

I. Geologisch-petrographische Studien in der patagonischen Cordillera.

Von

P. D. Quensel.

(Tafel I—V.)

Inhalt.

Vorwort.

Litteraturverzeichnis.

Einleitung.

Historischer Rückblick.

Geologische Übersicht.

I. Die Küstencordillera.

II. Die Zentral- und Ostcordillera.

**Spezieller Teil: Petrographische Beschreibung der jugendlichen Eruptiv-
gesteine der Zentral- und Ostcordillera Südpatagoniens.**

I. Das Gesteinsgefolge der ostcordillerischen granitoiden Lak-
koliten.

Cerro Balmaceda.

» *Donoso.*

» *Payne.*

Skyring Water.

Cerro Svea und Darwin Mountains.

Lago Argentino und Lago Belgrano.

II. Die Alkaligesteine der subandinen Region.

Das Essexitgebiet von Rio Carbon.

Cerro Cagual.

Basische Alkaligesteine des Rio Payne.

Die Gangfolge des Paynegebietes.

Trachydolerit, Skyring Water.

III. Die Granite des Rio Aysenprofils.

IV. Die Efusivgesteine der Zentralcordillera.

Mount Burney.

Peel Inlet.

Lago San Martin.

Zusammenfassung.

Analysentabelle.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit beabsichtigt, eine geologische und petrographische Beschreibung der jugendlichen, hauptsächlich tertiären Eruptivgesteine der Zentral- und Ostcordillera Südpatagoniens zu liefern. Um eine Übersicht über den geologischen Bau der Cordillera Patagoniens zu gewinnen, habe ich eine geologische Karte beigegeben, in der ich versucht habe, unter Benützung früherer Angaben sowie unserer eigenen Ergebnisse einen möglichst vollständigen Überblick über die andine Geologie dieser Gegenden, soweit sie uns bekannt ist, zu geben. Deswegen habe ich auch in dem geologischen Überblick ein grösseres Gebiet in betracht gezogen, als hier eigentlich Gegenstand der näheren petrographischen Beschreibung ist. Ich hoffe aber in nächster Zeit auch die übrigen von uns geologisch untersuchten Gebiete, insbesondere die Küstencordillera einer ausführlichen Beschreibung zu unterwerfen.

Gleich an dieser Stelle sei es mir gestattet, der chilenischen Regierung unsern ergebensten Dank für das grossartige Entgegenkommen und für die kräftige Unterstützung unserer Expedition auszusprechen, wodurch allein es uns ermöglicht wurde, das grosse Gebiet zu bereisen und die umfangreichen Sammlungen zu gewinnen. Während unserer Reisen zu Land waren wir häufig auf die Gastfreundschaft und Unterstützung der Kolonisten angewiesen. Wo immer wir hinkamen, wurde uns alles mit der grössten Bereitwilligkeit zur Verfügung gestellt, wofür ich mich zu dem herzlichsten Dank verpflichtet fühle. Nicht zuletzt möchte ich meinen beiden Reisegeossen, unserem Expeditionsleiter Dr. C. SKOTTSBERG und Dr. T. HALLE, für die zwei schönen, in fröhlicher Arbeit in Patagonien verbrachten Jahre den innigsten Dank ausgesprochen haben.

Die Bearbeitung des Materials wurde im Mineralogisch-Geologischen Inst. der Universität Upsala durchgeführt. Es sei mir vergönnt meinem hochverehrten Lehrer Herrn Professor Dr. A. G. HÖGBOM, meinen wärmsten Dank, sowohl für das rege Interesse, mit dem er stets meinen Arbeiten gefolgt hat, als auch für die Bereitwilligkeit, alle Hilfsmittel des Institutes zu meiner Verfügung zu stellen, auszusprechen. Auch meinem hochverehrten Lehrer Herrn Geheimrat Professor Dr. H. ROSEBUSCH

bin ich für manchen guten Rat, den er mir brieflich gegeben, sowie für das freundliche Interesse an meiner Arbeit zum herzlichsten Dank verpflichtet.

Ferner sei es mir gestattet, den Herren Professoren G. STEINMANN und R. HAUTHAL für manche wertvolle Mitteilung während der Vorbereitung meiner Reise meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Die chemischen Analysen sind sämtlich im Laboratorium des Herrn Dr. MAUZELIUS ausgeführt, eine gute Garantie für die Zuverlässigkeit der Bestimmungen. Die Analysen sind teils von Dr. MAUZELIUS selbst, teils von seinem Assistenten Ing. G. NYBLÖM ausgeführt und spreche ich den beiden Herren für ihre sorgfältige Arbeit meinen besten Dank aus.

Zu grossem Dank bin ich ferner Herrn Lic. O. TENÖW verpflichtet, der einen grossen Teil der Mikrophotographien aufgenommen hat, sowie auch unserem Präparator, Herrn AXEL ANDERSSON, der mit gewohnter Geschicklichkeit die Dünnschliffe angefertigt hat.

Die Gletscherverteilung auf der beigegebenen geologischen Übersichtskarte wurde meiner bereits früher publizierten Karte¹ sowie einer pflanzengeographischen Karte von C. SKOTTSBERG² entnommen.

Diese Arbeit ist die Dritte der geologischen Ergebnisse der schwedischen Expedition nach Patagonien und dem Feuerlande 1907—1909, die unter die Leitung von Dr. CARL SKOTTSBERG vorgenommen wurde. Zwei frühere geologische Mitteilungen sind nicht unter diesen Sammelnamen erschienen. Als N:o 1 der geologischen Ergebnisse ist P. D. QUENSEL: On the influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia, Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. IX (1910) aufzufassen. N:o 11 ist THÖRE G. HALLE: On quaternary deposits and changes of level in Patagonia and Tierra del Fuego, Ebenda Vol. IX (1910).

Upsala, Mineralog.-Geol. Inst. d. Universität im December 1910.

¹ P. QUENSEL. The influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. IX.

² C. SKOTTSBERG. Übersicht über die wichtigsten Pflanzenformationen Südamerikas s. von 41°. Kungl. Sv. Vetenskaps Ak. Handl. Band 46 (1910), N:o 3.

Litteraturverzeichnis.¹

- COPPINGER: Cruise of the Alert, London 1883.
- DARWIN, CH.: Geological Notes on South America, London 1846.
- GALLOIS, L.: Les Andes de Patagonie, Ann. de Géogr. N:o 51 (1901), p. 232—259.
- HATCHER, J. B.: Reports of the Princeton Univ. Exp. to Patagonia 1896—99. Vol. I.
- : On the Geology of Southern Patagonia. Am. Journal of Science 4. (1897), p. 327—354.
- HAUTHAL, R.: Mitteilungen über den heutigen Stand der geol. Erforschung Argentinas. Comptes Rendus Congrès Geol. Internat. 1903. (Vienne), p. 649—656.
- : Die Vulkangebiete in Chile und Argentina. Petermanns Mitt. 49 (1903) p. 97—102.
- : Über patagonisches Tertiär etc., Zeitschrift d. Deut. Geol. Gesellsch., Bd 50 (1898), p. 436—440.
- HYADES: Mission scientifique du Cap Horn 1882—83, Tome IV. Géologie, Paris 1887.
- KING: Narrative of the surveying voyages of H. M. S. Adventure and Beagle, 1826—36.
- KRÜGER, P.: Die Patagonischen Anden zwischen dem 42 und 44 Grade südl. Breite. Petermanns Mitteil. 1909. Erg.heft. 164.
- : Die chilenische Reñihueexpedition. Zeitschr. d. Gesellsch. für Erdkunde XXXV (1900).
- LOVISATO, D.: Una escurs. geol. nella Patagonia e nella Terra del Fuoco, Boll. Soc. geogr. ital. 1883. XX.
- MORENO, FR.: Apuntes preliminares sobre una excursion à los territorios del Neuquen, Rio Negro, Chubut y Santa Cruz, Revista del Museo de La Plata. Vol. 8 (1898) p. 200.
- : Explorations in Patagonia, Geographical Journal 1899, XIV, p. 241 und 353.
- MÖRICKE: Geol. petrogr. Studien in den chilenischen Anden. Preuss. Akad. d. Wiss. Sitzungsberichte, 1896, p. 1161—1171.
- : Das Eruptivgebiet des Cerro San Christobal bei Santiago. Tschermak Min. Petrogr. Mitt. Band LII (1891).
- NORDENSKJÖLD, O.: Die krystallinischen Gesteine der Magellansländer. Wiss. Ergeb. d. Schwed. Exp. nach den Magellansländern. Band I, N:o 6, (1905) p. 175—240.
- : Ueber die posttertiären Ablagerungen der Magellansländer. Ebenda, Band I, N:o 2, (1899) p. 13—80.
- : Explanatory notes to accompany the geological map of the Magellanian Territories. Ebenda, B. I, N:o 3, (1899) p. 81—85.
- d'ORBIGNY, A.: Voyage dans l'Amérique meridionale, 3 part III Geologie (1842).
- PÖHLMANN, R.: Clasificacion petrogr. de las muestras de rocas coll. por el Sr. Dr. H. Steffen, durante sus dos Esp. à los Rios Puello y Manso. Anales de la Univ. Santiago de Chile 1898.

¹ Es sind an dieser Stelle nur jene Arbeiten, die die Geologie der hier besprochenen Gegenden behandeln, angeführt.

- QUENSEL, P.: On the influence of the Ice Age on the continental watershed of Patagonia. Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. IX, (1910) p. 60—92.
- : Beitrag zur Geologie der patagonischen Cordillera. Geol. Rundschau, Band I (1910), p. 297—302.
- ROMBERG, J.: Petrogr. Unters. an arg. Graniten. Neues Jahrbuch für Min. etc. Beil. Bd. VIII (1892), p. 275.
- : Petrogr. Unters. an Diorit-, Gabbro- und Amphibolitgesteinen aus dem Gebiet der arg. Rep. Neues Jahrbuch für Min. etc. Beil. Bd. IX (1894) p. 293.
- ROTH: Santiago, Beiträge zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonien und der Pampasregion. Neues Jahrbuch für Min. etc. Beil. Bd. XXVI (1908).
- : Apuntes sobre la Geologia y la Paleontologia de los Territorios del Rio Negro y Neuquen. Revista del Museo de La Plata. Bd. 9 (1899), p. 141.
- SCRIVENOR, J. B.: Notes on the Geology of Patagonia. Quart. Journ. Geol. Soc. 59 (1903), p. 160—179.
- STEFFEN, H.: Reisenotizen aus Westpatagonien. Zeitschr. f. Erdkunde 1903, p. 167.
- : Beiträge zur Topographie und Geologie der andinen Region von Llanquihue. Richthofen-Festschrift, Berlin 1893. Mit einem petrographischen Anhang »Bemerkungen über Gesteine aus Llanquihue von R. Pöhlmann.
- : The Patagonien Cordillera and its main rivers. Geogr. Journ. 1900.
- : Das Tal des Rio Palena—Carrileufu. Verh. der D. wiss. Vereins, Santiago 1895.
- : Bericht über eine Reise in das chilenische Fiordgebiet. Verh. der D. wiss. Vereins, Santiago 1904.
- : Reisebilder aus den Gebiete des Rio Baker und Lago Cochrane. Verh. der D. wiss. Vereins, Santiago 1906.
- : Die chilenische Aisenexpedition. Verh. der Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin 1897.
- : Viajes i estudios en la rejion hidrografica del Rio Puello. Anales de la Univ. de Chile, 1896.
- : Studien über Westpatagonien. Geogr. Zeitschr. 1909.
- STEINMANN, G.: Reisenotizen aus Patagonien. Neues Jahrbuch f. Min. etc. 1883, II, p. 255.
- STELZNER, A.: Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Arg. Rep. I, Cassel 1885.
- SUCESS, E.: Das Anlitz der Erde I und III: 2, Wien 1888 und 1909.
- TANNHÄUSER: Petrographische Untersuchungen an jungvulkan. Gesteinen aus der Arg. Republ. Neues Jahrbuch, Beil. Bd. XXII (1906), p. 555.
- WAGNER, H.: Der Bau des südamerikanischen Festlandes, südlich von 40° s. Br. Beil. zu Jahresber. d. Grossh. Realschule zu Oppenheim 1904.
- WEHRLI, LEO: Rapport préliminaire sur mon expédition géologique dans la Cordillère arg.-chilienne du 40° et 41 Lat. Sud. Revista del Museo de La Plata, Vol. 9, 1899, p. 223—242.
- WILCKENS, O.: Erläuterung zu R. Hauthals Geologische Skizze des Gebietes zwischen dem Lago Argentino und den Seno de la Ultima Esperanza. Bericht der Naturforsch. Gesellschaft zu Freiburg in Br. Band XV, 1907, p. 75—96.
- : Die Meeresablagerungen der Kreide und Tertiärformation in Patagonien. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. 21 (1905), p. 98—195.
- WOLFF, F. V.: Beiträge zur Geologie und Petrographie Chiles, Inaug. Diss. Berlin 1899.

Einleitung.

Meine geologischen Arbeiten in den Jahren 1907—09 wurden hauptsächlich in die patagonischen und feuerländischen Cordilleren verlegt, während mein College, Dr. HALLE, sich mehr der ausserandinen Stratiographie widmete. Als ich bei der Vorbereitung meiner Arbeiten anfang, teils die schon publizierte, einschlägige Litteratur durchzulesen, teils die besten Kenner dieser Gegenden zu befragen, stellten sich einige Probleme in den Vordergrund, deren Lösung ich mich in erster Linie zu widmen beschloss. Was zunächst eine prinzipielle Frage anbelangt, so galt es schon von Anfang an mich zu entscheiden, entweder ein mehr beschränktes Gebiet in Angriff zu nehmen, um da ein möglichst detailliertes Studium zu betreiben, oder ob ich meine Arbeiten lieber über ein grösseres Terrain ausdehnen sollte und mich damit begnügen, ein gewissermassen oberflächliches dafür aber übersichtliches Bild der geologischen Verhältnisse zu gewinnen. Ich wählte das Letztere und zwar aus zweierlei Gründen. Erstens liegt schon eine grosse Schwierigkeit darin, in einem wissenschaftlich beinahe unerforschten Gebiet die gerade für ein detailliertes Studium geeigneteste Stelle herauszufinden. Leicht wählt man dabei ein Gebiet, das vielleicht in einer gewissen Hinsicht etwas von besonderem Interesse darbietet, für die Lösung der grösseren geologischen Fragen aber wenig Material liefert. Zweitens scheint es mir verfrüht, da, wo wir vorläufig kaum die einfachsten Hauptzüge der Geologie kennen, sich in ein Detailstudium zu vertiefen. Die Arbeit kann dadurch nur zu leicht ein totes Kapital darstellen, das vielleicht Jahrzehnte lang unbrauchbar bleibt, bevor unsere fortschreitenden Kenntnisse uns seine volle Verwertung ermöglichen. Als Beispiel möchte ich die in jeder Hinsicht lobenswerten Arbeiten der französischen Expedition auf der Hoste-Insel in den Jahren 1882—83 hervorheben. Mit peinlicher Genauigkeit sind die petrographischen Sammlungen zusammengestellt und später sorgfältig und genau bearbeitet worden, aber doch muss der Autor selbst zugestehen, dass er trotz zweijähriger Arbeit weder seine Beobachtungen auf einer geologischen Karte einzutragen wagt, noch irgend welche Schlüsse über den Zusammenhang der von ihm untersuchten Inseln mit ihrer nächsten Umgebung ziehen kann. Natürlich behält eine sorgfältige und wissenschaftlich genau durchgeführte Arbeit immer ihren gros-

sen Wert. Es scheint mir aber doch, sobald es sich um ein wenig erforschtes Gebiet handelt, richtiger zu sein zunächst ein übersichtliches Bild über die geologischen Verhältnisse zu gewinnen. Späterhin lassen sich dann leicht diejenigen Stellen auswählen, die sich besonders für eine genaue Untersuchung eignen.

Ich entschloss mich daher, in der Zeit und mit den Mitteln, die zu unserer Verfügung standen, so viel als möglich von den patagonischen und feuerländischen Cordilleren zu untersuchen, obwohl ich schon von Anfang an wusste, dass es mir vorgeworfen werden könnte, meine Arbeiten über ein viel zu grosses Terrain erstreckt zu haben.

Schon zuhause wurde meine Aufmerksamkeit ganz besonders auf die Ostcordillera gerichtet. Durch mündliche und briefliche Mitteilungen der Herren Professoren STEINMANN und HAUTHAL wurde ich mit dem grossartigen Lakkolit Cerro Payne bekannt gemacht, der sich wie ein Vorposten der Ostcordillera von der Ebene bis zu einer Höhe von über 3000 m erhebt. Sowohl geologisch wie petrographisch war dieses grosse Massiv bis dahin vollständig unerforscht. Seine lakkolitische Natur ist nur aus einiger Entfernung dank der idealen Ausbildung erkannt worden. HAUTHAL wusste auch von mehreren ähnlichen Erscheinungen längs der Ostcordillera zu berichten. Auf seiner geologischen Skizze des Gebietes zwischen Ultima Esperanza und Lago Argentino¹ sind ausser mehreren grossen, lakkolitischen Granitmassiven, Diorite, Andesite und Basalte mit ihren zugehörigen Tuffen eingetragen, was für einen Petrographen ein reiches Arbeitsgebiet versprach. Über die Petrographie dieser Gegenden ist nämlich in der Erläuterung zu HAUTHAL's Skizze² nichts näheres erwähnt. Ich beschloss daher mit Hilfe von HAUTHAL's Skizze, die mir, obwohl nur in Korrektur vorhanden, freundlichst zur Verfügung gestellt wurde, meine Arbeiten in diesem Gebiete zu beginnen und mich vor allem den petrographischen Fragen zuzuwenden. Die allgemeine Tektonik ist schon von HAUTHAL aufgeklärt worden. Nachdem ich dieses Gebiet kennen gelernt hatte, war es mein Plan, sowohl nach Süden wie nach Norden den Ostabhang der Cordillera zu verfolgen. In unserem Expeditionsplan war auch ein Aufenthalt am Lago Fagnano³ in Feuerland vorgesehen, wodurch ich mir einen Einblick in den Bau der Ostcordillera auch südlich von der Magellanstrasse verschaffen konnte. Bei allen diesen Gelegenheiten trachtete ich so weit

¹ Berichte der Naturforschenden Gesellschaft in Freiburg i Br. Band XV, 1907.

