstruktur, welche jetzt die Linsen besitzen, später wurde das Gestein von neuer Lava eingeschlossen und fing nach neuentstandenen Sprüngen zu schmelzen an. Die Schmelzung griff aber nicht tief über die Sprünge ins Gestein hinein, weil die umhüllende Lava sich bald verfestigte. Die geschmolzenen Streifen, vielleicht mit etwas injiziertem Basaltmaterial, verfestigten sich wieder mit einer zur Linsengrenze parallelen Orientierung der Plagioklaslamellen. Die andere Möglichkeit ist, dass die Lava auch anfangs die fluidale Struktur der Linsen besass; während des Erstarrungsprozesses, also als das Magma nicht absolut starr war, drang flüssige Lava ins Gestein, durch veränderte Druckverhältnisse, quer zur vorigen Richtung ein. Als dann die Verfestigung der Lava fortschritt, erstarrte der Hauptteil mit seiner ursprünglichen Struktur und die eingepresste Lava mit einer Orientierung parallel zur Richtung des Eindringens. Das absolute Fehlen von Glas oder seinen

Devitrifikationsprodukten spricht für die letztere Deutung. Eine ähnliche Struktur in basaltischen Laven ist die s. g. »Pillowlava«, die ihre Entstehung submarinen Eruptionen verdankt. Mit dieser hat die oben beschriebene nichts anderes gemeinsam, als die linsenartige Architektur der Lava, besitzt aber nie eine Umrandung der Linsen von glasreicher Lava wie die »Pillow-Lava«.

Eine Analyse von einem u. d. M. als analcimfrei befundenen Basalt von dieser Insel wurde von Dr. NAIMA SAHLBOM in Stockholm ausgeführt.

	I	I a	I b	II	II b	III	IV	V
SiO ₂	52,68	87,22	56,23	52,03	56,63	53,81	57,80	51,25
Al ₂ O ₃	16,38	16,03	10,33	15,28	9,77	10,77	11,00	10,61
Fe ₂ O ₃	3,11	1,95	—	3,59	—	—	—	—
FeO	7,98	11,10	8,29	8,73	10,84	9,34	5,29	11,40
MgO	7,47	18,51	11,93	5,37	8,77	11,47	9,46	10,32
CaO	8,08	14,40	9,28	7,59	8,77	10,39	11,92	10,09
Na ₂ O	2,75	4,43	2,86	2,46	2,60	2,64	2,99	2,93
K ₂ O	0,44	0,47	0,30	1,12	0,78	0,46	0,83	0,76
H ₂ O	0,20	—	—	1,34	—	—	—	—
TiO ₂	0,77	0,96	0,62	1,59	1,30	1,04	0,55	2,23
P ₂ O ₅	0,02	—	—	0,19	0,09	0,08	0,10	0,22
MnO	0,16	0,23	0,15	0,30	0,27	—	0,44	0,18
BaO	0	—	—	0,05	—	—	0,02	0,01
S	Spur	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0,05	—	—	—	—	—	—	—
Summa	100,09	155,30	99,99	99,84	100,00			

- I. Basalt. Saunders-Insel. N. SAHLBOM anal.
 I a. Molekularprop. der Analyse I.
 I b. D:o auf die Summe 100 berechnet.
 II. Diabas. Källsholm, Ålands-Inseln. W. WAHL anal. T. M. P. M. 26
 1907, p. 124.
 II b. Molekularprop. der Analyse II auf die Summe 100 berechnet.
 III. Plagioklasbasalt. Dardanelles, Alpine Co. Cal.
 IV. Dolerit, Mt Ingalls, Plumas Co. Cal.
 V. Plagioklasbasalt. Grants, Taylor Region, New Mexico.

Die Analysen III—V sind aus der OSANN'schen Analysenzusammenstellung T. M. P. M. 20, 1901, p. 449 genommen und die Molekularproportionen auf die Summe 100 berechnet sind hier wiedergegeben.