² O. WILCKENS, Erläuterung zu R. Hauthals geologischer Skizze des Gebietes zwischen dem Lago Argentino und dem Seno de la Ultima Esperanza. Ebenda, p. 75.

³ In früheren Mitteilungen habe ich den alten Indianernamen Cami benutzt. Da diese Namenfrage zu Meinungsverschiedenheiten Anlass gegeben hat, schreibe ich hier Lago Fagnano, wie der See vorläufig noch officiell heisst, in dem ich die endgültige Entscheidung den zuständigen Behörden überlasse.

nach Westen vorzudringen, bis das Inlandeis weiteren Forschungen eine Grenze setzte. Das Gebiet, das ich östlich von der Cordillera besonders untersuchen wollte, erstreckte sich also von den ungefalteten Pampasablagerungen im Osten bis hinein in die Zentralcordillera. Mein Ziel war hier vor allem die mannigfaltigen Glieder der Eruptivgesteine näher zu studieren, ihren petrographischen Charakter, ihr Alter und ihre gegenseitige Verwandtschaft festzustellen, sowie womöglich ein Bild des allgemeinen tektonischen Baues der Ostcordillera zu gewinnen. Durch die vollständigen Profile, die in den Fjorden und transandinen Tälern blossgelegt sind, hoffte ich auch einige Anhaltspunkte über den Bau und die Gesteinsarten der Zentralcordillera zu gewinnen.

In der Westcordillera finden wir etwas andere Verhältnisse. Ausgedehnte Eruptivgebiete, die einen Teil des Archipels der patagonischen Kanäle aufbauen, sind bereits beschrieben worden und man hatte Anlass zu vermuten, dass sie weit grössere Strecken einnehmen, als bisher bekannt war. Hier stellte ich mir die Aufgabe, die hauptsächliche Verbreitung dieser s. g. Andendiorite festzustellen und, wenn möglich, die Untersuchungen von HYADES an der Hoste-Insel in Verbindung mit den vielen anderen Beobachtungen längs der Westküste zu einem einheitlichen, geologischen Bild zusammenzufügen.

Nachdem ich entdeckt hatte, dass jungvulkanische Gesteine an dem Aufbau der Zentralcordillera auch im Süden teilnehmen, gewann unser Aufenthalt auf Chiloë während des antarktischen Winters ein besonderes Interesse, weil ich dadurch Gelegenheit hatte, die teilweise noch tätigen Vulkane auf dem Festlande gegenüber der Insel Chiloë kennen zu lernen und ihre Auswurfsprodukte und Laven mit denjenigen vom Süden zu vergleichen.

Mein Plan war also, eine Reihe geologisch erforschter Punkte zu gewinnen, und die dazwischenliegenden Gegenden so weit kennen zu lernen, dass es mir möglich wurde die verschiedenen Einzelbeobachtungen zu parallelisieren. Durch eine Anzahl von Querprofilen wollte ich versuchen, unsere Kenntnis von den Hauptzügen des geologischen Gesamtbaues der Cordillera so weit als möglich zu fördern.

In der vorliegenden Arbeit beabsichtige ich eine nähere geologisch-petrographische Beschreibung der jugendlichen Eruptivgesteine der Zentral- und Ostcordillera Südpatagoniens zu liefern.

Historischer Überblick.

Obwohl die Gebiete, die hier Gegenstand unserer Untersuchung sein sollen, erst in den letzten Decennien eingehender wissenschaftlich untersucht worden sind, so standen uns immerhin schon frühzeitig einzelne Beobachtungen über ihre Geologie zur Verfügung.

Die ersten systematisch geologischen Beobachtungen aus Patagonien und Feuerland stammen von DARWIN,¹ der in seiner meisterhaften Beschreibung der Geologie Süd-Amerikas eine Reihe von wertvollen Daten über den Bau der Cordillera liefert. Von besonderer Bedeutung für unsere Kenntnis der Cordillera sind sein Fund von Fossilien in den Mount Tarn-Schiefern in der Magellanstrasse sowie seine geologischen Notizen über den Beaglekanal, die Chonosinseln und Chiloë. Die nächstfolgenden, ausführlicheren Daten rühren von der bereits erwähnten französischen »Mission scientifique du Cap Horn« her. In dem IV. Band der wissenschaftlichen Ergebnisse der Expedition gibt HYADES² eine eingehende Darstellung der Geologie der Insel Hoste mit nächsten Umgebungen, nebst einer genauen mikroskopischen Beschreibung der während der Expedition gesammelten Gesteinsproben. Die schöne Monographie gibt eine Übersicht der bunten Gesteinsreihe, die an dem Aufbau dieser Inseln beteiligt ist. Leider ist es lange schwierig gewesen, die Resultate dieser Arbeit zu verwerten oder sich ein übersichtliches Bild von der Geologie dieser Gegenden zu verschaffen. Als Appendix dieses Bandes wird auch eine von D. LOVISATO stammende Sammlung von Gesteinen aus Westfeuerland beschrieben.

Mit der Tektonik und den Gesteinen der magellanischen Cordillera beschäftigt sich O. NORDENSKJÖLD³ in seiner Abhandlung über die krystallinen Gesteine der Magellansländer. In dieser Arbeit wird besonders die westliche Eruptivzone ausführlich behandelt und die nahe Verwandtschaft der Eruptivgesteine der Küstencordillera mit denjenigen Nordchiles und Alaskas nachgewiesen, sowie ihr jugendliches Alter hervorgehoben. Es werden auch zahlreiche, wertvolle Beobachtungen über die Schieferformation

¹ CHARLES DARWIN, *Geological Observations on South America*, London 1846.

² *Mission scientifique du Cap Horn 1882—1883, Tome IV, Géologie par Dr. Hyades*, Paris 1887.

³ O. NORDENSKJÖLD, *Die Krystallinen Gesteine der Magellansländer*, *Wiss. Ergebn. d. Schwed. Exp. n. d. Magellansländern*, Band I, p. 175—240.

bei Ushuaia am Beaglekanal, das Quarzporphyrgebiet am Azopardofluss und westlichen Fagnano, sowie über die pampeischen Basalergüsse mitgeteilt. Diese Arbeit enthält auch die erste geologische Karte dieser Gegenden, wenn man von einer von GRANGE 1847 publizierten, sehr schematischen geologischen Karte der Magellansländer absieht.

Von der Stratigraphie des Gebietes zwischen Ultima Esperanza und Lago Argentino gibt HAUTHAL's geologische Skizze¹ eine gute Vorstellung. Hier sind auch die verschiedenen Eruptivgesteine eingetragen. Die Erläuterung der Skizze rührt von WILCKENS¹ her, der auch mit PAULKE die Bearbeitung der von HAUTHAL gesammelten Fossilien übernahm und dessen Arbeit: »Die Meeresablagerungen der Kreide und Tertiärformation in Patagonien»² wir in hohem Masse unsere jetzige Kenntnis der ausserandinen Stratigraphie verdanken. Dagegen fehlt jede Erläuterung der Eruptivgesteine, die in HAUTHAL's Skizze eingetragen sind.

Unsere Kenntnis der Cordillera zwischen Lago San Martin und Nahuel Huapi verdanken wir fast ausschliesslich den wertvollen kartographischen Arbeiten der argentinischen und chilenischen Grenzkommissionen. Die argentinische Grenzkommission hat besonders die Ostseite der Cordillera erforscht und sorgfältig kartiert. Obwohl es in dem ausführlichen Bericht³ dieser Untersuchung eigentlich wenige rein geologische Daten gibt, sind doch die genaue orographische Beschreibung, sowie die prachtvollen Photographien dieser Gegenden für den Feldgeologen von grösstem Wert. Auch finden sich in MORENOS Berichten⁴ viele Einzelbeobachtungen, die die sporadischen, geologischen Profile ergänzen können. SANTIAGO ROTH hat auch viele wertvolle Beobachtungen über die Territorien Rio Negro und Neuquen geliefert, die später, etwas ergänzt, in seiner Abhandlung: »Beiträge zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonien und der Pampasregion»⁵ publiziert wurden. LEO WEHRLI⁶ gibt uns ein geologisches Profil von Puerto Montt quer durch die Cordillera bis Nahuel Huapi.

Auf der chilenischen Seite wurde die Arbeit der Grenzkommission besonders auf die Erforschung der transandinen Täler konzentriert und unter der Leitung der Herren H. STEFFEN und P. KRÜGER energisch betrieben. In zahlreichen Publikationen haben die beiden Expeditionsleiter ihre Erlebnisse und Schwierigkeiten geschildert und auch viele wertvolle geologische Beobachtungen mitgeteilt.

Von der Expedition an den Rio Puello hat R. PÖHLMANN⁷ eine kurze

¹ Erläuterung etc. a. a. o.

² Neues Jahrbuch Beil. Bd. XXI 1905.

³ Argentine-Chilian Boundary in the Cordillera de los Andes, 4 B:de. London 1900.

⁴ Revista del Museo de La Plata 1908 p. 201, vergl. Geogr. Journal 1899.

⁵ Neues Jahrbuch Beil. Bd. XXVI 1908 p. 92—150.

⁶ Revista del Museo de La Plata, Vol. 9 (1899), p.

⁷ R. PÖHLMANN, Clasificación petrogr. de las muestras de rocas coll. por el. s. Dr. H. Steffen durante sus dos esp. a los rios Puello i Manso. Annales de la Univ. Santiago d. Chile 1898.

petrographische Beschreibung der mitgebrachten Gesteine veröffentlicht, nach der es jedoch schwierig ist, sich eine Vorstellung von dem Zusammenhang der verschiedenen Gesteine zu machen.

Die von HATCHER¹ geleitete Princeton University Expedition ist bis in die Gegenden zwischen Lago San Martin und Lago Pueyrredon vorgedrungen, und hat dabei wichtige tektonische und stratigraphische Arbeiten geleistet. Petrographische Beobachtungen fehlen hier gerade so wie längs der ganzen Ostcordillera.

Über die Cordillera auf der Höhe Mittelchiles gibt es eine bedeutend umfangreichere Litteratur, wobei besonders die petrographischen Angaben für die vorliegende Arbeit oft von Bedeutung sein können, da in dem gesetzmässigen Bau der Gebirgskette nahe verwandte Eruptivgesteine in von einander weit abgelegenen Gebieten wiederkehren. Ich erwähne hier WOLFF:² Beiträge zur Geologie und Petrographie Chiles. J. ROMBERG:³ Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten, Dioriten, Gabbro- und Amphibolitgesteinen. TANNHÄUSER:⁴ Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Gesteinen aus der Argentinischen Republik. MÖRITZ:⁵ Das Eruptivgebiet des Cerro San Christobal bei Santiago,⁵ und von demselben Verfasser: Geologisch-petrographische Studien in den chilenischen Anden.⁶ H. WAGNER: Der Bau des südamerikanischen Festlandes südlich von 40° S. Br.⁷

Ausser den schon erwähnten Arbeiten, die grundlegend für unsere vorläufige Kenntnis der Cordillera Patagoniens sind, gibt es eine Menge mehr oder weniger wissenschaftlicher Berichte von Expeditionen, die kleinere oder grössere Strecken in diesen Gegenden bereist haben und die geologische Angaben enthalten, die von Wert sein können. Ich erwähne nur COPPINGER, Cruise of the Alert; KING, Narrative of the surveying voyages of H. M. S. Adventure and Beagle, 1826—36; PRITCHARD, Through the heart of Patagonia, u. a., denen ich für meine geologische Karte verschiedene Angaben entnommen habe.

Zum Schluss wäre hier noch die übersichtliche Zusammenfassung aller Daten in SUESS »Antlitz der Erde« I und III: 2 zu erwähnen, wo der Verfasser versucht, zum erstenmal ein einheitliches Bild der Geologie und physischen Geographie Patagoniens zu geben.

Die umfangreiche Litteratur der ausserandinen Stratigraphie ist in diesem Überblick nicht berücksichtigt worden.

¹ Reports of the Princeton Univ. Exp. to Patagonia 1896—99. On the Geology of Southern Patagonia. Am. Journal of Science 4 (1897), p. 327.

² Inaug. Diss., Berlin 1899.

³ Neues Jahrbuch Beil. Bd. VIII 1892, p. 275 und IX 1894, p. 293.

⁴ Neues Jahrbuch Beil. Bd. XXII 1906, p. 555.

⁵ TSCHERMAK, Min. Petrogr. Mitt., Band XII 1891.

⁶ Preus. Akad. d. Wiss. Sitzungsberichte 1896.

⁷ Beil. zu Jahresbericht d. Grossh. Realschule zu Oppenheim 1904.

Geologische Übersicht.

Schon in einer früheren Arbeit habe ich hervorgehoben, dass Patagonien sich orographisch in mehrere von einander scharf getrennte Zonen einteilen lässt.¹ Ich werde hier erst eine kurze, allgemeine Charakteristik dieser Hauptzonen der patagonischen Cordillera geben, um nachher eine nähere, geologische Beschreibung derjenigen Gegenden zu liefern, die Gegenstand unserer Untersuchungen gewesen sind.

Wie eine gewaltige Mauer teilt die Hauptcordillera Patagoniens den Continent in zwei Teile, die in jeder Hinsicht in vollständigem Gegensatz zu einander stehen. Weder in dem topographischen Relief noch in dem geologischen Bau, zeigt sich die geringste Verwandtschaft. Im allgemeinen findet sich zwischen den beiden Abhängen der Cordillera keinerlei Verbindung. Im Süden wird dies durch das ausgedehnte Inlandeis der Zentralcordillera bedingt, weiter nördlich durch den undurchdringlichen Urwald der transandinen Täler. Dabei sind die Entfernungen verhältnismässig klein; es genügen 60 km um sich aus den trockenen, beinahe wüstenähnlichen Hochpampas im Osten bis in die regenreiche Küstencordillera im Westen zu versetzen. Wir können von Osten nach Westen fortschreitend folgende vier charakteristische und morphologisch getrennte Gebiete unterscheiden: die Pampasablagerungen, das ostcordillerische Vorgebirge oder die subandine Region, die Zentralcordillera und die Küstencordillera.

Die Pampasablagerungen werden hauptsächlich vom Tertiär in ungestörter Lagerung aufgebaut und sind meist mit glacialen und postglacialen Ablagerungen bedeckt. Allmählich erhebt sich die gewaltige Ebene stufenweise von dem atlantischen Ocean gegen die Cordillera, wo sie eine Höhe von 1000—1500 m erreicht. Hier sind die Ablagerungen der jüngsten Faltungsepoche der Cordillera oft etwas mitgeschleppt, so dass man ein Fallen der Schichten von 10—30° gegen O oder NO findet. Im Ganzen liegt aber diese Zone ausserhalb der Cordillera und wird uns in den folgenden Seiten nur insoweit interessieren, als ihre Ablagerungen an die nächste Zone grenzen oder sogar in dieselbe eingreifen. Die gewaltigen Basalergüsse, die dieser Formation eigen sind, erstrecken sich auch stellenweise bis hinein in die Vorgebirge der Ostcordillera.

¹ On the influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia. Bull. Geol. Inst. Upsala IX (1910) p. 60.

Die *subandine Region* bildet die Vorgebirge und den Ostabhang der Cordillera. Das Gebiet ist durch seine ausgesprochen glaciale Topographie gekennzeichnet, wie ich schon a. a. O. beschrieben habe. Auch sind hier jene gewaltigen Lakkolite gelegen, von denen der von HAUTHAL entdeckte Cerro Payne ein prachtvolles Beispiel darstellt. (Vergl. Taf. I). Wie wir später sehen werden, lassen diese lakkolitischen Intrusionen sich weit verfolgen und sind für diese Zone geradezu charakteristisch, wenn sie auch oft so weit gegen Westen liegen, dass sie stellenweise der Zentralcordillera zugerechnet werden müssen.

Zu der *Zentralcordillera* rechne ich die von Eruptivmassen und metamorphen Sedimenten aufgebauten Hochgebirge, die sich zwischen dem oben genannten subandinen Gebiet und dem Fjordgebiet im Westen bis zu Höhen von 3 000—4 000 m erheben. Wie schon erwähnt, sind die Hochgebirge im Süden ganz vergletschert. Von 52° s. Br. dehnt sich ein ununterbrochenes Eisfeld bis 48° s. Br. aus, das auch zu unserer Zeit vollständig den Namen Inlandeis verdient. Nach einer kurzen Unterbrechung durch die Quertäler der Rios Pascua und Baker, fängt wieder eine zusammenhängende Eisbedeckung an, die sich bis gegen das Durchbruchstal des Rio Aysen erstreckt. Weiter nördlich gibt es allerdings noch eine verbreitete Vergletscherung, die aber von mehr lokaler Natur und an die höchsten Gebirgszüge gebunden ist.