Die OSANN'schen Konstanten sind

	S	A	C	F	a	c	f	n	k
I.	56,85	3,16	7,17	22,48	1,93	4,37	13,70	9,05	1,02
II.	57,93	3,38	6,39	22,34	2	4	14	7,7	1,05
III.	54,85	3,10	7,67	23,53	2	4,5	13,5	8,5	} 0,95
IV.	58,35	3,82	7,18	19,55	2,5	4,5	13	7,8	
V.	53,48	3,69	6,92	25,08	2	4	14	8,0	

Typus Dardanelles.

Der Kieselsäurekoeffizient des Saunders-Basalts ist ziemlich hoch und stimmt mit dem des enstatitaugitführenden Källsholmdiabas gut überein. Wie WAHL gezeigt hat, ist das Vorhandensein von Pyroxenen der Enstatitaugitreihe an Gesteine mit hohen Kieselsäurekoeffizienten gebunden. In einem solchen Gestein werden keine Ortosilikaten (Olivin) gebildet, sondern »eine entsprechend grössere Anzahl von Eisen- und Magnesia-silikatmolekeln, die mit den übrigen Pyroxenmolekeln als ein eisen- und magnesiareicher monokliner Pyroxen krystallisieren».¹

Eine Berechnung der Analyse nach der amerikanischen quantitativen Klassifikationsmethode ergab folgende Norm des Gesteins.

Quarz	2,91	Q = 2,91	
Orthoklas	2,63		Sal = 59,52
Albit	22,85	F = 56,61	
Anortit	31,13		
Diopsid	7,03	P = 34,49	
Hypersten	27,46		Fem = 40,47
Magnesit	4,52	M = 5,98	
Ilmenit	1,46		
	<hr/>		
	99,99		

Klassifikation III. 1, 5, 4, 3.

Salfemane, Salfemone, Gallare, Auvergnase, *Auvergnose*.

Bemerkenswert ist der hohe Gehalt an Hypersten unter den normativen Mineralien, durch das Vorhandensein von Enstatitaugit bedingt. Eine Berechnung der Norm des Källsholmdiabases ergab auch ein Überwiegen der Hyperstenmoleküle im Verhältnis zu den Diopsidmolekülen und zwar 7,70 Diopsid und 20,70 Hypersten mit gleichzeitig auftretendem Gehalt an Quarz in der Norm (6,06 %).

Berechnet man die Durchschnittszusammensetzung des in der Norm vorkommenden und als Diopsid und Hypersten angeführten Pyroxens, werden folgende Werte erhalten:

¹ W. WAHL, Die Enstatitaugite. T. M. P. M. 26, 1907, p. 48.

	I	I a	II	II a	III
SiO ₂	54	50	53	50	51,30
FeO	19,5	15	21,5	17	18,83
MgO	21,5	30	18,5	26	16,56
CaO	5	5	7	7	6,96

I und II. Berechnete Durchschnittszusammensetzung des Pyroxens der Analyse I und II.

I a und II a. Molekularproportionen auf die Summe 100 berechnet.

III. Analyse des Pyroxens aus dem Källsholmdiabase. W. WAHL, op. cit. p. 19, daneben TiO₂ 0,72, Al₂O₃ 2,36, Fe₂O₃ 2,22, NiO 0,05, MnO 0,57, Na₂O 0,21, K₂O 0,37, H₂O 1,00.

Die ziemlich gute Übereinstimmung zwischen den aus der Norm des Källsholmdiabases berechneten und von WAHL analytisch gefundenen Werten der chemischen Zusammensetzung des Enstatitaugites scheint auch eine ähnliche, vielleicht etwas magnesiareichere Zusammensetzung des Pyroxens aus dem Saundersgestein anzunehmen zu lassen (Analyse I).

Die Montague-Insel.