Schliesslich haben wir im Westen die *Küstencordillera*, die die zahllosen Inseln und Halbinseln des ausgebreiteten Fjordgebietes von Westpatagonien bildet.

Bei dem Versuch eine geologische Übersichtskarte der patagonischen Cordillera herzustellen, habe ich unter Benützung älterer Litteraturangaben mich bemüht, ein möglichst naturgetreues und übersichtliches Bild unserer jetzigen Kenntnisse über den geologischen Bau der Cordillera zu geben. Besondere Rücksicht wurde dabei auf die an dem Aufbau der Cordillera beteiligten Eruptivgesteine genommen. Eine nähere Parallelisierung der Unterstufen der Sedimentformationen ist dagegen nicht vorgenommen worden und würde sich auch bei unseren noch sehr lückenhaften Kenntnissen überhaupt nicht durchführen lassen. Ich habe deswegen nur eine Gliederung in Tertiär, Mesozoicum und metamorphe, hauptsächlich ältere Sedimentformationen vorgenommen.

Ich gehe nun unmittelbar zu der ausführlicheren Beschreibung der Küstencordillera über und schliesse daran die Darstellung der Zentral- und Ostcordillera.

1. Die Küstencordillera.

Das Gebiet könnte in bezug auf seine Geologie in zwei Abschnitte geteilt werden: der Eine würde sich demnach von den Kap Horn-Inseln bis an den Peñasgolf, der Andere von da bis Puerto Montt erstrecken.

Lange wird man suchen müssen, um eine ödere und monotonere

Landschaft zu finden, als sie die patagonische Küstencordillera bietet. Von Kap Horn bis an den Peñasgolf zerfällt das Gebiet in eine Menge von Inseln und nackten Felsen, die durch enge Fjorde, die s. g. patagonischen Kanäle von einander getrennt sind. Nicht einmal die englische Seekarte gibt uns eine richtige Vorstellung dieser Gegenden, denn grosse Teile sind immer noch unerforscht und viele von den grossen Inseln der Karte (z. B. Hannover und Contreras) bestehen in Wirklichkeit aus einer Menge kleiner Inseln. Nach Osten schneiden die Fjorde tief in das Festland ein, und die Gletscher des Inlandeises erreichen ihre inneren Teile.

Wie ein Blick auf die geologische Karte lehrt, ist die patagonische Küstencordillera bis hinauf an den Peñasgolf hauptsächlich aus Eruptivgesteinen aufgebaut. Unsere früheren Kenntnisse dieser Gesteine verdanken wir hauptsächlich HYADES und O. NORDENSKJÖLD. — Im Westen findet die Küstencordillera ihre natürliche Abgrenzung durch die Meeres-tiefen des Pacifischen Oceans, im Osten stösst sie an die Zentralcordillera und es ist oft schwer eine natürliche Grenzlinie zu ziehen, umsomehr als der charakteristische geologische Bau der Küstencordillera stellenweise tief in das Hochgebirge eingreift. Im allgemeinen wird man finden, dass die geologische Grenzlinie mit den inneren Teilen der nach Osten hineinragenden Fjorde zusammenfällt. So findet man den Kontakt zwischen dem grossen Eruptivgebiet und den metamorphosierten Schiefen der Zentralcordillera im inneren Teil von Peel Inlet, so auch an der Mündung des Rio Colique und wahrscheinlich auch des Rio Pascua im Baker Inlet. Die östliche Abgrenzung der Küstencordillera zwischen der Magellanstrasse und dem Peñasgolf würde also im Allgemeinen mit den Fjordbildungen zusammenfallen. Wenn man von dem innersten Teil des Bakerfjordes eine Linie durch Seno Eyre und Peel Inlet zieht, wird man wahrscheinlich die Kontaktzone zwischen Eruptiv- und Schiefergesteinen ziemlich nahe treffen. Aber dann liegt es nahe anzunehmen, dass die Fjordbildung mit der Eruptivzone mehr oder weniger genetisch verbunden sei. Einige Tatsachen scheinen mir auch diese Annahme zu bestätigen, die ich bei einer anderen Gelegenheit, bei der Beschreibung der Fjordbildung Westpatagoniens ausführlicher darzulegen hoffe.

Ganz im Süden verdanken wir unsere Kenntnisse beinahe ausschliesslich DARWIN und HYADES. In seiner petrographischen Monographie der Insel Hoste liefert uns HYADES eine ausführliche Beschreibung der Gesteine. Unter den Namen mikrogranulite à amphibole, diorite labradorique, gabbro labradorique à structure ophitique, erkennt man die typischen s. g. Andendiorite der Küstencordillera. Die Inseln Horn und Hermite, die südlichsten Teile der Hosteinsel, besonders die Halbinseln Hardy und Rous, die Inseln Londonderry und Steward sowie die Halbinsel Brennock sind den typischen Eruptivgesteinen der Westzone zuzurechnen. Der nördliche Teil der Hosteinsel, die Insel Navarin sowie das Nordufer des Beaglekanals bestehen dagegen aus sedimentären Gesteinen. Ausserdem werden hauptsächlich von der Halbinsel Hardy und kleinen Inseln in der

Umgebung effusive Gesteine beschrieben, die als Andesite, Augit-Andesite, Labradorite und Trachyte bezeichnet worden sind. Auch Basaltergüsse werden angegeben und HAUTHAL hat sogar einen von diesen im Norden der Insel Grévy als M:t Oreille in seinem Vulkanverzeichnis Patagoniens angeführt. In Berücksichtigung dieser Angabe führt SUESS in Anlitz d. Erde III, 2, p. 556 folgendes an: »M:t Oreille ist von den südlichsten bisher bekannt gewesenen Vulkanen durch nicht weniger als 12 Breitengrade getrennt, aber das Gebirge ist noch sehr unbekannt; ähnliche kleinere Berge können leicht unbekannt bleiben und andesitische Felsen treten in der Tat da und dort auf«. HYADES betont das intermediäre Alter dieser Gesteine, die weder den neovulkanischen Andesiten noch den älteren paleovulkanischen Porphyriten eigentlich entsprechen, und stellt diese Gesteine daher zu den Propyliten. Ich habe selbst einige der Fundstellen HYADES' besucht und besitze daher gewissermassen Originalschliffe seiner Gesteine. Sowohl das geologische Auftreten, als auch die mikroskopische Analyse dieser Gesteine lassen mich der Annahme HYADES' beipflichten. Dagegen halte ich es für unrichtig, diese Gesteine der Vulkanreihe der Zentralcordillera Mittelchiles zuzurechnen. Ich habe derart propylitisch veränderte, porphyritische Ergussgesteine auf drei verschiedenen Stellen in der Eruptivzone der Küstencordillera gefunden, die alle drei südlich vom Peñazgolf liegen: in *Puerto Molineux* auf der Insel Madre del Dios, in *Puerto Charrua* auf der Südspitze der Wellingtoninsel, sowie am *Hale Cove* bei Baker Inlet. Mit den gewaltigen Andesitergüssen der Zentralcordillera zeigen dagegen diese Gesteine keine Verwandtschaft, obwohl der M:t Oreille keinesfalls durch etwa 12 Breitengrade von der Vulkanreihe der Anden getrennt ist. Ich habe nämlich dieselbe bis 52° S. B. verfolgen können, wo M:t Burney als ein würdiger Repräsentant seiner nördlichen Verwandten den südlichsten Vulkan dieser Kategorie bildet. Wie ich einmal später bei einer petrographischen Beschreibung dieser Gesteine darzulegen hoffe, halte ich mit MÖRICKE diese propylitischen Gesteine für mehr oder weniger gleichzeitige Ergussformen des andendioritischen Magmas und genetisch am engsten mit diesem verbunden.

Die Schieferformation der Hoste- und Navarininseln besteht aus stark metamorphosierte Glimmer-, Phyllit- und Thonschiefern, letztere stehen hauptsächlich im Osten an (Navarininsel, Ushuaia.) Nach Westen scheint die Metamorphose stark zuzunehmen; schon an der Romanche Bay auf der Hosteinsel sind die Schiefer als Glimmerschiefer entwickelt, die auf der gegenüberliegenden Seite des Beaglekanals in Granatglimmerschiefer übergehen. Ob hier verschiedene stratigraphische Horizonte zu unterscheiden sind, lässt sich leider nicht feststellen, da die Formation äusserst fossilienarm ist. Nur in Tekenika sind Fossilien gefunden worden, die HALLE gesammelt und zur Bearbeitung übernommen hat. Nach seiner vorläufigen, mir freundlichst mitgeteilten Bestimmung gehören diese Schichten dem oberen Jura an. Der ziemlich kontinuierliche Übergang

von diesen zwar stark gefalteten aber noch fossilienführenden Schiefen zu den Glimmerschiefern im Westen lässt vermuten, dass die Veränderung eher eine regionalmetamorphe als eine stratigraphische sei, aber vorläufig können darüber nur Vermutungen ausgesprochen werden.

Nördlich von dem Cockburnkanal bestehen der westliche Teil von Clarence Island und aller Wahrscheinlichkeit nach auch die ganzen St. Ines- und Desolationinseln aus andendioritischen Gesteinen. Die St. Carlosinseln, gegenüber dem Canal Jerónimo in der Magellanstrasse, bestehen auch aus Eruptivgesteinen, dagegen stehen am Puerto Arouz in dem Canal Jerónimo wieder stark metamorphosierte Thonschiefer an. Der Kontakt scheint hier dem Kanal zu folgen, da westlich wieder Eruptive vorhanden sind. An der Playa Parada auf der Corcovadohalbinsel sind noch einmal Schiefer vorhanden, die aber hier wahrscheinlich einem isolierten Rest der einstigen Bedeckung der Eruptiven entsprechen, die etwas weiter im NW wieder zum Vorschein kommen. Die genaueren Kontaktlinien habe ich wegen der Vegetationsbedeckung nicht gefunden, dagegen habe ich stellenweise eine kräftige Kontaktmetamorphose der Sedimentgesteine wahrgenommen.

Von dem westlichen Eingang der Magellanstrasse erstreckt sich eine breite Zone des andendioritischen Gesteinsgefüges ohne Unterbrechung bis an den Peñas Golf. Die Breite dieser Zone dürfte im allgemeinen zwischen 60—90 km schwanken. Dieses ohne Unterbrechung über 5 Breitengrade sich ausdehnende Eruptivgebiet ist vielleicht eine der grössten, einheitlichen Eruptivzonen jugendlichen Alters, die wir kennen. Wie NORDENSKJÖLD¹ und HÖGBOM² nachgewiesen haben, setzen sich ganz analoge Gesteine noch viel weiter gegen Norden fort. — Obwohl das Gebiet genetisch als eine einheitliche Eruptivzone zu betrachten ist und obwohl die Gesteine systematisch eine nahe Verwandtschaft mit einander zeigen, findet man einen überaus raschen Wechsel der stofflichen Zusammensetzung. Sogar auf derselben kleinen Insel trifft man die mannigfachsten und verschiedensten Glieder dieser Gesteinsfamilie, die doch immer ihre eigenartigen Charakterzüge beibehalten. Es ist wohl anzunehmen, dass bei einem Eruptionsvorgang von solch gewaltigen Dimensionen eine äusserst langsame Erstarrung stattfinden muss, was auch die physikalisch-chemische Voraussetzung einer weitgehenden Differentiation des Gesteinsmagmas darstellt. Als Hauptgesteine sind immerhin die quarzreichen Diorite, bzw. Plagioklasgranite anzusehen, die Differentiationsprodukte erstrecken sich von sauren Kaligraniten bis zu peridotitischen Gesteinen. Ein gut entwickeltes Ganggefüge, sowohl von aplitischen als auch von lamprophyrischen Ganggesteinen begleitet das Hauptgestein.

Die äussersten Inseln im Westen scheinen schon ausserhalb dieser Eruptivzone zu liegen. So bestehen die kleinen Evangelistasinseln an der

¹ A. a. O.

² A. G. HÖGBOM. Zur Petrographie der kleinen Antillen. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. VI. (1905) p. 232.

Bull of Geol. 1910.

westlichen Einfahrt der Magellanstrasse, sowie auch der westliche Teil der nahegelegenen Isla Pacheco wieder aus Schiefer. Ich nehme an, dass gerade hier die äussere Grenze der Eruptivzone zum Vorschein kommt, ohne dass eine grössere submarine Verbreitung gegen Westen wahrscheinlich gemacht würde. Ähnliche Verhältnisse scheinen in dem Trinidadgolf zu herrschen; nach COPPINGER besteht der nördlichste Teil der Insel Madre del Dios aus Thonschiefer und Kalkstein. In seinem Buch »The Cruise of the Alert« schreibt er:¹ »At Port Henry, on the southern side of the entrance to the Channel (Trinidad Golf) we anchored several times. The scenery is here very grand. A clayslate rock enters largely into the formation of the hills, forming jagged peaks and ridges of great height, while the low-lying rock above the coast is a friable syenite, traversed by dikes of greenstone«. Etwas weiter östlich wird Kalkstein angegeben, »a hard, grey, unfossiliferous limestone, irregularly stratified, and sometimes showing a dip of 10° or 15° to the westward.« Auch auf der Nordseite werden Thonschiefer mit einem Fallen von 45° gegen NO angegeben, und COPPINGER'S Darstellung lässt vermuten, dass die Inseln westlich vom Picten Channel hauptsächlich von Sedimentablagerungen aufgebaut sind. Auf der Karte habe ich allerdings nur die Westseite am Einlauf des Pictenkanals als sedimentären Ursprungs eingetragen, die übrigen westlichen Inseln aber weiss gelassen, obwohl ich es für wahrscheinlich halte, dass hier hauptsächlich Schiefer anstehen.

Ähnlich entwickelt, wie die Schieferformation von Isla Pacheco und vom Canal Jerónimo sind die sedimentären Gesteine, die wir auf der Westseite der Eruptivzone antreffen, z. B. auf der Halbinsel Muñoz Gamero, die das Ostufer des Smyths Canal bildet, oder auch im inneren Teil des Peel Inlet. Petrographisch stehen diese Thonschiefer denjenigen der Ostcordillera im Gebiet von Ultima Esperanza sehr nahe; nur liefern die verschiedenen Stadien der Regionalmetamorphose mehr oder weniger umgewandelte Fazies derselben.

Was das Alter dieser Sedimentformation anbelangt, lässt sich natürlich wegen der vollständigen Abwesenheit von Fossilien nichts mit Bestimmtheit sagen. Petrographisch sind die Gesteine von Cap Victoria auf der Isla Pacheco, von der Kontaktmetamorphose abgesehen, jedenfalls der Thonschieferformation von Playa Parda und dem Canal Jerónimo so ähnlich, dass sich ein gleiches Alter vermuten lässt. Diese Formationen stehen ihrerseits in stratigraphischem Zusammenhang mit den Mit Tarnschiefern, die schon durch die Fossilienfunde von DARWIN und D'ORBIGNY als Kreide (Neocom) bestimmt worden sind. Da aber die Fossilien von Tekenika in Feuerland auf ein höheres Alter schliessen lassen, erscheint es wahrscheinlich, dass die Phyllit-, Sericit- und Thonschiefer des Westabhanges der Zentralcordillera auf diesen Breitengraden, sowie die vereinzelt Vorkommnisse westlich von der Eruptivzone einem etwas älteren

¹ The Cruise of the Alert, London 1883, p. 66.

Horizont entsprechen, als die fossilienführenden Kreideschichten der Ostcordillera. Die Evangelistasinseln bestehen aus stärker veränderten Sedimenten, die als Glimmerschiefer zu bezeichnen sind. Das Fallen ist da 20° — 30° nach O. Möglicherweise haben wir gerade hier eine bedeutend ältere Formationsreihe vor uns.

Man muss sich also damit begnügen, die westlichen Sedimentablagerungen vorläufig einem wahrscheinlich mesozoischen Alter zuzuschreiben; diese Formation würde dann möglicherweise dem oberen Jura oder der unteren Kreide zugehören und demnach den Tekenikaschichten entsprechen.

Vom inneren Teil des Bakerfjords gibt STEFFEN¹ krystallinische Schiefer an, und das Flussbett des Rio Collique soll ausschliesslich Geröll von Gneiss und Glimmerschiefer führen. Dieses Gebiet gehört jedenfalls zu der Zentralcordillera, worauf ich später zurückkommen werde.

Das zweite Gebiet der patagonischen Küstencordillera reicht von dem Peñasgolf bis Puerto Montt und umfasst die Halbinsel Tayato, den Chonosarchipel, Chiloë mit den umliegenden Inseln, sowie eine Zone längs des Festlandes, die das Vorland des Hochgebirges bildet. Hier treten uns andere Formationen entgegen, als im Süden und der einfache, regelmässige Bau der südlichen Küstencordillera geht einigermassen verloren.

Unsere Kenntnisse dieses Gebietes verdanken wir hauptsächlich DARWIN und den Expeditionen der chilenischen Grenzkommission, in deren Veröffentlichungen jedoch geologische Angaben nur sehr sporadisch zu finden sind. Von seiner Yelchoexpedition giebt KRÜGER einen ausführlichen Bericht in seiner Arbeit »Die patagonischen Anden zwischen 42° — 44° s. Br.«, wo auch Angaben der da angetroffenen Gesteine zu finden sind.² Von der Puelloexpedition STEFFEN'S giebt PÖHLMANN³ eine petrographische Beschreibung der mitgebrachten Gesteinsproben. Ausserdem liefern STEFFEN und PÖHLMANN verschiedene Angaben über die Geologie des Llanquihuegebietes.⁴ Ich selbst habe nur Teile der Ostküste Chiloës, die Inseln Guapiquilan und Huafo und einige Punkte der Ostküste des Corcovadogolfes besucht, sowie ein Querprofil durch die Cordillera von P:to Montt bis Nahuel Huapi erlangt; doch sind von letztgenannter Reise die Sammlungen leider verloren gegangen. Glücklicherweise ist gerade dieses Gebiet Gegenstand genauer geologischen Untersuchungen gewesen und bereits von WEHRLI⁵ und STEFFEN³ beschrieben worden.

Die ausgesprochensten Unterschiede zwischen diesem zweiten Gebiet der Küstencordillera und dem zuerst beschriebenen, sind: 1) das Auftreten von altkrystallinen Schiefen, 2) das weite Eingreifen der Eruptivzone in die Hauptcordillera, und 3) das Auftreten tertiärer Ablagerungen.

Die krystallinen Schiefer kommen erst auf der Peninsula Tres Montes

¹ Bericht über eine Reise etc. p. 70.

² Petermanns Mitt. Ergänzungsheft 164 (1909). p. 79, 111, 123.

³ Annales de la Univ. Santiago 1898.

⁴ Richthofen Festschrift Berlin 1893.

⁵ Revista del Museo de La Plata 1899. p. 123.

zum Vorschein und bauen nach DARWIN den grössten Teil der Chonos- und Guaitekasinseln auf. Diese Gesteine kenne ich selbst nur von der Insel Chilö und von Cap Vilcun auf dem Festland, wo ein stark metamorphosierter Thonschiefer einige vereinzelte Erosionsreste des Gebirgsvorlandes bildet. Nach Angaben von STEFFEN und KRÜGER lässt sich eine ziemlich weite Verbreitung dieser Gesteine auch längs des östlichen Ufers der Corcovadobucht vermuten.

DARWIN beschreibt die krystallinen Schiefer des Cape Tres Montes folgendermassen:¹ »the predominant rock is mica-slate, with thick folia of quartz very frequently alternating with and passing into a chloritic or into a black, glossy, often striated slightly antracitic schist — —. Thin layers of feldspat, swelling at intervals into well crystallised kernels, are sometimes included in these black schists, — —. Hence all the rocks on this line of the coast belong to one series, and insensibly vary from an altered feldspatic clay-slate into largely foliated, true mica-schist.»

Obwohl die Chonosinseln hauptsächlich aus ähnlichen Gesteinen aufgebaut sind, scheinen granitische Massive an verschiedenen Stellen diese ältere Formation zu durchsetzen. So erwähnt DARWIN² schon ein grösseres Granitmassiv auf 45° 52' s. Br. an der Nordwestecke der Halbinsel Tayato, und einige von den Guaitecasinseln bestehen aus granitischen Gesteinen. Nach Reisenotizen von STEFFEN³ bestehen die Gesteine des Estuario Elephantes aus Granit und »Diabas»; NORDENSKJÖLD⁴ erwähnt Granite an der Mündung des Rio Aysen; ich kenne weiter granitische Gesteine von Melinca sowie von der Küste zwischen Rio Corcovado und Rio Yelcho.

Ob alle die granitischen Gesteine, die längs der Westküste Patagoniens zwischen dem Peñasgolf und Puerto Montt anstehen, wirklich zu der andendioritischen Gesteinsfamilie gehören, lässt sich vorläufig nicht entscheiden. Von den Gesteinen an der Mündung des Rio Aysen beschreibt NORDENSKJÖLD einen Biotitgranit: »von altertümlichem Aussehen, mit Titanit und Muscovit, ferner mit viel Myrmekit, — — —» was für die Andengesteine gar nicht typisch ist. Von Llanquihue werden dagegen von demselben Verfasser Gesteine erwähnt, die die charakteristische »Struktur der Andenbanatite» zeigen; und von den Graniten des Cerro Tronador heisst es, dass sie »ganz unverkennbar» zu den Andengesteinen gehören. STEFFEN³ gibt einen gneissartigen, stratifizierten Granit von Punta Pescadores am nördlichen Einlauf des Estuario Elephantes an, was auf das Vorhandensein älterer Granittypen schliessen lassen würde. KRÜGER⁵ gibt für die Granite des Yelchotals paläozoisches Alter an, jedoch ohne irgend eine Motivierung. PÖHLMANN schreibt von denselben Ge-

¹ Geol. Observations on South America p. 157.

² Ebenda p. 158.

³ Bericht etc. p. 25, 27 u. a.

⁴ Die krystallinen Gesteine etc., p. 210.

⁵ Die Patagonischen Anden p. 79, 111.

steinen der Provinz Llanquihue, dass sie »einem altkrystallinen, spätestens in der paläozoischen Erdperiode entstandenen Grundgebirge« angehören, jedoch ohne irgend welche Gründe für seine Altersbestimmung anzuführen. Die Tatsache, dass mehrere von den Graniten der Westcordillera mehr oder weniger kräftig regionalmetamorphosiert sind, darf, wie schon NORDENSKJÖLD hervorhebt, kein Grund sein, diese einem beträchtlich höheren Alter zuzuschreiben, da es gar nicht ausgeschlossen ist, dass die jugendlichen Andengesteine von den Faltungsprozessen betroffen worden sind. Allerdings ist die Möglichkeit vorhanden, dass hier auch beträchtlich ältere Eruptivgesteine auftreten. Die genauere petrographische Beschreibung meiner Sammlungen aus diesen Gegenden dürfte vielleicht in dieser Frage Aufschluss geben, was aber nicht im Rahmen dieser Arbeit liegt. Da die Meinungen über das geologische Alter der hier auftretenden Granite so weit auseinandergehen, habe ich auf der geologischen Karte vorläufig die Granite dieses Gebietes als unbestimmten Alters bezeichnet.

Im Westen scheinen die Granite dieses Gebietes nur sporadisch durch die Erosion blossgelegt zu sein, gegen Osten treten sie wieder als ein einheitliches Eruptivgebiet hervor und stellen dort möglicherweise zum Teil eine direkte und ununterbrochene Fortsetzung der Eruptivzone südlich vom Peñasgolge dar. Die Andendiorite scheinen im Norden immer weiter gegen Osten zu greifen. Wenn man die Verbreitung der andendioritischen Gesteinsfamilie innerhalb der Küstencordillera Patagoniens in betracht zieht, findet man im Süden nur die äusserste Zone davon vertreten, wie z. B. in den Cap Horninseln; die übrigen Inseln sind dort von sedimentären Formationen aufgebaut. Auf der Höhe von Peel Inlet umfassen die Eruptivgesteine das ganze Fjordgebiet, bei Aysen und Baker greifen sie noch weiter nach Osten und auf der Höhe von Nahuel Huapi setzen sich die Eruptivgesteine bis in die zentralen Teile der Cordillera fort.

Auf der Insel Chiloë kommen dagegen keine granitoiden Gesteine zum Vorschein. Der ganze westliche und südliche Teil der Insel besteht aus krystallinen Schiefen, ähnlich denjenigen des Chonosarchipels. Auch in den zentralen Teilen sollen Glimmerschiefer und Gneiss die Hauptmasse des Landes aufbauen. Die nördlichen und östlichen Teile dagegen bestehen aus tertiären Ablagerungen. Lockere Sandsteine und Konglomerate, sowie plastische Thone finden sich bis zu einer Höhe von etwas über 100 m; oberhalb dieser Grenze kommen immer die älteren krystallinen Gesteine zum Vorschein und es scheint, als ob die tertiäre Transgression nur diese Höhe erreicht hätte. Ich habe dieselbe Grenze sowohl hinter Castro auf der Ostküste wie auf der Halbinsel Lacui gefunden; auf beiden Stellen treten oberhalb ca 100 m Glimmerschiefer von altertümlichem Aussehen auf.

Über das Alter der ganzen andendioritischen Gesteinsfamilie gehen die Meinungen ziemlich auseinander. Da wenige stratigraphische Anhaltspunkte vorhanden sind, die eine nähere Altersbestimmung ermöglichen könnten, müssen wir uns auf den petrographischen Habitus und das all-

gemeine geologische Auftreten verlassen. — NORDENSKJÖLD hebt das jugendliche Alter der meisten dieser Gesteine, von Cap Horn im Süden bis Puerto Montt im Norden, hervor und erwähnt auch manche Vorkommnisse in Mittel- und Nord-Chile, sowie sogar in Nordamerika, wo er die granitischen Gesteine der Küstencordillera Alaskas mit denjenigen des Magellangebietes vergleicht und parallelisiert. Im Folgenden berücksichtige ich nur das Gebiet südlich von Puerto Montt. NORDENSKJÖLD¹ schreibt über die Altersfrage: »Es lässt sich allerdings nicht bestreiten, dass in der Cordillera derartige Gesteine von sogar bedeutend höherem Alter vorkommen können, aber betreffs einer so charakteristischen Gesteinsgruppe ist diese Annahme jedenfalls wenig wahrscheinlich und ich halte es deshalb für zweifellos, dass die oben beschriebenen, magellanischen Andengesteine sind und dass ihre Bildung in die jüngere mesozoische Ära oder sogar ins ältere Tertiär fällt. Für dieselbe Ansicht spricht auch die vollständige Abwesenheit aller Druckerscheinungen, die sich kaum erklären liesse, wenn die Gesteine älter als die Faltungsprozesse wären; als ein vereinzelt Merkmal, das in derselben Richtung geht, kann auch die Abwesenheit von Mikroklin und Perthit gelten.»

HYADES² schreibt von den granitoiden Gesteinen der Horninseln: »On voit donc, que, les données stratigraphiques nous faisant défaut pour terminer l'âge géologique de ces roches, la pétrographie ne nous fournit également aucun document positif que permette de trancher la question . . . D'une manière générale, prises dans leur ensemble, on peut dire, qu'elles dérivent d'une type intermédiaire (entre tertiaire et un type ancien).» —

Obwohl ich in dieser Arbeit nicht auf eine nähere Beschreibung dieser Gesteinsreihe eingehe, möchte ich doch meine Auffassung der Altersfrage kurz erläutern: Wie schon NORDENSKJÖLD eingehend dargelegt hat, zeigen sämtliche Eruptivgesteine dieser Zone eine auffallende Ähnlichkeit mit den zuerst von STELZNER beschriebenen s. g. Andengesteinen der mittelchilenischen Cordillera. Sämtliche Geologen, die dort gearbeitet haben, teilen die Andengesteine einem jugendlichen Alter zu; STELZNER stellt sie ins Tertiär, MOERICKE und WOLFF auf die Grenze von Mesozoicum und Tertiär.

Da nun die Eruptivgesteine der Küstencordillera Patagoniens nirgends in direktem Zusammenhang mit stratigraphisch bestimmbarcn Horizonten kommen, und da man deswegen bei einer Altersbestimmung nur auf den petrographischen Charakter und das geologische Auftreten des Gesteins Rücksicht nehmen kann, scheint es erstens unzweifelhaft, dass die Gesteine jünger sind, als die Hauptfaltung der Cordillera, denn Druckerscheinungen von irgend welcher Art sind den typischen Andengraniten und Andendioriten Patagoniens im allgemeinen ganz fremd. Zweitens ist die nahe petrographische Verwandtschaft mit den Andengesteinen STELZ-

¹ Die Krystallinen Gesteine p. 203.

² Mission Scientifique IV Geologie p. 37.

NERS nicht zu verleugnen, und da diese Gesteine eine durchaus charakteristische Familie ausmachen, liegt es nahe anzunehmen, dass sie auch annähernd gleichaltrig sind. Dagegen scheint die kräftige Erosion, die die ehemalige Decke von wahrscheinlich sedimentären Gesteinen vollständig weggetragen hat, sowie die starke Zersetzung der Porphyrite und der lamprophyrischen Ganggesteine gegen ein sehr jungliches Alter zu sprechen. Vorläufig halte ich die Annahme eines intermediären Alters zwischen Tertiär und Mesozoicum für das Wahrscheinlichste. Übrigens dürfte sich keine vollkommene Gleichzeitigkeit der Gesteine über das kolossale Terrain nachweisen lassen. Die entsprechenden Granodiorite Nordamerikas werden hauptsächlich ins Mesozoicum verlegt, ohne dass sich eine genauere Zeitbestimmung durchführen lässt, was auch in Patagonien der Fall sein dürfte.

II. Die Zentral- und Ostcordillera.

Auf der Höhe der Magellanstrasse ist die Zentralcordillera auf eine enge Zone beschränkt und beinahe ausschliesslich von Sedimentgesteinen aufgebaut. Im Westen bildet der Canal Jerónimo die Grenze gegen die niedrigen Granithügeln der Küstencordillera und im Osten stossen südlich von Bahia Agua Fresca schon die ungefalteten, tertiären Formationen an. Die Gebirgskette ist hier ausschliesslich als ein Faltungsgebirge anzusehen, was mehr oder weniger für die ganze Zentralcordillera bis ungefähr 46° s. Br. gilt. Nördlich von dieser Linie treten die Faltungserscheinungen immer mehr zurück, um schon auf der Höhe des Rio Aysen eine verschwindend kleine Rolle zu spielen. Der nördliche Teil der Zentralcordillera wäre deswegen, wie wir gleich sehen werden, als eine gewaltige Eruptivkette anzusehen.

Im Süden ist die allgemeine Tektonik der Hauptkette relativ einfach. Im Osten liegen die tertiären Ablagerungen meistens von der Faltung ganz unberührt in horizontaler oder schwach nach Osten fallender Lagerung. Auch die ersten Vorgebirge der mesozoischen Formationen liegen sehr flach und lassen nur durch ein geringes Fallen gegen Osten erkennen, dass sie gerade von der Faltung mitgeschleppt wurden. Diese Schichten der jüngeren Kreide sind reichlich fossilienführend. HAUTHAL und WILCKENS unterscheiden in dem Gebiet zwischen Ultima Esperanza und Lago Argentino drei Horizonte. Als ältestes Gestein wird am Ostabfall der Cordillera ein sehr harter, fester, mittelfeinkörniger Sandstein mit unbestimmbaren Pflanzenresten angegeben.¹ Über diesen Sandstein folgen konkordant die Kalkthonschiefer der *Inoceramus*-Zone und dann wieder ein mächtiger Komplex von Sandsteinen, deren oberer Teil aus grünlichen, glaukonithältigen Kalkmergeln besteht und als Leitfossil *La-*

¹ Über patagonisches Tertiär etc. Zeitschr. d. Deut. Geol. Gesellsch. Bd 50 (1898), p. 439.

hilla Luisa führt. Diese Schichten sind von obersenonischem Alter. Schon hinter den ersten Hügeln der Vorgebirge nimmt die Faltung rasch zu und die regionale Einwirkung auf die Schiefer lässt sich bald erkennen. Auf den Hügeln südlich vom Lago Payne (zwischen Lago Payne und Lago Sarmiento) sind die Fossilien der *Inoceramus*-Zone stark deformiert und am Ostende von der Laguna de Grey (Lago Hauthal) ist schon eine intensive Faltung vorhanden, die auch im Handstück deutlich wahrnehmbar ist. Die östliche Begrenzung des Faltungsgebirges ist deswegen scharf markiert und der Übergang von noch fossilienreichen Thon- und Mergelschiefern zu Phyllit- und Sericitschiefern vollzieht sich rasch. Dies alles gilt nur von dem Gebiet zwischen der Magellanstrasse und Lago Argentino; wie wir sehen werden, ändern sich die Verhältnisse weiter nordwärts. In Skyring Water hatte ich Gelegenheit die Einwirkung der Regionalmetamorphose Schritt für Schritt zu verfolgen. Das Gebirge Dynavor Castle bildet eine hübsche Synclinale mit noch gut erkennbarer Schichtung. Etwas weiter gegen Westen tritt eine Quarzporphyrfornation auf, die eine sehr starke regionale Metamorphose erlitten hat. Durch den Kanal Cajardo durchquerten wir diese ganze Formation, die hier eine Breite von ca. 20 km besitzt, und gelangten wieder in die Schieferformation, die jedenfalls einer durchaus kräftigen, regionalmetamorphen Umwandlung unterworfen war. Die Schiefer sind stellenweise stark graphitführend und enthalten grössere Schlieren oder linsenförmige Einschlüsse eines lichtgrünen Epidotfelsens. Zahlreiche porphyrische Gänge durchkreuzen das ganze Gebiet, sind aber stark gebogen und oft durch Verwerfungen abgeschnitten.