Diese Insel hat nach BELLINGSHAUSEN einen Umfang von 25 Seemeilen. Sie ist vollkommen von Schnee und Eis bedeckt. LARSEN, der am SO Ende der Insel landete, erwähnt zwei Vulkankrater, der höchste liegt nach ihm im Süden, der andere liegt auf dem NO Ende der Insel. Die steilen Felsenwände der Ostseite zeigen eine schön ausgebildete federförmige Zerklüftung. Die mitgebrachten Proben zeigen keine grösseren Variationen, es sind olivinreiche Gesteine von sehr lockerem Gefüge. Die Einsprenglinge, welche aus Olivin, Augit und Plagioklas bestehen, überwiegen sogar die Grundmasse an Menge. Die Olivine zeigen nur ausnahmsweise wohl ausgebildete Krystallformen. Sie sind meistens frisch, nur den Rissen entlang lässt sich eine beginnende Umwandlung in rote Substanzen beobachten. Der Augit ist zonar gebaut und nach (100) verzwillingt. Der Plagioklas hat eine symmetrische Auslöschung von 33°, was auf einen Gehalt an An-Substanz von 55 % hinweist. Sowohl Albit als Roc-Tournée-Zwillinge kommen vor. Die Grundmasse besteht aus kleinen Pyroxenkörnern, Plagioklasleisten und etwas Magnetit.

Die Bristol-Insel.

Die Insel hat nach LARSEN in der Mitte eine Höhe von 1700 Fuss und ist vollkommen vereist. Die Proben stammen alle von der NO Seite der Insel her. Es sind rötlich-graue Gesteine mit zahlreichen Fetzen von Plagioklas. Der Reichtum an Plagioklas tritt u. d. M. ausgeprägt hervor. Zwillinge nach Albit-, Karlsbader- und Bavenogesehen kommen vor. Der

Gehalt an Anortitsubstanz (oft zonar) variiert von 75 bis 85 %. Die Pyroxene trifft man vorwiegend in der Grundmasse. Der Achsenwinkel ($2E$) schwankt zwischen 0° bis 100° , sodass die Pyroxene zu der Reihe der Enstatitaugite gehören. Olivin ist nur spärlich vorhanden. Die Plagioklase sind mehrmals mit Glaseinschlüssen oft zonar gespickt. Das Zusammenkommen von Olivin und Enstatitaugit ist ziemlich selten observiert worden.



Fig. 19. Die Bristol-Insel, in einer Distanz von 14' gesehen.

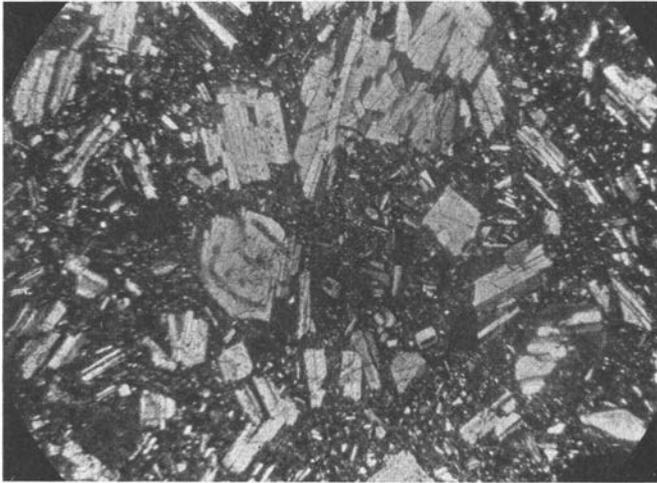


Fig. 20. Feldspatreicher Basalt. Bristol-Insel. Vergr. 20 \times . Nic. gekreuz.

Süd-Thule.

Die Inseln sind stark vereist, es liegen keine Gesteinsproben davon vor.

Über die Beziehung zwischen Patagonien und Westantarktika.

Schon früh wurde von mehreren Forschern der Gedanke ausgesprochen, dass ein näherer Zusammenhang zwischen Südamerika und Westantarktika bestehe. Durch die SUESS'schen Auseinandersetzungen im »Antlitz der Erde« veranlasst, veröffentlichte H. REITER im Jahre 1886 eine Arbeit,¹ worin er zu beweisen versucht, dass Westantarktika die

¹ H. REITER, Die Südpolarfrage etc.

Merkmale des pazifischen Küstentypus trägt und dass es zwischen Südamerika und Westantarktika eine bogenförmige Verbindung gibt, welche hier dieselbe Stellung einnehmen sollte, wie der Antillenbogen zwischen den Nord- und Südamerikanischen Cordilleren. Noch bestimmter äussern sich PETERSEN¹ und ARCTOWSKI² über das Verhalten Südamerikas zu Westantarktika. Der erstere hielt es für wahrscheinlich, dass die patagonische Vulkanreihe wieder in Westantarktika zum Vorschein kommt (Robertson-Insel, die Robbennunatakken), der letztere spricht die Hypothese aus, dass die Anden von Neuem in Westantarktika sichtbar werden. FRICKER³ diskutiert das Problem Südamerika-Westantarktika etwas eingehender und sucht wie REITER die Verbindung der beiden Gebiete in der Inselreihe: Staaten Eiland—Burdwood Bank—Shag Rocks—Süd-Georgien—Clerk Rocks—Süd-Sandwich-Inseln—Süd-Orkney-Inseln.

Durch die Untersuchungen der in Westantarktika arbeitenden Expeditionen ist die Annahme eines identischen Baus der beiden Kontinente bestätigt worden, vor allem durch die Entdeckung eines aus metamorphen Gesteinen bestehenden Kettengebirges, worin mächtige Massen granodioritischer Gesteine eingeschaltet sind. Diese Gebirgskette hat den von ARCTOWSKI vorgeschlagenen Namen »die Antarktanden« erhalten, um ihre nahe Beziehung zur amerikanischen Gebirgskette zu betonen; ihr Alter ist durch J. G. ANDERSSON's Funde von jurassischen Pflanzenfossilien an der Hoffnungsbucht als jurassisch oder vielleicht jünger bestimmt.⁴ Auch das Tafelland östlich der Gebirgskette zeigt einen überraschend ähnlichen Bau. Das östliche Tafelland ist in den beiden Gebieten von horizontalliegenden crétaceischen und tertiären Ablagerungen aufgebaut, und an beiden Stellen treffen wir gewaltige Massen basaltischer Ergussgesteine an. Die grosse Verwandtschaft, welche die beiden durch grosse Meeresräume getrennten Gebiete zeigen, ist auffällig. Westantarktika stimmt in geologischer Hinsicht vollkommen mit Südamerika überein, liegt aber tiefer unter das Meer gesenkt und ist stärker vereist.

Wir kommen dann zu der Frage, ob es möglich ist, ein etwa früher vorhandenes Verbindungsglied zwischen den beiden Ländern zu rekonstruieren, und wir haben dann zunächst zu untersuchen, inwieweit die Glieder des REITER'schen Inselbogens in geologischer Hinsicht mit den genannten Kontinenten übereinstimmen und in einer dem Antillenbogen entsprechenden Verbindungsreihe eingeordnet werden können.

Schon lange ist das Umbiegen der feuerländischen Cordillera gegen Osten über Staaten Eiland bekannt. In fast unmittelbarer Fortsetzung davon folgt die einige hundert Kilometer lange aber ganz schmale Burd-

¹ J. PETERSEN, Reisen des »Jason« und der »Hertha« etc.

² H. ARCTOWSKI, Observ. sur l'interêt que présente l'Explor. géol. des Terres australes. Bull. Soc. géol. France 3. sér. XXIII. 1895.

³ FRICKER, Antarktis. Bibliothek der Länderkunde von Kirschhoff und Fetzner. Bd. I. 1898.

⁴ O. NORDENSKJÖLD, Wiss. Ergebn. I: 1, p. 94.

wood Bank, welche in einem gegen Norden schwach gekrümmten Bogen nach Süd-Georgien zieht. In etwa $54^{\circ} 18'$ s. Br., 60° w. L. lotete JAMES ROSS in einer Tiefe von nur 44 m einen gegen N und S rasch abfallenden Rücken von vulkanischem Gestein.¹ Nach SUESS liegen die bis jetzt geologisch vollkommen unbekanntes Shag Rocks ($53^{\circ} 49'$ s. Br., $43^{\circ} 26'$ w. L.) nicht in der Fortsetzung der Burdwood Bank sondern etwas zu nördlich und sollen demnach einer Parallelkette zugehören. Zu derselben Kette scheint er auch Süd-Georgien zu führen.² Es scheint mir jedoch, als ob unsre Kenntnis der Tiefenverhältnisse in diesem Meeresgebiet zu unvollständig sei, um das etwaige Vorhandensein von Parallelketten nur aus den Abweichungen im Streichen der einzelnen in ihrem Verlauf und geologischen Bau allerdings nur wenig bekannten und weit von einander liegenden Kettenteile schliessen zu können.