Die Quarzporphyre, die uns hier zum erstenmal nördlich von der Magellanstrasse entgegnetreten, habe ich beinahe überall zwischen Skyring Water und Lago Argentino, wo ich westlich genug vorgedrungen bin, als mächtige Ergüsse nachweisen können. Dieselben Porphyre treten überall in den inneren Teilen von Wolsley Sound und von Ultima Esperanza, westlich von Laguna de Grey als Moränenblöcke des von W. kommenden Gletschers,¹ sowie in den westl. Teilen des Lago Argentino auf; gewöhnlich sind sie stark gepresst, stellenweise aber in normaler und ursprünglicher Entwicklung vorhanden. Ganz ähnliche Gesteine sind schon von O. NORDENSKJÖLD aus dem Azopardogebiet in Feuerland beschrieben, wo ich auch selbst die geologischen Verhältnisse studierte. Das vollständig ähnliche Auftreten dieser sauren Porphyre macht die nahe Verwandtschaft der patagonischen und feuerländischen Cordillera noch deutlicher. Die Begleitung von Tuffen und Breccien deutet darauf hin, dass es sich um grosse Ergüsse handelt. Diese Porphyre sind die ältesten Eruptivgesteine der Cordillera in diesen Gegenden. Sie sind vor oder während dem Beginn der Faltung entstanden. Die Kontakte gegen das Nebengestein sind scharf, die Kontaktmetamorphose gering.

¹ Nach freundlicher Mitteilung von C. SKOTTSBERG.

Die weite Vergletscherung dieser Gegenden verhindert einen genaueren Einblick in die zentralen Teile des Gebirges. Nur da, wo die Fjorde die ganze Cordillera durchbrechen, kann man ein Profil vom Bau der Hauptkette bekommen. Wie schon hervorgehoben, folgten jenseits auf die grossen Porphyreinlagerungen wieder metamorphosierte Schiefer und es scheint, als ob die Zone der intensivsten Faltung ziemlich genau den zentralen Teilen der Gebirgskette entspräche. Ich hebe diese Tatsache schon hier hervor, weil es scheint, als ob weiter nördlich die Verhältnisse anders wären, d. h. dass die Zone der maximalen Faltung da ausserhalb und östlich von der jetzigen Zentralkette der Anden liege.

Ehe ich die Rolle der jugendlichen Eruptivgesteine der Zentral- und Ostcordillera in diesem Gebiet näher erörtere, werde ich kurz die allgemeine Tektonik von der Magellanstrasse gegen Norden, so weit sie uns bekannt ist, verfolgen, um nachher die Eruptivgesteine im Zusammenhang behandeln zu können.

Für die detaillierten Angaben über die Geologie des Gebietes zwischen Ultima Esperanza und Lago Argentino verweise ich auf HAUTHALS geologische Skizze. Zwischen Ultima Esperanza und der Magellanstrasse herrschen im allgemeinen bezüglich der Tektonik analoge Verhältnisse. Die Kontaktlinie zwischen Kreide und Tertiär biegt von Skyring allmählich nach Osten ab, wie auf der Karte deutlich sichtbar ist. Da die äusserste Zone der Kreide hier nach Osten noch sehr flach, oft sogar vollständig horizontal liegt, ist die Diskordanz zwischen Kreide und Tertiär stellenweise ziemlich maskiert. Über das Vorhandensein einer Diskordanz haben sich verschiedene Meinungen geltend gemacht. So sprechen AMEGHINO, IHERING und HAUTHAL von einem allmählichen Übergang zwischen Kreide und Tertiär, während STEINMANN und WILCKENS, wohl hauptsächlich aus faunistischen Gründen, hervorheben, dass eine Diskordanz vorhanden sein muss. Dass dies auch mit aller Wahrscheinlichkeit der Fall ist, lässt uns das Profil in Skyring vermuten, wo die horizontalen, tertiären Sandsteine transgressiv über den flach gegen Osten fallenden Kreideschichten zu lagern scheinen. Die von HALLE hier gesammelten Fossilien dürften weitere Aufschlüsse über diese Frage geben.

Auf der Höhe von Lago Argentino finden wir die Entwicklung der Kreideschichten ganz analog wie weiter südlich. Der *Inoceramus*-Horizont tritt noch in dem Cerro Buenos Ayres im westlichen Teil des Sees auf, gegen Osten folgen jene lichten Sandsteine und Mergel, die der Lahilliazone weiter südlich entsprechen. Der östliche Teil des Sees wird dagegen von der s. g. Santa Cruzformation eingenommen, die terrestrisch-limnischen Ursprungs ist und der nach WILCKENS mittel- bis obermiocänes Alter zugeschrieben wird. Die Diskordanz zwischen Kreide und Tertiär ist hier deutlich zu verfolgen.

Nördlich vom Lago Argentino kennen wir bis auf die Höhe vom Lago San Martin keine fossilienführenden Schichten der Kreide. Hier dehnen sich die mesozoischen Ablagerungen weiter nach Osten und neh-

men an dem Aufbau der Meseta teil. Das Fallen des Plateaugebirges erreicht 30° — 40° gegen NO—ONO. In dem Profil dieser Meseta liegt unten ein Komplex stark gefalteter Schiefer von sehr altertümlichem Aussehen; darauf folgen diskordant fossilienführende Schichten des oberen Jura und der älteren Kreide.¹ Diese älteren Schichten wären also wenigstens von jurassischem Alter. Auf der Bootfahrt, die wir bis hinein in die westlichen Teile des Lago San Martin unternahmen, zeigte es sich, dass die Ufer überall aus stark metamorphosierten Schiefen und Quarziten bestehen. Nach Angaben von STEFFEN² soll auch das Coliquetal von Gneiss und alten Schiefen aufgebaut sein.³ Mit aller Wahrscheinlichkeit begegnen uns also hier zum erstenmal nördlich von der Magellanstrasse ältere, höchstens dem Jura zugehörige, vielleicht sogar paläozoische Schichten, in durch die intensive Faltung stark metamorphem Zustand. Die scharfe Diskordanz zwischen diesem Basalkomplex und den jüngeren fossilienführenden Schichten, sowie das beträchtliche Fallen der letzteren deuten auf 2 getrennte Faltungsepochen hin: eine ältere, frühestens im Jura auftretende, und eine jüngere, wahrscheinlich tertiäre oder wenigstens bis ins Tertiär reichende Epoche. Sobald die Bestimmung der Fossilien dieses Gebietes, die HALLE in die Hand genommen hat, durchgeführt ist, wird sich eine genauere Altersbestimmung der Horizonte durchführen lassen. Ich gebe hier nur eine ganz kurze und vorläufige Übersicht über die Tektonik, um für die folgende petrographische Beschreibung eine geologische Orientierung und eine approximative Zeitbestimmung der Eruptivgesteine liefern zu können.

Gleich nördlich von der Bahia de la Lancha (Lago San Martin) bekommt man ein hübsches Profil der grossen Meseta, die hier unmittelbar an die Tuffformationen der Ostcordillera stösst. Der schon erwähnte Basalkomplex besteht aus quarzitäen Sandsteinen und schwarzen, graphithaltigen Thonschiefen, beide stark gefaltet und verworfen. Vollkommen diskordant folgt ein hauptsächlich Quarzitgeröll führendes Konglomerat; dann eine mächtige Einlagerung von Porphyrituffen, die scheinbar als Äquivalente der südlich schon erwähnten Quarzporphyre auftreten und von hier aus gegen Norden eine immer grössere Rolle in dem Aufbau der Ostcordillera spielen. Darauf folgen die fossilienführenden, mesozoischen Schichten, deren unterste Abteilung HALLE, zufolge einer freundlichen Mitteilung, nach einer vorläufigen Bestimmung für oberen Jura hält. Oberhalb der Konglomerate ist keine grössere Diskordanz mehr zu beobachten. Die erwähnten Porphyrite und Porphyrituffe haben anscheinend ungefähr auf diesem Breitengrade ihre Südgrenze. Auf der Halbinsel Cancha Rayada habe ich dieselbe Formation als vereinzelte Ero-

¹ Nach einer vorläufigen Bestimmung von HALLE.

² Bericht über eine Reise etc. p. 70.

³ STEFFEN schreibt: »von Gneiss und alten Schiefen (Devon?)«, jedoch ohne jede Bemerkung, warum er geneigt ist, den Schiefen devonisches Alter zuzuschreiben.

sionsreste auf den älteren Quarzit- und Thonschieferformationen gefunden. Sie scheinen vor der Ablagerung der jüngeren mesozoischen Schichten eine beträchtliche Erosion erlitten zu haben. — In den Mayer River beds von HATCHER jenseits des Fossilespasses erblickt HALLE ein Äquivalent der ältesten, fossilienführenden Schichten des San Martinprofils. HATCHER hat Ammoniten in diesen Schichten gefunden und schreibt sie einem wahrscheinlich jurassischen Alter zu¹; wegen des schlechten Erhaltungszustandes der Fossilien lässt sich jedoch nichts mit Bestimmtheit sagen.

Noch weiter nördlich werden die mesozoischen Schichten östlich von der Porphyritformation immer unbedeutender, um nördlich vom Lago Pueyrredon schliesslich ganz zurückzutreten. Dagegen tauchen *westlich* von der Porphyritformation, wie wir in dem Aysenprofil sehen werden, wieder mesozoische Schichten auf. Am Lago Belgrano trafen wir Schiefer unbekanntes Alters. Hier bot sich eine Gelegenheit zu konstatieren, dass die Schieferformation, die überall ansteht, in dem westlichsten Teil des Lago Azaras eine weniger intensive Faltung erlitten hat, als weiter östlich, also ein Beispiel, dass die Zone der maximalen Faltung östlich von der jetzigen Zentralkette liegt. In dem Westarm des Lago Azara fand ich Einlagerungen von fossilienfreien, krystallinischen Kalksteinen, sowie nur schwach dynamo-metamorphosierte Schiefer. In der Nähe der grossen, granitischen Lakkoliten, die später erwähnt werden sollen, hat sich dagegen eine kräftige Kontaktmetamorphose geltend gemacht.

Von dem Pass zwischen Lago Belgrano und Lago Pueyrredon besitzen wir einige genauere Angaben. So hat HAUTHAL folgende Profile angegeben²: von W nach O metamorphosierte Gesteine, Porphyrituffe, untere Kreide, Areniscas abigarradas, Tertiär und Basalt. Über die stratigraphische Stellung der Areniscas abigarradas und der s. g. guaranitischen Sandsteine herrscht wenig Einigkeit. WILCKENS³ möchte »den Namen guaranitische Sandsteine auf die, meist lebhaft gefärbten Sandsteine und Konglomerate kontinentaler Entstehung anwenden«; er schreibt von den Areniscas abigarradas »dass sie die ältesten uns bekannten Sedimente des ausserandinen Patagoniens sind und dass wir nicht wissen, in welcher Epoche der Erdgeschichte ihre Bildung begonnen hat.« Gewöhnlich werden diese beiden Formationen für cretaceisch gehalten. Überall, wo diese Formationen in der subandinen Region zum Vorschein kommen, sind sie jünger als die Porphyrituffe und durch eine scharfe Diskordanz von diesen getrennt. Auch ist es festgestellt, dass die Areniscas abigarradas vom ältesten Tertiär überlagert werden. Zwischen Lago Buenos Aires und Lago Gio im Tal des Rio Jenimeni befindet sich ein Komplex von lebhaft gefärbten, bunten Sandsteinen in horizontaler Lagerung mit einer Mächtigkeit von 250—300 m. Diese Sandsteine sind fossilienfrei und in ihrem

¹ Vergl. On the Geology of Southern Patagonia.

² Comptes Rendus de la IX Sess. du Congrès Geologique Int., p. 663.

³ Die Meeresablagerungen etc., p. 133.

ganzen Auftreten spricht sich eine kontinentale Bildung aus. Haben wir es vielleicht hier mit einem Äquivalent der Areniscas abigarradas WILCKENS zu tun? Gegen W. stossen diese Schichten ohne irgend eine Zwischenlagerung von mesozoischen Lagen an die Porphyritformation, im Osten überlagern tertiäre Ablagerungen, weshalb diese Sandsteine hier die ältesten Glieder der Meseta repräsentieren. Auf der Karte habe ich hier allerdings keine mesozoische Formation eingetragen, sondern alles als Tertiär bezeichnet; doch muss hervorgehoben werden, dass die untersten Abteilungen dieser Meseta möglicherweise der Kreide zugehören.

In bezug auf das Gebiet der Zentral- und Ostcordillera zwischen Lago Argentino und Lago Buenos Aires können wir nach der vorhergehenden Darstellung schliessen, dass dieses Hochgebirge zum grossen Teil von stark gefalteten und durch die Regionalmetamorphose veränderten Sedimentformationen aufgebaut ist, die wahrscheinlich paläozoischen oder ältesten mesozoischen Alters sind. Es scheinen also ältere Formationen an dem Aufbau der Anden teilzunehmen, als wir es auf der Höhe der Magellanstrasse für wahrscheinlich hielten. Ein beträchtlicher Unterschied ist auch dadurch vorhanden, dass wir im Süden nur eine Faltungsepoche erkennen können, wobei jüngste Kreide und Tertiär mit ergriffen worden sind, während auf der Höhe von Lago San Martin sich deutlich zwei Faltungsepochen unterscheiden lassen: eine intensive, jurassische oder noch ältere und eine jungmesozoische bis tertiäre, die jedoch in ihrer Wirkung weniger intensiv gewesen ist und meistens nur ein Fallen der Schichten von 20—40° gegen Osten hervorgerufen hat. Innerhalb dieses zweiten Gebietes der Zentralcordillera fangen die Porphyrite und Porphyrittuffe an, eine immer grössere Rolle zu spielen.

Das dritte Gebiet erstreckt sich von Lago Buenos Aires bis Nahuel Huapi. Hier stösst das Tertiär der Plateaugebirge meistens unmittelbar an die Porphyrittuffformation im Westen, die durch die Regionalmetamorphose ein ganz krystallinisches Aussehen gewonnen hat. Nur auf drei Stellen bin ich so weit nach Westen gekommen, dass ich jenseits dieser Formation gelangte. Diese drei Gelegenheiten boten sich bei Aysen, im Valle Frias und bei Cholila. An allen diesen Stellen gelangten wir wieder in die Schieferformation, die bei Aysen sogar fossilienführend war. Wie aus der Karte hervorgeht, schiebt sich hier zwischen die Porphyritformation und die grossen Granitmassive der Zentralcordillera eine Schieferzone ein. Diese Thonschiefer sind jünger als die Porphyrite, dagegen älter als die grossen Granitmassive im Westen. Sie fallen 15—20° gegen SO, scheinen aber übrigens eine sehr geringe Metamorphose erlitten zu haben. Auch hier hat HALLE Fossilien gefunden und gesammelt. Nach einer freundlichst mitgeteilten, vorläufigen Bestimmung dürfte diese Formation wenigstens nicht jünger als ältere Kreide sein. Gegen W. dagegen setzt eine kräftige Kontaktmetamorphose ein. — Im Valle Frias, einen Breitengrad weiter nördlich, kommen im allgemeinen dieselben Lagerungsverhältnisse zum Vorschein, nur mit dem wesentlichen Unterschied, dass hier auch *west-*

lich von den Porphyritzügen Tertiär vorhanden ist, wenn auch nur in geringer Ausdehnung. Auch sind es keine marinen Ablagerungen, sondern ein Glied der jüngsten tertiären Tuffformation, die auch sehr häufig in der tertiären Formation östlich von der Cordillera vorkommt. Etwas weiter unten in dem Friastal, am Fuss des Cerro Cacero, treten wieder metamorphosierte Schiefer auf. Es liess sich im Feld nicht entscheiden ob diese Formation älter oder jünger ist, als die Porphyrituffe im Osten. Wegen ihres altertümlichen Aussehens möchte ich sie eher mit dem basalen Schieferkomplex des San Martin-Gebietes, als mit den Schiefen des Aysenprofils vergleichen. Aber darüber lassen sich nur Vermutungen aussprechen. Dasselbe gilt vom Cerro Cholila, wo stark ungewandelte Schiefer einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau der Ostcordillera nehmen.

KRÜGER¹ gibt eine kurze Charakteristik von dem Bau der Zentralcordillera in dem Querprofil des Rio Yelcho. Die erste geologische Zone, die ungefähr die ganze westliche Hälfte der Cordillera umfasst, wird als diejenige der altkrystallinen Massengesteine bezeichnet. KRÜGER beschreibt diese folgendermassen: »Es sind meistens Mitglieder der Granitfamilie, die den jüngeren Andengraniten der chilenisch-argentinischen Hochkordillere besser entsprechen als den Graniten der chilenischen Küstenkordillere und sich wie die übrigen Eruptivgesteine der Anden durch Einfachheit der Mineralzusammensetzung auszeichnen«. Gleichzeitig wird angegeben, dass diese Granite aus älteren Eruptivgesteinen bestehen, »die einem altkrystallinen, spätestens in der paläozoischen Erdperiode entstandenen Grundgebirge angehören.« Es ist unmöglich sich aus diesen Angaben eine Vorstellung über die Gesteine zu machen. Obwohl ich es für sehr wahrscheinlich halte, dass es sich wirklich um jüngere Granite der Andengesteinsfamilie handelt, habe ich vorgezogen, auf der Karte diese Zone vorläufig als Granite unbestimmten Alters einzutragen.

Krügers zweite Zone besteht aus »granitischen Gesteinen die meistens von Diabasgängen durchsetzt werden und in den Taleinschnürungen vollkommen kaolinartig verwittert sind. An die Granite schliessen sich talaufwärts feinkörnige Konglomerate an, die mit stark verwitterten Diabasen und Thonschiefern abwechseln«. Dazu kommt das Auftreten von harten, grauschwarzen bis dunkelblauen Kalksteinbänken »mit eingeschlossenen Petrefakten«, die teilweise dem Jura, teilweise der Kreide angehören sollen, obwohl anscheinend keine eigentlichen Bestimmungen ausgeführt sind. Jenseits dieser Kalksteine, die hier eine lokale Verbreitung haben, treten wieder Granite auf und schliesslich folgt die grosse Tuffformation der Ostcordillera. Aus diesen Angaben kann man nur auf die ganz überwiegende Rolle der Eruptivgesteine in dem Aufbau der Cordillera, sowie auf das Vorhandensein fossilienführender Schichten in der zentralen Cordillera schliessen. Im ganzen scheinen diese Angaben mit den Verhältnissen im Aysenprofil übereinzustimmen.