Der über die Burdwood Bank und Shag Rocks nach Süd-Georgien verlaufende Untermeerrücken ist nicht zusammenhängend, sondern mindestens an einer Stelle (zwischen Shag Rocks und Süd-Georgien), wo die schwedische Expedition in $53^{\circ} 41'$ s. Br., $40^{\circ} 57'$ w. L. eine Tiefe von 3380 m gelotet hat, unterbrochen.

Was den geologischen Bau Süd-Georgiens betrifft, zeigen die Untersuchungen von THÜRACH³ und J. G. ANDERSSON, dass Süd-Georgien von einer gefalteten Gebirgskette, die in der Längsrichtung der Insel zieht, eingenommen ist. ANDERSSON hat in einem Schaalstein eine Muschel gefunden, welche nach KOKEN aus dem jüngeren Paläozoicum oder älteren Mesozoicum stammt.⁴ Von KÖNIG und FR. HEIM wurde auf der Südseite der Insel ein nicht näher bestimmbarer vielleicht cretaceischer Ammonit gefunden. Nach den neueren Untersuchungen von FERGUSON kommen neben mesozoischen Ablagerungen auch silurische Schichten, welche mit denjenigen auf den Süd-Orkney-Insel übereinzustimmen scheinen, auf der Insel vor. Da die mesozoischen Schichten gefaltet sind (wie die silurischen) ist es demnach nicht unwahrscheinlich, dass die Gebirgskette Süd-Georgiens während mesozoischer oder tertiärer Zeit aufgefaltet worden ist, wenn sie auch später stark zerstört worden ist. FRICKER gibt für Süd-Georgien eine Stellung in dem Bogen der s. g. Südlichen Antillen an, ähnlich derjenigen, welche Haiti und Puerto Rico in dem der nördlichen einnehmen. Andendioritische Gesteine, wie von den Grossen Antillen, sind aus Süd-Georgien nicht bekannt, vielleicht gehören aber die von

¹ J. C. ROSS, Voyage of discovery and Research in the Southern and Antarctic Regions. Bd. II. 1847, p. 281.

² E. SUESS, Das Antlitz der Erde III: 2, p. 553.

³ H. THÜRACH, Geognostische Beschreibung der Insel Süd-Georgien. Die deutsch Exp. d. internat. Polarforsch. 1882—83 II, p. 109.

⁴ O. NORDENSKJÖLD, Petrographische Untersuchungen aus dem westantarktischen Gebiet. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. VI, p. 245.

⁵ O. NORDENSKJÖLD, Antarktis. Handbuch der regionalen Geologie. Bd. VIII: 6, p. 15.

⁶ FERGUSON, TYRRELL, GREGORY, The geology of South Georgia. Geol. Mag. 1914, p. 53.

HEIM gefundenen Tiefengesteine dieser Reihe an. Bis Süd-Georgien lässt sich somit ein Ausgreifen der andinen Faltungsprozesse mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen. Wie schon oben erwähnt ist, wird das westöstliche Streichen des supponierten Verbindungsbogens durch Süd-Georgien nach Südwesten zu gerichtet, und über die bis jetzt geologisch unbekanntem Clerk Rocks wird der Übergang in die in etwa nord-südlicher Richtung sich streckende Reihe der Süd-Sandwich-Inseln vermittelt.

Die Süd-Sandwich-Inseln bestehen ausschliesslich aus Ergussgesteinen von jungvulkanischem Alter. Die südlichsten Inseln zeigen schon ein deutliches Umbiegen des Bogens gegen Westen. Zwischen Süd-Thule und den Süd-Orkney-Inseln liegt ein Abstand von etwa 15° Längengraden. Unser Kenntnis der bathymetrischen Verhältnisse in diesem Meeresraum ist sehr mangelhaft. Die Lotungszahlen geben an, dass die Grundbank, auf welcher die Süd-Orkney-Inseln liegen, sich etwas gegen Osten der Inseln fortsetzt, während unmittelbar nördlich der Inseln eine Tiefe von 4219 m gelotet worden ist, was zeigt, dass das tiefe Meer des Drakesundes bis in die Nähe der Inseln vorgreift. BRUCE¹ hat in einer Tiefenkarte einen Untermeerrücken zwischen Südamerika und Westantarktika über alle die genannten Inseln gezeichnet. Diese werden alle von der 1500-Faden-Linie (2750 m) umfassen. Eine neuere Tiefenkarte des atlantischen Ozeans von GROLL² zeigt die Süd-Sandwich-Inseln auf einer Grundbank liegend, welche gegen Westen zu umbiegt. Zwischen den Süd-Sandwich- und Süd-Orkney-Inseln fehlen alle Lotungen in dem Gebiet, wo die Verbindung verlaufen sollte, nördlich und südlich davon sind aber Tiefen von über 4000 m gefunden worden. Es wird eine viel grössere Zahl von Lotungen nötig sein, um das Vorhandensein eines wenn auch stellenweise durch spätere Dislokationen unterbrochenen tiefliegenden Untermeerrückens feststellen zu können.

Die Stellung der Süd-Orkney-Inseln zum westantarktischen Festland ist unklar. Silurische Ablagerungen sind davon bekannt.

Die von REITER ursprünglich ausgesprochene Hypothese, dass zwischen Südamerika und Westantarktika ein näherer Zusammenhang zu existieren scheine, und dass die oben erwähnten Grundbanken und Inselreihen die Reste eines dem Antillenbogen entsprechenden Verbindungsglieds zwischen den beiden Kontinenten seien, hat sehr an Wahrscheinlichkeit gewonnen, vor allem, seitdem durch die Fossilienfunde auf Süd-Georgien die Zusammengehörigkeit der Gebirgskette der Insel mit der patagonischen und feuerländischen Cordillera sehr wahrscheinlich gemacht ist. Die Süd-Sandwich-Inseln zeigen einen abweichenden Bau, indem dort nur jungvulkanische Gesteine vorkommen. Diese Gesteine sind Kalkalkaligesteine im Sinne ROSENBUSCH'S. Zur selben Reihe gehören auch die Basalte und Tuffe der ausserantarktischen Region, sowie auch die von

¹ W. J. BRUCE, Bathym. Survey of the South. Atlantic Ocean und Weddel Sea. Scott. Geogr. Mag. XXI, 1905.

² Veröffentlicht. d. Instituts für Meereskunde. Neue Folge: A. Heft 2.

GOURDON beschriebenen Andesite, Diabase und Basalte aus der Region der Gebirgskette.¹ Von den von mir beschriebenen Basalten weichen sie hauptsächlich durch einen Gehalt von Hornblende ab. Vereinzelt hat er dort auch trachyandesitische Gesteine angetroffen, es ist aber nicht ausgeschlossen, dass die Trachyandesite, welche auf der Insel Wiencke angetroffen sind, mit dem Alkaligranit auf dieser Insel in genetischem Zusammenhang stehen und nichts mit den hier besprochenen Gesteinen zu tun haben. Es scheint somit, als ob gewöhnliche Andesite und Basalte an die Gebiete der andinen Gebirgsfaltung gebunden seien. In den Teilen von Antarktika, wo der andine Typus fehlt, wie z. B. in Ostantarktika, ist der geologische Bau ein ganz anderer.