¹ Die Patagonischen Anden etc., p. 79 und 111.

Von Lago Fontana gibt ROTH¹ mesozoische Schichten (oberer Jura oder älteste Kreide) an, sowie südöstlich von Tecka als Einlagerung in einer Tuffformation ein dolomitartiges Gestein mit Ammoniten (Lias?). Über die Verbreitung dieser Schichten ist uns vorläufig wenig bekannt. Auf der Höhe von Nahuel Huapi treten guaranitische Sandsteine, die ROTH zur oberen Kreide führt, am Ostabhang der Cordillera mit gegen Norden zunehmender Verbreitung auf. WEHRLI² hat in seinem Profil von Nahuel Huapi weiter westlich eine »Zone sedimentaire occident d'age inconnu«, die möglicherweise der älteren metamorphosierten Schieferformation von Valle Frias und Cholila entspricht.

Nach dieser kurzen geologischen Orientierung gehe ich nun dazu über, die Verbreitung und das geologische Auftreten der jugendlichen Eruptivgesteine, die an dem Aufbau der Cordillera teilnehmen und die in dieser Arbeit Gegenstand einer genaueren Beschreibung sein sollen, etwas näher zu erläutern.

Allbekannt sind die vulkanischen Vorposten der Westcordillera in der Höhe von 30–40° s. Br. Auf einer Karte³ hat HAUTHAL die Verbreitung dieser Vulkanreihe in Süd-Amerika dargestellt. Hier stellt der Cerro Maca auf 45° s. Br. den südlichsten Vertreter dieser Familie dar; eine Ausnahme davon sollte nur der Mount Oreille auf der Insel Grévy in dem Horparchipel machen, der aber, wie ich schon erwähnt habe, mit den zentralcordillerischen Ausbrüchen weder zeitlich noch in der chemischen Zusammensetzung der Eruptionsprodukte, eine Verwandtschaft aufweist, sondern den Porphyriten der Küstencordillera zuzurechnen ist. Südlich vom Cerro Maca habe ich zu HAUTHALS Verzeichnis drei neue Eruptivgebiete von recenter, vulkanischer Tätigkeit hinzuzufügen. Das eine liegt westlich vom Lago San Martin, das andere nur einige Kilometer vom inneren Teil des Peel Inlet entfernt, das dritte ist Mount Burney an der südlichen Einfahrt des Smyths Kanal. Die beiden zuerst erwähnten Vorkommnisse habe ich wegen der intensiven Vergletscherung nicht erreichen können; auf ihre Anwesenheit konnte ich nur durch Blockstudien auf den Gletschern schliessen. Die mitgebrachten Gesteinsproben der beiden erstgenannten Vorkommnisse sind aus dem jetzigen Moränenmaterial gesammelt und dürften sich auch Schlüsse ziehen lassen, sowohl über die verschiedenen Gesteine, die die Vulkane aufbauen, als auch mit ein wenig Vorsicht, über ihre geologische Verbreitung. In einem Gebiet ausgedehnter Vergletscherungen muss man die Mittel ausnützen, die zur Verfügung stehen, auch wenn sie unter anderen Umständen weniger empfehlenswert wären. An Mount Burney konnte ich dagegen herankommen und seine vulkanische Natur unmittelbar feststellen. Dieser Vulkan hat seine Tätigkeit bis in postglaciale Zeit ausgedehnt, was ich aus dem ziemlich reichlichen Vorhandensein von Bimsstein schliesse, der sich stellenweise zu

¹ Neues Jahrb. für Min. etc. Beil. B:d XXVI (1908), p. 93.

² Rapport preliminaire etc., p. 228.

³ Die Vulkangebiete in Chile und Argentina. Petermanns Mitt. 1903, p. 97.

einem Konglomerat verfestigt hat. Die lockere Beschaffenheit, sowie der frische Erhaltungszustand dieser Bimssteinblöcke deuten auf ein sehr recentes Alter. — Mt Burney ist ein ziemlich freistehendes Massiv, dessen Höhe auf der englischen Seekarte mit 5800 Fuss angegeben ist. Auch seine konische Form zeigt, dass dieser Stratovulkan noch wenig durch Erosion gelitten hat. Die vulkanischen Gebirge bei Peel Inlet stechen von der Umgebung durch ihre zackigen und zerrissenen Zinnen scharf ab. Das Vorhandensein von fünf solcher steilen Zinnen neben einander veranlasste uns dem Vulkan den Namen »Mano del Diablo« zu verleihen. Diese Gebirge sind bis zu den steilsten Spitzen beinahe vollständig vergletschert.

Die drei erwähnten Vorkommnisse sind die einzigen Spuren neovulkanischer Tätigkeit in der Zentralcordillera südlich von 45° s. Br. Zwar greifen stellenweise die basaltischen Gesteine der Pampas in die Cordillera hinein, aber ihre genetische Beziehung zu den gewaltigen Ergüssen im Osten ist immer deutlich zu verfolgen und sie werden deswegen in einem andern Zusammenhang beschrieben werden.

So ist die imposante Reihe von Vulkanen um 7° Breitengrade weiter nach dem Süden geführt worden. Die südlichen Repräsentanten stehen zwar weit auseinander, aber ihre nahe genetische Verwandtschaft teils mit einander, teils mit den nördlicheren Vulkanen ist nicht zu verleugnen. Auch ist es leicht möglich, dass die ausgedehnte Eisbedeckung noch manches Glied dieser Gesteinsfamilie verbirgt. Es ist unnötig auf die geologische Verbreitung dieser Vulkane näher einzugehen. Ihre Stellung zu der Cordillera und zu dem chilenischen Längstal ist oft genug erörtert worden. Nur möchte ich hervorheben, dass mehrere grössere, zentralcordillerische Ergüsse in Patagonien östlich von der jetzigen Eisscheide liegen, so z. B. teilweise der Cerro Tronador sowie die San Martinvulkane.

Die nächste Gruppe von Eruptivgesteinen, die an dem Aufbau der Zentral- und Ostcordillera teilnehmen, sind die jugendlichen Granite, deren Auftreten als gewaltige Lakkoliten uns zuerst durch HAUTHAL'S Forschungen bekannt geworden sind. Nur scheinen diese Eruptivgesteine eine noch viel weitere Verbreitung zu haben und stellen durch den bunten Wechsel ihrer Zusammensetzung, sowie durch ihr eigenartiges, geologisches Auftreten eines der interessantesten Gesteinsgefölge Patagoniens dar. — In idealer Ausbildung finden wir diesen Typus in den Cerros Payne und Balmaceda vertreten. An den Seiten und teilweise auch auf den Gipfeln dieser Gebirge erkennt man noch die schwarze Schieferhülle, während die zentralen Teile die hellfarbigen Granite des durch Erosion blossgelegten Lakkoliten zum Vorschein kommen lassen. Südlich vom Lago Pueyrredon scheint diese Formation an den Ostabhang der Cordillera gebunden zu sein, wo sie überall die höchsten Zinnen bildet. Durch ihr charakteristisches Auftreten, sowie durch ihre gewöhnlich hell gefärbten Gesteine sind die Lakkoliten schon von weitem leicht erkennbar. Ganz besonders wo sie als freistehende Vorposten unmittelbar aus der Ebene bis zu einer Höhe von

3000 m emporragen, wie z. B. im Cerro Payne, bieten sie ein landschaftlich ebenso reizendes wie geologisch interessantes Phänomen.

Auch auf dem Feuerland habe ich Vertreter dieser Formation gefunden; der Cerro Svea stellt einen wohl ausgebildeten Lakkoliten dar und die gewaltigen Darwin Mountains im Innern des Landes sind allem Anschein nach auf dieselbe Bildung zurückzuführen. Bei der Gesteinsbeschreibung wird es notwendig sein jedes Vorkommnis etwas näher zu beschreiben. Hier möchte ich also vorderhand nur ein Sammelbild geben. Nördlich von der Magellanstrasse begegnen wir Repräsentanten der ostcordillerischen Lakkoliten zuerst im Cerro Balmaceda, der sich im innern Teil des Seno de la Ultima Esperanza unmittelbar aus dem Wasser bis zu einer Höhe von über 2000 m erhebt. Hinter Balmaceda ragen die Cerros Donoso, Ferrier und Payne dicht hinter einander empor; die beiden ersten sind im Westen von dem Rand des Inlandeises begrenzt, der letztere ist, wie schon erwähnt, etwas weiter nach Osten gelegen und von der eigentlichen Cordillerakette isoliert. Weiter nördlich ist, westlich von dem Südarms des Lago Argentino, wieder ein Repräsentant dieser Kategorie deutlich zu erkennen. Die steilen, hellen Abstürze dieser halb blossgelegten Lakkoliten, die sich scharf von den umgebenden dunkeln Schiefen abheben, sind so ausserordentlich charakteristisch, dass ich nicht zögere, dieses und ähnliche Gebirge als Typen der granitischen Lakkoliten auf der Karte einzutragen. Es ist ganz besonders die ausgesprochene Neigung zu parallelepipedischer Absonderung, die durch die intensive Frostwitterung stark begünstigt wird, die diesen Lakkoliten ihre charakteristische Form verleiht. — Wenn wir weiter gegen Norden schreiten, so lassen sich die granitischen Intrusivmassen wieder in Cerro Agassiz im NW-Arm des Lago Argentino erkennen, dessen Gesteine ich durch Blockuntersuchungen auf der westlichen Seitenmoräne des Upsalagletschers studieren konnte, wodurch sich auch die Richtigkeit der Annahme, dass es sich um einen neuen Granitlakkoliten handle, bestätigte. Auch westlich vom Lago Viedma, im Cerro Fitz Roy, erkennt man die steilen Spitzen eines zerrissenen Lakkoliten. — Bei einer Bootfahrt auf den Lagos Belgrano und Azara hatte ich wieder Gelegenheit mit den Graniten in Berührung zu kommen. So bestehen die Cerros Arido und Aspero aus typischen Lakkoliten und im Hintergrund leuchten rötlich die steilen Wände des gewaltigen San Lorenzomassivs, das ohne jeden Zweifel auch zu dieser Kategorie gehört. — Nördlich vom Lago Buenos Aires traf ich erst wieder in dem Aysenprofil granitoide Gesteine an, wo aber das ganze geologische Auftreten ziemlich verschieden ist; auch die petrographische Zusammensetzung der Gesteine bietet gewisse Verschiedenheiten. Wie aus der Karte hervorgeht, kommt der Granit hier nicht mehr in Form vereinzelter lakkolitischer Kuppen vor, sondern er schwillt zu einem gewaltigen Massiv an, das in dem geologischen Bau der Cordillera die Hauptrolle spielt. Ohne Zweifel erstreckt sich dieses zentralcordillerische Massiv sowohl weit gegen Norden als gegen Süden. Auch hat hier

die Cordillera den Charakter einer Faltungskette vollständig verloren; die mesozoischen Schiefer, die das Granitmassiv im Osten abgrenzen, sind so wenig gefaltet, dass, wie schon erwähnt, Fossilien reichlich vorhanden sind. Die ganze Hauptcordillera ist von hier an nordwärts als eine eruptive Gebirgskette zu bezeichnen, in deren Aufbau die Eruptivgesteine die Hauptrolle spielen; sind jüngere Sedimente vorhanden, so zeigen sie nur eine geringe Regionalmetamorphose, dagegen haben sie oft eine intensive Kontaktumwandlung erlitten. Krügers Beschreibung seiner Yelchoexpedition¹ zeigt, dass auch da die eruptiven Vorgänge die Hauptrolle gespielt haben. Nur eine ganz schmale Zone von Sedimentgesteinen ist zwischen dem westlichen Eruptivmassive und den Porphyrittuffen der Ostcordillera eingeschaltet, und das Vorhandensein von Fossilien² zeigt uns wieder klar und deutlich, dass von regionalmetamorphen Umwandlungen nur geringe Spuren vorhanden sein können. Schliesslich gibt uns das Profil von Puerto Montt—Nahuel Huapi, zuerst von WEHRLI und neuerlich von mir wieder besucht, was die Rolle der Eruptivgesteine im Gebirgsbau anbelangt, übereinstimmende Resultate. Die Granite der Westzone greifen hier bis an den Westarm des Nahuel Huapisees, wo eine ganz schmale Zone von sedimentären Gesteinen zwischen den Eruptivmassen im Westen und den Porphyriten und Porphyrtuffen im Osten eingeklemmt ist.

Ich gehe nun dazu über, eine Gesteinsreihe zu beschreiben, deren Verwandtschaft mit den ostgranitischen Lakkoliten als wahrscheinlich, wenn auch nicht als sichergestellt gelten darf. Ich beschränke mich in diesem Kapitel auf eine kurze Übersicht ihres geologischen Auftretens; bei der petrographischen Beschreibung werde ich wegen des besonderen theoretischen Interesses dieser Gesteinsreihe, ihre geographische Verbreitung eingehender darstellen. Ich fasse die angedeuteten Gesteine unter dem Sammelnamen Essexite zusammen. Sie treten besonders in zwei ziemlich weit von einander abgelegenen Gebieten auf, nämlich zwischen Lago Belgrano und Lago San Martin, sowie in dem Paynegebiet. Ihr gewöhnliches Auftreten ist als kleinere Kuppen oder Massive, oft aber auch als intrusive Lager, die dann in mehreren Fällen wieder durch Erosion blossgelegt worden sind, so dass die Gesteine jetzt scheinbar Decken bilden. Diese beiden verschiedenen Vorkommnisse sind auch durch Strukturunterschiede zu erkennen. Die intrusiven Lagergänge erreichen eine Mächtigkeit von 40—50 m. Überall sind diese Gesteine auf die Übergangszone zwischen Ostcordillera und Pampas beschränkt, wo sie hauptsächlich intrusiv in den Kreideschichten auftreten. An einer einzigen Stelle scheint das essexitische Magma bei der Eruption die überlagernden Sedimente durchbrochen und dann die entsprechende Effusivform geliefert zu haben. Dies gilt für den Cerro Pinto am Nordufer von Skyring Water; sowohl die mikroskopische als auch die chemische Analyse deuten auf einen

¹ P. KRÜGER: Die Patagonischen Anden etc. p. 65 u. folg.

² Die Patagonischen Anden etc., p. 111.

Trachydolerit hin. Dieses Gestein entspricht in der modernen Systematik der Effusivform der Essexite.

Ausser diesen kleinen Massiven oder intrusiven Lagern wird besonders das Gebiet südlich und östlich vom Cerro Payne von einer Menge von Gängen durchkreuzt. Zwei Systeme lassen sich unterscheiden: ein jüngeres mit einer Hauptrichtung in N—S bis NNO—SSW, das ich hier vorläufig wegen seiner wahrscheinlichen Verwandtschaft mit den Essexiten als Essexitporphyrit bezeichnen werde, und ein zweites, älteres, mit der Hauptrichtung O—W, das zu der Gesteinsgruppe der lamprophyrischen Ganggesteine zu rechnen ist. Oft sieht man eine Reihe von 8—10 Gängen, die vollständig parallel zu einander verlaufen und die Schiefergebirge durchsetzen. Da wo die beiden Gangsysteme mit einander in Berührung kommen, zeigen sich immer die O—W verlaufenden als die älteren; oft sind die Gänge durch Verwerfungen mehr oder weniger verschoben. Überhaupt wird der Ostabhang der Cordilleren gerade hier von zahlreichen Dislokationslinien durchzogen, so z. B. folgt das Flusstal des Rio Payne zwischen den Lagos Pehoe und Toro einer Verwerfung; desgleichen auch die Barranca vor der berühmten Glossotheriumhöhle, wo man sehr deutlich den Verlauf der Verwerfung verfolgen kann; das Gebiet gegen Westen ist hier gesunken. Diese Verwerfung dürfte wahrscheinlich in dem Steilabfall des Cerro Dorothea wieder zum Vorschein kommen. Es würde sich hier also eine grosse, mehr oder weniger N—S verlaufende Dislokation vom Cerro Payne bis zum Cerro Dorothea verfolgen lassen. Mit dieser vermuteten Linie stimmt auch die Begrenzung der die Inoceramuszone direkt überlagernden Konglomeratschichten gegen Westen überein.

Wenn ich es wage bei dieser kurzen Übersicht, noch ehe ich zur petrographischen Beschreibung der Gesteine übergehe, gewisse Schlussfolgerungen über den Bau der Cordillera zu ziehen, so geschieht dies nur mit einiger Zurückhaltung, da diese Schlüsse sich auf sehr sporadische und oft unvollständige Beobachtungen stützen.

Im südlichsten Teil der Cordillera, südlich vom Lago Argentino, können wir eigentlich nur eine Hauptfaltungsepoche unterscheiden, die mit immer zunehmender Intensität gegen Westen greift. Die Schichten der jüngsten Kreide sind in diese Faltung einbezogen; wegen der hauptsächlich ausserandinen Lage des Tertiärs kann man dagegen keine obere Grenze feststellen, wenn auch mit aller Wahrscheinlichkeit die Faltungsprozesse durch das ganze Tertiär und vielleicht noch länger fortgedauert haben. In dem Profil von San Martin können wir dagegen zwei ganz verschiedene Faltungsepochen unterscheiden, eine jurassische (oder ältere) und eine cretaceisch—tertiäre. Auch habe ich schon hervorgehoben, dass die Zone der maximalen Faltung der älteren Epoche nicht mit der jetzigen Zentralcordillera zusammenfällt, sondern östlich davon liegt.

Wenn ich die Cordillera südlich vom Lago Buenos Aires als ein Faltungsgebirge bezeichne und dabei teilweise zwei ungleichaltrige Faltungsepochen unterscheide, so muss im Gegensatz hierzu der vollkommen

eruptive Charakter der Cordillera nördlich von dem genannten See hervorgehoben werden. Über die Rolle der tertiären Faltung in der Zentralcordillera lassen sich hier schwieriger Anhaltspunkte finden. Wo die jungmesozoischen oder tertiären Ablagerungen diskordant an die Porphyrtuffe oder älteren Sedimente stossen, unterscheidet man natürlich leicht die beiden Faltungsepochen. Aber dies ist immer nur am Ostabhang der Cordillera der Fall. In den mehr zentralen Teilen scheint es, als ob die tektonischen Bewegungen dieser letzteren Periode, durch das Hervorquellen mächtiger Effusivergüsse oder das Empordringen gewaltiger, granitischer Magmen ausgelöst worden wären.

Über die Verbreitung und die Rolle der Quarzporphyre und ihrer nördlichen Äquivalenten, der Porphyrite und Porphyrittuffe, ist schon gesprochen worden; ihr geologisches Auftreten geht aus der Karte deutlich hervor. Die Grenze der Porphyrittuffe gegen Osten ist immer durch eine scharfe Diskordanz markiert. Von Nahuel Huapi bis an den Lago San Martin bauen diese Porphyrite und in noch höherem Grad ihre zugehörigen Tuffe die ganze Ostcordillera auf. Durch eine kräftige Dynamometamorphose haben sie oft ein ganz krystallines Aussehen angenommen. In buntem Farbenwechsel leuchten die Hügel von weitem dem Forscher entgegen. Wegen des oft lockeren Materials stellen diese Hügel ein tief auserodiertes Gebiet dar; überall ragen enge Schluchten tief in die Gebirge hinein. Die Mächtigkeit dieser Tuffe ist oft eine ausserordentlich grosse; mehrmals habe ich Höhen von weit über 1000 m beobachtet.

Die Quarzporphyre im Süden nehmen einen mehr beschränkten Raum ein. Die Mächtigkeit dieser Porphyrdecke ist auch eine viel geringere; nördlich vom Lago Argentino erreicht die Decke jedoch eine Höhe von über 200 m, und im innersten Teil von Ultima Esperanza sowie am Mont Hope dürfte sie sich bis zu einer Höhe von 3—400 m erheben. Gewöhnlich sind sie sehr stark gepresst und verändert, stellenweise ist es sogar schwer, ihre eruptive Natur zu erkennen. Die Quarzporphyre, sowie die Porphyrite und Tuffe, sind die ältesten blossgelegten Eruptivgesteine der südpatagonischen Cordillera, die mit grösster Wahrscheinlichkeit als jurassisch zu bezeichnen sind.

Spezieller Teil.

Petrographische Beschreibung der jugendlichen Eruptivgesteine der Zentral- und Ostcordillera Südpatagoniens.

I. Das Gesteinsfolge der ostcordillerischen granitoiden Lakkoliten.

Cerro Balmaceda.

Während einer Bootfahrt in dem inneren Teil des Ultima Esperanza-fjordes hatte ich Gelegenheit, von der Mündung des Serranoflusses aus, den Cerro Balmaceda etwas näher zu studieren. Schon HAUTHAL¹ hat die lakkolitische Natur dieses Gebirges völlig erkannt und es auf seiner geologischen Skizze als eine der gewaltigen Granitintrusionen der Ostcordillera eingetragen.

Der Balmaceda erhebt sich steil aus dem inneren Teile des Ultima Esperanzafjordes bis zu einer Höhe von 2500 m. Eine gewaltige Eisdecke hüllt grosse Gebiete des Gebirgsmassivs ein, und mehrere Gletscher erstrecken sich vom Innern des Gebirges bis zum Meeresniveau. Die beigegebene Photographie, die vom Fjord aus aufgenommen ist, liefert ein sprechendes Bild der landschaftlichen Schönheit des Gebirges. (Taf. II).

Rings um die unteren Teile des Balmaceda-massives findet man noch die stark gefaltete Schieferformation der jüngeren Kreide. Die Schichten sind meistens steil aufgerichtet und haben eine kräftige Kontaktmetamorphose erlitten. Erst wenn man etwas in die Höhe steigt, erreicht man die durch die Erosion blossgelegten Eruptivgesteine des gewaltigen Lakkoliten. Ich werde die Kontaktverhältnisse an dieser Stelle nicht näher beschreiben, teils weil mir nur unvollständige Beobachtungen zur Verfügung stehen, teils weil sie denjenigen des Cerro Payne vollständig analog sind. Bei der Beschreibung des letzteren, von dem ich auch mehr Material besitze und wo ich die geologischen Verhältnisse besser verfolgen konnte, werde ich deshalb die Kontaktverhältnisse etwas näher erwähnen

¹ R. HAUTHAL: Mitteilungen über den heutigen Stand der geol. Erforschung Argentinas. C. R. Congrès Geol. Internat. 1903 (Vienne).

und gehe nun unmittelbar zu der petrographischen Beschreibung der Eruptivgesteine über.

Die Eruptivgesteine, die an dem Aufbau des Cerro Balmaceda teilnehmen, sind von sehr wechselndem petrographischem Charakter, sowie von variierender chemischer Zusammensetzung. Durch eine sehr weitgehende Differentiation hat sich das Magma offenbar in die mannigfachsten Glieder gespalten. Leider ist es mir unmöglich gewesen, die allgemeine Verteilung oder räumliche Verbreitung der verschiedenen Gesteinstypen genau feststellen zu können; ich muss mich hier damit begnügen, eine kurze Uebersicht der Haupttypen zu liefern und ihre systematische



Fig. 1. *Biotit-monzonit*, *Cerro Balmaceda* SO-Ecke. Vergr. 35 \times . Nic. gekreuzt.

Stellung festzustellen. Sämtliche Gesteine rühren von der Ostseite des Gebirges her, wo ich, von der Mündung des Serranoflusses aus, eine Höhe von 1200 m erreichte.

Für das Hauptgestein halte ich ein mittelkörniges, holokrystallinisches, graues Gestein. Die Verwitterungsrinde ist auffallend weiss, wie dies bei alkalireichen Gesteinen oft der Fall ist. U. d. M. sind folgende Mineralien beobachtet worden: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Pyroxen, Biotit und Amphibol, als Uebergemengteile Apatit, Zirkon und Magnetit. — Die beiden Feldspate dürften beinahe $\frac{3}{4}$ des Gesteines ausmachen; sie treten in ungefähr gleicher Menge auf. — *Der Plagioklas* entspricht seiner chemischen Zusammensetzung nach einem Oligoklas, bzw. einem sauren Andesin. Er ist leistenförmig nach der Kante P:M gestreckt und nach den Albit- und Karlsbadergesetzen allgemein verzwillingt. Gegen den

Orthoklas sind die Plagioklase ausgesprochen idiomorph ausgebildet, oft von einer Hülle des ersteren umgeben. Stellenweise ist ein zonarer Bau vorhanden, wo der Kern bis zum sauren Labradorit heruntersinkt. — *Der Orthoklas* ist durchaus mikropertitisch ausgebildet und tritt teils in selbständigen bis 1 mm grossen Individuen, teils mit Quarz zusammen als letzte Ausfüllung zwischen den übrigen Mineralien auf. Beide Feldspate sind frisch, obwohl bei den Plagioklasen, und da besonders im Kern, schon der Beginn einer Umwandlung wahrzunehmen ist. — *Der Pyroxen* ist ein hellgrüner bis beinahe farbloser Diopsid, oft schön idiomorph ausgebildet, mit zahlreichen Einschlüssen von kleinen Biotitschuppen und Amphibolfetzen. Er ist am häufigsten von einem bräunlichgrünen Amphibol begleitet und umwachsen. Dieser Amphibol ist eine *gemeine Hornblende* und scheint hauptsächlich uralitisch aus den Pyroxenen hervorgegangen zu sein. Auch findet man oft in einem grösseren Amphibolindividuum noch einen übriggebliebenen Pyroxenkern. — *Der Biotit* hat durchaus eine intensive Umwandlung in Chlorit erlitten. *Quarz* ist gerade nicht reichlich, aber doch allenthalben vorhanden. — Das Gestein entspricht vollständig den saureren Monzoniten, bzw. Quarzmonzoniten, wie wir diese besonders aus Nord-Amerika durch die Beschreibungen von WEED, PIRSON¹ und anderen kennen gelernt haben.

Wie schon erwähnt, stellt das Balmacedamassiv ein hoch differenziertes Gesteinsgefölge dar, und wenn ich die oben beschriebenen Quarzmonzonite als Hauptgestein bezeichne, geschieht es nur deswegen, weil man auf der Ostseite des Lakkoliten diesen Typus am häufigsten trifft. Aber sowohl mehr basische als saurere Glieder treten auch auf dem beschränkten Gebiete, wo ich Gelegenheit hatte die Gesteine zu studieren, in mehreren Modifikationen auf. — Dem Quarzmonzonit am nächsten steht eine etwas basischere Fazies, die sich durch das Zurücktreten von Quarz und Orthoklas und das Hinzukommen eines etwas basischeren Plagioklases von dem Quarzmonzonit unterscheidet. Die femischen Gemengteile sind auch bedeutend reichlicher vorhanden und bestehen hauptsächlich aus Biotit und Diopsid. Der Plagioklas gehört grösstenteils den saureren Gliedern der Labradoritreihe an. Der Diopsid ist frisch, der uralitische Amphibol fehlt vollständig. Apatit kommt akzessorisch in langen Säulen reichlich vor. Da der Biotit unter den femischen Gemengteilen vorherrscht, bezeichne ich das Gestein als einen *Biotitmonzonit*. Das sporadische Auftreten von vereinzelt, abgerundeten Olivinkörnern deutet auf einen Uebergang in die Olivinmonzonite. Der relativ spärliche Orthoklas ist hier auf die letzte Füllmasse beschränkt. Diese Fazies ist durch Uebergänge mit dem vorigen sowie mit dem folgenden Typus innig verbunden. — Ein noch basischeres Differentiationsprodukt stellt ein makroskopisch dunkelgraues, ziemlich grobkörniges Gestein von gabbroidem Aussehen dar. Die Plagioklase besitzen einen stark zonaren Bau und der Kern sinkt bis zum

¹ WEED & PIRSON: The Bearpaw Mountains of Montana. Am. Journ. of Science 1896. No 151, p. 351.

basischen Bytownit herunter; peripherisch entspricht der Feldspat der Labradoritreihe. Der Orthoklas, immer noch als Mikroperthit ausgebildet, ist nur in untergeordneten Mengen, als letzte Füllmasse vorhanden. Mit der Basizität hat der Idiomorphismus der Plagioklase auch gegen die dunkeln Gemengteile stark zugenommen, stellenweise wird die Struktur durchwegs hypidiomorph. Diopsid und Biotit treten in annähernd gleichen Mengen auf. Der Diopsid ist of zonar aufgebaut, der Kern entspricht dann einem blassvioletten Augit mit schwachem aber deutlich erkennbarem Pleochroismus; peripherisch herrscht derselbe blassgrüne Diopsid, der uns in den sauren Gliedern dieser Gesteinsreihe entgegentritt. Als Einschlüsse kommen reichlich kleine Plagioklasleisten als Mikrolite vor, die auf die frühzeitige Ausrystallisation des Feldspates hindeuten. Olivin tritt in grossen abgerundeten oder unregelmässig begrenzten Individuen auf; nur eine anfangende Serpentinisierung macht sich geltend. Der Biotit kommt teils in kleinen Schuppen als Einschlüsse im Pyroxen und da ganz besonders im Augitkern vor, teils in grösseren Individuen mit kräftigem Pleochroismus und braunroter Farbe, wie auch mit einer deutlich erkennbaren schiefen Auslöschung. Akzessorisch sind Eisenerz, sehr viel Apatit und relativ reichlich Zirkon in grossen Individuen vorhanden; das Vorkommen des letzteren ist in einem so basischen Gestein auffallend. Wegen des basischen Charakters des Gesteins, sowie infolge des reichlichen Vorhandenseins dunkler Gemengteile, steht dieser Typus den *Kentalleniten* von Schottland nahe; dabei muss jedoch der nahe genetische Zusammenhang mit den Monzoniten hervorgehoben werden. Der Uebergang wird allmählich durch die Olivinmonzonite vermittelt.

Schliesslich stellt ein Gestein, das ich nur als Blöcke aus den Moränen des Eberhardgletschers kenne, eine mehr salische Fazies der Olivinmonzonite dar. Makroskopisch besteht das grobkörnige Gestein hauptsächlich aus grossen, triklinen Feldspaten von dicktafelförmigem Habitus. Die dunkeln Gemengteile sind in untergeordneter Menge vorhanden. U. d. M. sind folgende Mineralien beobachtet worden: Plagioklas, Olivin, Diopsid, Amphibol, Biotit und akzessorisch Magnetit und Apatit. — Der *Plagioklas* kommt in cm-grossen Individuen vor, in dicken Tafeln nach M. ausgebildet, und ist einer ziemlich starken Zersetzung unterworfen worden. Chemisch entsprechen sie einem Glied der Labradorit-Bytownitreihe. Der zonare Bau ist hier wieder weniger ausgesprochen; in den grossen, porphyrischen Individuen scheint die chemische Zusammensetzung konstant zu bleiben, mit Ausnahme einer schmalen äusseren Zone von einer bedeutend saureren Mischung, die einem Andesin entspricht. Orthoklas ist in diesem Gestein nicht beobachtet worden. Von den dunkeln Gemengteilen tritt Olivin und Pyroxen in grossen Individuen auf, während Biotit meistens in kleinen Schuppen die Zwischenräume ausfüllt, oder kelyphitisch die Olivinkörner umhüllt. Der *Pyroxen* ist ein blassvioletter Titanaugit, dem oben erwähnten zentralen Teile der Pyroxene des vorigen Gesteines entsprechend. Oft ist eine hübsche Sanduhrstruktur

sowie ein zonarer Bau ausgebildet. Als Einschlüsse im Pyroxen kommen häufig kleine Biotitschuppen vor, sowie dunkle, metallglänzende Nadeln, wahrscheinlich aus Ilmenitglimmer bestehend, die bei den Augiten mit Sanduhrstruktur ganz besonders in dem Anwachskegel der Prismenzone zahlreich vorkommen. Die *Olivine* erscheinen in grossen, runden Körnern, immer von einem breiten kelyphitischen Kranz von Biotit umgeben. Unter reichlicher Ausscheidung von Eisenerz hat eine Umwandlung in Serpentin stattgefunden. Von Interesse ist das Auftreten eines braunen, stark pleochroitischen Amphibols, der den Barkevikiten scheinbar nahe steht. Diese *Hornblende* kommt häufig mit den Pyroxenen in paralleler Verwachsung vor. Der Pleochroismus ist $c > b > a$ mit $c =$ tiefrotbraun, $b =$ rotbraun, $a =$ gelblichbraun. Die Auslöschungsschiefe beträgt in der Prismenzone 8—10°.

Ich möchte diese basische Fazies der Monzonitreihe wegen ihres salischen Charakters mit dem Forellenstein der Gabbroreihe vergleichen. Dieses Gestein würde dann einer basischen aber salischen Fazies eines Olivinmonzonites entsprechen, gerade wie die Pyroxenite in Predazzo ein ultrabasisches aber femisches Spaltungsprodukt desselben Magmatypus darstellen.

Wir haben also von dem Haupttypus der Balmacedagesteine, dem quarzhaltigen Monzonit, eine allmähliche und vollständige Uebergangsreihe zu immer mehr basischen Gliedern verfolgen können. Der Verlauf dieser Spaltung wird durch die Namen Quarzmonzonit—Biotitmonzonit—Olivinmonzonit—Kentallenit gekennzeichnet. Aber auch Differentiationsglieder saurerer Gesteine fehlen nicht. In ca. 900 m Höhe oberhalb der Serranomündung fand ich ein eigentümlich grünes, syenitisches Gestein anstehend. U. d. M. zeigt sich die mineralogische Zusammensetzung als eine überaus gesetzmässige. Folgende Mineralien sind beobachtet worden: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Olivin, Aegirinaugit, Zirkon und Magnetit. Bei weitem der grösste Teil des Gesteins besteht aus *Orthoklas*. Dieser Alkalifeldspat bildet dünne Tafeln nach M (010). Eine prachtvolle mikroperthitische Verwachsung mit Albit macht sich allgemein geltend, so dass man eher von Mikroperthit als von Orthoklas sprechen möchte. Die Zusammenwachsung ist von zweierlei Art; am häufigsten erscheint der Orthoklas durch die Albiteinwachsungen unregelmässig trübe gefleckt ohne scharfe Abgrenzung zwischen den beiden Feldspaten; dagegen kommt die regelmässige, lamellare Verwachsung mit Albit seltener deutlich zum Vorschein. *Der Plagioklas* ist beinahe reiner Albit, nach den Albit- und Periklingesetzen allgemein verzwillingt. Er tritt teils in grösseren Individuen auf, teils in kleinen Körnern mit Quarz und Orthoklas die Zwischenräume ausfüllend. *Der Quarz* kommt nur als letztes Auskrystallisationsprodukt vor. Oft macht sich eine poikilitische Durchwachsung derart geltend, dass mehrere Quarzkörner gleichzeitig auslöschten, obwohl die dazwischenliegenden Feldspatkörner verschieden orientiert sind. Die dunkeln Gemengteile bestehen aus Olivin und einigen vereinzelt Aegirinaugitkörnern.