In »South Victoria-Land« (südlich von Australien), dem Arbeitsgebiet der englischen Expeditionen treffen wir horizontalliegende Sedimente auf einer basalen Gneissformation lagernd. Die ältesten Sedimente sind kambrische Kalksteine, welche mit den unterkambrischen Ablagerungen Australiens nahe verwandt scheinen. Jünger als diese sind nach PRIESTLY und DAVID² granitische und dioritische Gesteine, welche aber blossgelegt sein müssen, ehe die folgende Sedimentformation, der s. g. Beacon-Sandstein, abgesetzt wurde. In diesem etwa 600 m mächtigen Sandsteinkomplex sind nur an einigen Stellen Fossilien und zwar in eingelagerten Kohlenflötzen gefunden. Sein Alter ist unsicher, PRIESTLY und DAVID vergleichen die Beacon-Sandsteine mit den kohlenführenden mesozoischen Sandsteinen auf Tasmanien, welche der Gondwana-Formation angehören. Jünger als diese Sedimente sind Gänge von Quarzdiabas, welche nach PRIESTLY und DAVID vielleicht von cretaceischem Alter sind und den postgondwanischen Diabasen Südafrikas und Südindiens entsprechen würden. Von noch jüngerem Alter sind eine bunte Reihe von Effusivgesteinen von teilweise ausgesprochenem Alkalicharakter (Trachydolerite, Phonolithe, Phonolitrachyte, Kenyite, Leucitophyre, u. s. w.). Mount Erebus bringt noch kenytische Laven zu Tage. Keine Zeichen von Faltungsprozessen sind in Wictoria-Land observiert. Die Küstengliederung ist durch Verwerfungen des Rossmeeres bedingt.

Von dem Gauss-Berge hat die Drygalski-Expedition Leucitbasalte mitgebracht.³

Betreffs der Verbreitung der jungen Effusivgesteine in Antarktika besteht somit die auffallende Tatsache, dass die Antarktanden von gewöhnlichen Kalkkalibasalten sowohl in der Gebirgskette als in dem östlichen Tafelland begleitet sind, während das Plateauland Ostantarktikas durch Alkaligesteine ausgezeichnet ist.

¹ E. GOURDON, Expedition antarctic française (1903—05). Géographie physique-Glaciologie-Petrographie. Paris 1908.

² Geological notes of the British Antarctic Expedition 1907—09. Compte rendu de la XIe Session du Congrès Géologique international. Stockholm 1910.

³ R. REINISCH, Petrographische Beschreibung der Gaussberg-Gesteine. Deutsche Südpol. Exped. Bd. II, Heft 1.

NORDENSKJÖLD¹ hat sich neulich über die Beziehungen zwischen den jungeruptiven Gesteinen der antarktischen und subantarktischen Region geäußert. Weil eine nähere Diskussion der Stellung der subantarktischen Inseln zu den beiden petrographischen Provinzen Antarktikas von Interesse sein könnte, dürften einige kurze Angaben über diese Fragen berechtigt sein.

Fast gleichzeitig haben BECKE² und PRIOR³ die Unterscheidung von zwei verbreiteten petrographischen Provinzen (die atlantische und pazifische Sippe nach BECKE) unter den tertiären Eruptivgesteinen der Erde hervorgehoben. Die erstere, hauptsächlich aus Alkaligesteinen bestehend, umzäumt den atlantischen Ozean, die letztere aus Kalkalkaligesteinen bestehende Sippe ist vorzugsweise an die Randgebiete des pazifischen Ozeans gebunden. Die pazifische Sippe ist an die Gebiete der tertiären Faltungsprozesse geknüpft, die atlantische dagegen ist auf die Bruchgebiete beschränkt.

Die tertiären Effusivgesteine Antarktikas verteilen sich auf beide Sippen. Das Bruchgebiet des Wictorialandes ist von Gesteinen der atlantischen Sippe und das Faltungsgebiet Westantarktikas von solchen der pazifischen begleitet.

Ausgesprochen atlantisch sind die vulkanische Inselreihe (Azoren, Madeira, Capverden, Ascension, St. Helena) im atlantischen Ozean.⁴ Ihre südliche Fortsetzung geht vielleicht über Tristan da Cunha, und die Gough-Insel zur Bouvet-Insel. Von Tristan da Cunha sind nur Basalte bekannt. Von der Gough-Insel aber neben Basalten auch Trachyte.⁵

Die subantarktische Bouvet-Insel ($54^{\circ} 26'$ s. Br., $3^{\circ} 24'$ ö. L.), welche etwa in der Fortsetzung der mittelatlantischen Vulkaninselreihe liegt, ist nie betreten worden. Einige in der Nähe der Insel von der Valdivia-Expedition aufgedregte Gesteinsstücke, welche mutmasslich von der Insel stammen, bestehen nach REINISCH aus olivinhaltenden Plagioklasbasalten und ägerinaugitführenden Alkalitrachyten. Die letzten Gesteine können aber, wie REINISCH hervorgehoben hat, anders woher stammen, »wenn gleich das Vorhandensein untergeordneter Massen trachytischer Gesteine neben vorwiegenden Basalten auf der Bouvet-Insel keineswegs unbedingt ausgeschlossen ist».⁶

¹ O. NORDENSKJÖLD, Antarktis.

² F. BECKE, Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden. T. M. P. M. Bd. 22. 1903, p. 209.

³ G. T. PRIOR, Contributions to the Petrology of British East Africa. Min. Mag. 13. 1903, p. 228.

⁴ C. GAGEL, Die mittelatlantischen Vulkaninseln. Handb. d. regional. Geologie. Bd. VII. Heft 4.

⁵ L. V. PIRSSON, Note on some Volcanic Rocks from Gough's Island. South Atlantic. Amer. Journ. of Sc. 45. 1893, p. 380.

⁶ A. REINISCH, Gesteine von der Bouvet-Insel etc. Wiss. Ergebn. d. Deutsch. Tiefsee-Expedition a. d. Dampfer »Valdivia». 1898—99. Bd. X. Lief 3, p. 55.

Die subantarktischen Inseln des indischen Ozeans, die Prinz Edward-Inseln, die Crozet-Inseln, die Kerguelen- und Heard-Inseln sind von den Challenger-, Valdivia- und Gauss-Expeditionen untersucht worden, obwohl noch keine der Inseln, was die Geologie betrifft, vollständig bekannt ist.

Die Prinz Edward-Inseln sind von der Challenger-Expedition besucht worden. Es liegen nur einige von RENAND beschriebene Olivinbasalte von der Marion-Insel vor.¹

Die Possession-Insel (Crozet-Gruppe) besteht aus Plagioklasbasalten und basaltischen Agglomeraten.²

Von Kerguelen erwähnt REINISCH ziemlich kieselsäurearme Plagioklasbasalte, untergeordnet sind Phonolithe und Sanidintrachyte vorhanden; die beiden letzteren Gesteine scheinen etwas älter als die Basalte zu sein.²

Die Heard-Insel besteht aus Plagioklasbasalten, daneben sind auch akmitführende Augittrachyte bekannt.²

Etwas nördlicher als die oben behandelten Inseln liegen die Inseln St. Paul und Neu-Amsterdam, welche aus Plagioklasbasalten und (St. Paul) ryolithischen Gesteinen von Kalkalkalicharakter bestehen.²

Der pazifische Ozean ist von tertiären Faltungsregionen umgeben, Andesite sind häufig. Die Inseln des pazifischen Ozeans zeigen dagegen oft Alkalicharakter, indem Basalte (Trachydolerite) in Gesellschaft von Trachyten, Phonolithen, nefelinführenden Gesteinen u. s. w. auftreten.

Mit Ausnahme der mittelatlantischen Vulkaninseln und einiger Inseln im pazifischen Ozean, welche unbedingt atlantisch gebaut sind, zeigen die Gesteine der übrigen hier behandelten ozeanischen Inseln einen unbestimmten Charakter, indem gewöhnliche Kalkalkalibasalte allgemein verbreitet sind, aber mehrmals mit deutlichen Alkaligesteinen vergesellschaftet, wodurch sie teilweise einen atlantischen Charakter erhalten.

Das absolute Fehlen von Alkaligesteinen auf den Süd-Sandwich-Inseln scheint demnach ihre Zugehörigkeit zum westantarktischen pazifischen Bau annehmen zu lassen.

¹ A. RENARD, Report on the petrology of oceanic islands. Challenger Reports. Physics and Chemistry. Vol. II. 1889, p. 104.

² Betreffs dieser Inseln siehe die Abhandlungen von R. REINISCH in Deutsche Südpol. Exp. Bd. II. Heft 2—5.