Das Auftreten von *Olivin* in dieser Mineralassoziation ist ziemlich auffallend. Der optische Charakter des Minerals ist negativ, und es scheint daher ein eisenreicher Olivin der Fayalitreihe vorzuliegen. Unter Abscheidung von Eisenerz wandelt sich der Fayalit in ein gelb- bis gelbbraunes, pleochroitiches Mineral um, das anscheinend dem Iddingsit nahe steht. Der Fayalit tritt in abgerundeten, oder unregelmässig begrenzten Körnern auf. Von *Pyroxenen* sind nur einige vereinzelte Fetzen von Aegirinaugit vorhanden. Der Zirkongehalt ist relativ hoch; besonders rings um die Fayalit-Individuen gibt es ganze Anhäufungen von Zirkonkörnern mit prismatischer und pyramidaler Kristallumgrenzung. Das Gestein ist als ein Quarz-Alkalisyenit oder Nordmarkit zu bezeichnen.

In der folgenden Tabelle sind neben einer Analyse dieses Gesteins auch einige Analysen nahe verwandter Gesteine angeführt.

	I	I a	I b	II	III	IV
Si O ₂	66,50	110,10	73,79	68,34	65,43	64,04
Al ₂ O ₃	16,24	15,89	10,65	15,32	16,11	17,92
Fe ₂ O ₃	1,43	0,89	—	1,90	1,15	0,96
Fe O	3,39	4,72	4,36	0,84	2,85	2,08
Mg O	0,08	0,20	0,13	0,54	0,40	0,59
Ca O	0,86	1,53	1,03	0,92	1,49	1,00
Na ₂ O	6,06	9,76	6,54	5,45	5,00	6,67
K ₂ O	4,36	4,62	3,10	5,62	5,97	6,08
H ₂ O	0,42	—	—	0,30	0,39	1,18
Ti O ₂	0,30	0,37	0,26	0,21	0,50	0,62
P ₂ O ₅	0,03	—	—	0,13	0,13	—
Zr O ₂	0,11	0,09	0,06	—	0,11	—
Mn O	0,10	0,14	0,09	0,07	0,23	0,23
Ba O	0,02	—	—	0,08*	0,03**	—
Summa	99,90	148,31	—	99,95	100,14	101,37

* neben 0,04 Sr O, 0,04 Cl.

** neben 0,07 Fe S₂, 0,08 F, 0,05 Cl.

I. Nordmarkit, Cerro Balmaceda, Ultima Esperanza. R. MAUZELIUS anal.

I a. Molecularproportionen der Anal. I.

I b. D:o auf die Summe 100 berechnet.

II. Quarzsyenit, Beaver Creek, Bearpaw M:ts, Montana. H. N. STOKES anal. WEED and PIRSSON: Bearpaw M:ts Montana. Am. Jour. Science 1896. Vol. 151, p. 354.

III. Nordmarkit, Ascutney Mountain, Vermont. HILLEBRAND anal. R. A. DALY: The Geology of Ascutney Mountain, Vermont. U. S. Geol. Surv. Bull. N:o 209, p. 59.

IV. Nordmarkit Tonsenås, Norwegen, W. C. BRÖGGER: Zeitschr. für Kryst. Vol. 16 (1890), p. 54.

Die OSANN'schen Konstanten geben.

	S.	A.	C.	F.	a.	c.	f.	n.
I	74,11	9,64	1,01	4,60	12,5	1,5	6	6,8
II	75,72	9,79	0,17	4,30	14	0	6	6,0
III	73,18	9,60	0,93	5,32	12,5	1	6,5	5,6
IV	71,68	11,49	0,23	4,88	13,5	0,5	6	6,3

Das Übereinstimmen des Quarz-Alkalisyenites des Cerro Balmaceda mit den Nordmarkiten der Bearpaw Mountains ist besonders von Interesse, da dieses Gestein auch als Differentiationsfazies eines Monzonit-



Fig. 2. *Nordmarkit, Cerro Balmaceda.* Vergr. 35 × Mineralbestand der Mikrophotographie: Mikroperthit, Plagioklas, Quarz, Fayalit (f) und Aegirinaugit (a).

magmas vorkommt. Die nahe Verwandtschaft mit dem Nordmarkit des Ascutney Mountain ist auch sehr auffallend, weil das ganze Gesteinsgefolge des Cerro Balmaceda stark an dieses Vorkommen erinnert.

Auf der linken Seitenmoräne des Eberhardgletschers habe ich schliesslich ziemlich zahlreiche Blöcke eines verschiedenen, wenn auch verwandten Syenittypus gefunden, der als ein grobkörniger, prachtvoll miarolitischer Aegirinaugitsyenit ausgebildet ist. Das Gestein hat eine gelblichweisse Farbe, stellenweise mit Anhäufungen der dunkeln Gemengteile. Die miarolitischen Hohlräume sind bis $\frac{1}{2}$ cm gross, und wohl ausgebildete Krystalle von Feldspat und Aegirin ragen von allen Seiten hinein. Die Feldspate, in grossen, dicken Tafeln, nach M ausgebildet, erreichen eine durchschnittliche Grösse von $1-1\frac{1}{2}$ cm. U. d. M. sind folgende Mine-

ralien beobachtet worden: Orthoklasmikroperthit, Plagioklas, Quarz, Aegirin, bezw. Aegirinaugit, Arfvedsonit und, als sekundäres Mineral, Lievrit. Der *Alkalifeldspat* ist durchaus perthitisch mit Albit zusammengewachsen und ist dem Mikroperthit des Nordmarkites vollständig analog. Ganz untergeordnet kommt ein Plagioklas der Albitreihe vor. Der *Albit* bezw. saure *Oligoklasalbit* ist nämlich nicht nur in perthitischer Verwachsung mit Orthoklas, oder als schmaler Saum um diesen vorhanden, sondern kommt auch in selbständigen Individuen vor. Mehr basische Glieder der Plagioklase fehlen vollständig. — Die dunkeln Gemengteile sind Aegirin, bezw. Aegirinaugit und ein arfvedsonitähnlicher Amphibol. Der *Aegirin* bildet unvollkommen idiomorphe, dicke bis schlanke Prismen und zeigt



Fig. 3. *Aegirinaugitsyenit*, Cerro Balmaceda. Nat. Grösse.

oft einen deutlich zonaren Bau, wobei Aegirin und Aegirinaugit mit grösserem oder kleinerem Gehalt an Aegirinmolekülen abwechseln. Der reine Aegirin ist von saftgrüner Farbe mit kräftigem Pleochroismus, α grasgrün, β grünlichgelb, γ gelbgrün. Die Auslöschungsschiefe beträgt $c : a$ $3-5^\circ$. Bei dem Aegirinaugit steigt die Auslöschungsschiefe bis zu $16-18^\circ$, wobei auch die Farbe einen mehr gelblichen Ton annimmt und die Absorptionsfarben bedeutend schwächer werden. — Häufig kommt mit den Pyroxenen ein *Amphibol* der Arfvedsonitreihe vor, oft derart zusammengewachsen, dass die Prismenachse für beide gemeinsam wird. Der Pleochroismus ist sehr kräftig, mit α blauschwarz, β tiefblau, γ grünlichbraun. Die Auslöschungsschiefe $c : c$ beträgt ca. 15° . Oft ist der Aegirin vom Arfvedsonit ganz umgeben, andererseits kommen wieder Fetzen des Arfvedsonits im Aegirin vor. — Zu erwähnen sind noch Anhäufungen einer rotbraunen, nur in dünnsten Schichten durchsichtigen Substanz, die anscheinend durch Umwandlung des Aegirins, bezw.

Arfvedsonits hervorgegangen ist. Das Mineral besitzt einen kräftigen Pleochroismus, von fast vollständiger Absorption bis zu einer rötlichbraunen Farbe. Eine deutliche, monotome Spaltungsrichtung ist wahrnehmbar. Ich halte das Mineral für *Lievrit*, durch Umwandlung aus dem Aegirin hervorgegangen. Quarz ist nur ganz vereinzelt vorhanden. Akzessorische Mineralien fehlen ganz. Das Gestein ist also als ein grobkörniger, miarolitischer Aegirinaugitsyenit zu bezeichnen.

Das Vorhandensein so verschiedener Gesteinsglieder auf einem so beschränkten Gebiete deutet darauf hin, dass die Eruptivgesteine des Cerro Balmaceda aus einem stark differenzierten Magma hervorgegangen sind.



Fig. 4. *Aegirinaugitsyenit*, *Cerro Balmaceda*. Vergr. 10 \times . Mineralbestand der Mikrophotographie: Mikroperthit und Aegirinaugit.

Die allmählichen Uebergänge deuten andererseits darauf hin, dass es sich im allgemeinen um Differentiationserscheinungen in dem Lakkoliten selbst und nicht um mehrere, zeitlich getrennte Eruptionen handelt. Doch ist immerhin die Möglichkeit vorhanden, dass die saureren Glieder eine selbständige und zwar eine jüngere Eruptionsepoche darstellen. — Systematisch gehören die Gesteine des Cerro Balmaceda zusammen. Besonders die saureren Glieder, die Aegirinsyenite, Nordmarkite und Quarzmonzonite sind ausgesprochene Alkaligesteine. Es ist ziemlich auffallend, dass bei den mehr basischen Gliedern weder essexitische noch nephelinsyenitische Formen vorhanden sind, obwohl wie wir später sehen werden, gerade in der petrographischen Provinz, zu welcher der Balmaceda gehört, Essexite und verwandte Gesteine sehr allgemein vorkommen.

Schon die petrographische Beschreibung dieses ersten Lakkoliten

lenkt unsere Aufmerksamkeit auf den nordamerikanischen Äquivalenten. Es ist nicht nur das Auftreten und das geologische Alter annähernd dasselbe, sondern es tritt uns auch beinahe dasselbe Gesteinsgefölge entgegen. Ganz besonders scheinen die Gesteine der Bearpaw Mountains in Montana, wie wir sie durch die Beschreibung von WEED und PIRSSON¹ kennen gelernt haben, an diejenigen des Balmaceda zu erinnern. So werden ein Aegirinaugitsyenit von Wind Creek beschrieben, Quarzsyenite, wie auch Monzonite von Beaver Creek erwähnt. Die mehr basischen Glieder der Monzonitreihe scheinen da zu fehlen; an ihrer Stelle treten nephelinführende Gesteine auf. Dagegen beschreibt DALY² aus den Ascutney Mountains, Vermont einen orthoklas-mikroperthitführenden Hornblende-Biotit-Diorit, den er als vermittelndes Glied zwischen sauren Alkaligesteinen und Gabbros stellt. Er vergleicht das Gestein auch mit einem saureren Essexit, mit dem es offenbar verwandt ist. Es scheint eine wichtige Analogie gerade zwischen diesen Ascutney Mts. und dem Cerro Balmaceda vorzuliegen. Bei beiden haben wir es mit einer saureren Abteilung von Gesteinen mit ausgesprochenem Alkalikarakter und mit basischeren Gliedern zu tun, die eigentlich weder den Essexiten, noch den Nephelingesteinen angehören, sondern sich eher den normalen Gesteinen der Kalk-Alkalireihe anschließen, obwohl gewisse Unterschiede vorhanden sind. An beiden Stellen haben wir auch als vermittelndes Glied ein Orthoklas-Plagioklasgestein, das sich auf dem Balmaceda den Monzoniten anschliesst, und auch in Vermont der Monzonitreihe sehr nahe steht. Die nahe chemische Übereinstimmung zwischen den saureren Gliedern der beiden Vorkommnisse ist schon hervorgehoben worden (vergl. Analysentabelle p. 42). Ich werde auf die theoretische Besprechung dieser Verhältnisse später zurückkommen, doch möchte ich hier besonders hervorheben, dass man gerade dort, wo ein monzonitisches Magma einen scharfen Differentiationsvorgang erlitten hat, oft Endglieder bekommt, die scheinbar sehr weit von einander stehen und die auch bei mikroskopischer Untersuchung keine, oder nur eine sehr unbedeutende Verwandtschaft erkennen lassen. Es wäre wohl anzunehmen, dass diese Verhältnisse auf die ungemein grosse Spaltungsfähigkeit gerade dieses Gesteinsmagmas zurückzuführen sind. Und doch behalten die Differentiationsprodukte bis zu sehr basischen Gliedern immer noch gewisse Charakterzüge, die ihre Abstammung vermuten lassen; erst bei dem früher beschriebenen Forellenstein des Balmaceda, sowie bei den Pyroxeniten in Predazzo, verlieren wir den Leitfaden, der die Verwandtschaft mit dem monzonitischen Magma kennzeichnet. Systematisch entspricht das eine Gestein dem salischen, das andere dem femischen Endglieder eines Olivinmonzonites.

¹ WEED & PIRSSON: The Bearpaw Mountains of Montana. American Journal of Science, Ser. 4, Vol. 1 (1896), p. 351.

² DALY: The Geology of Ascutney Mountains, Vermont. U. S. Geol. Survey. Bulletin Nr. 209 (1903), p. 43.

Cerro Donoso.

Ungefähr 20 km nördlich vom Cerro Balmaceda erhebt sich der regelmässig gebaute Kegel des Cerro Donoso. Infolge seiner konischen Form ist der Donoso lange für einen Vulkan gehalten worden, doch wurde seine lakkolitische Natur bei näherer Untersuchung leicht erkannt. Der Donoso erhebt sich direkt aus der Ebene bis zu einer Höhe von 1700 m und steht wie ein Vorposten der Cordillera gerade auf der Grenzlinie zwischen Pampas und Hochgebirge. Gegen Westen fängt unmittelbar das Inlandeis Südpatagoniens an, gegen Osten dagegen dehnt sich die Ebene des Serranoflusses und die Vertiefung des Torosees weit aus.

Der Cerro Donoso besteht zum grössten Teil aus dem stark metamorphosierten Kalkthonschiefer der oberen Kreide. Nur auf der Süd- und Ostseite hat die Erosion die Schieferhülle weggetragen und den eruptiven Kern des Gebirges blossgelegt. Doch auch auf dieser Seite hat sich keineswegs eine grössere Erosion geltend gemacht. Die bankförmige Absonderung des Gesteins parallel der äusseren Wölbung des Gebirges deutet darauf hin, dass noch keine tiefgehende Erosion in dem eruptiven Kern des Lakkoliten stattgefunden hat.

Die eruptiven Gesteine, die den Cerro Donoso aufbauen, sind von denjenigen des Cerro Balmaceda sehr verschieden. Das Hauptgestein des Donoso ist ein lichtgraues, mittelkörnig holokrystallinisches Gestein von dioritischem Habitus. Vereinzelt Amphibole sind porphyrisch ausgebildet und erreichen eine Länge von 5—7 mm. U. d. M. zeigt sich das Gestein als ein Quarz-Biotit-Amphibol-Diorit, ein Tonalit im Sinne BECKES. Folgende Mineralien sind beobachtet worden: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Amphibol und Biotit, akzessorisch nur Apatit. — Der *Plagioklas* ist von den erwähnten Mineralien am reichlichsten vorhanden. Er besitzt einen hohen Idiomorphismus, ist am häufigsten in kleinen Individuen ausgebildet und entspricht seiner chemischen Zusammensetzung nach einem Oligoklas. Gewöhnlich ist ein zonarer Bau vorhanden, wobei der Kern bis zu basischem Andesin heruntersinkt. Die Plagioklase sind nach den Albit- und Periklingesetzen allenthalben verzwillingt. Von besonderem Interesse ist das Vorhandensein eines sogenannten Kerngerüstes im basischeren Teil der zonar gebauten Individuen. Der Kern erscheint nämlich nicht homogen, sondern ist von einer Füllmasse in dünnen Adern durchzogen, die einem sauren, natronreichen Plagioklas entspricht. Diese Bildung ist derjenigen des Tonalits aus dem Riesenfernermassiv in den Alpen, wie BECKE¹ sie beschrieben hat, äusserst ähnlich. — Der *Orthoklas* des Tonalits ist teilweise in grossen, unverzwillingten Individuen ausgebildet, die oft grössere oder kleinere idiomorphe Plagioklasmikroliten umschliessen. Der *Amphibol* ist vorherrschend grün, besitzt aber oft einen unregelmässig

¹ F. BECKE: Petrographische Studien am Tonalit der Riesenferner. TSCHERMAK Min. Petrogr. Mitt. Band XIII, (1892) p. 390.

begrenzten, bräunlichgrünen Kern, der scharf gegen die grüne Hülle abgegrenzt ist. Sehr oft ist *Biotit* parallel orientiert in den Amphibol eingewachsen, häufig sind die beiden Mineralien poikilitisch zusammengewachsen. In basalen Schnitten zeigt der Biotit auch oft einen deutlichen kristallographischen Umriss. Der Pleochroismus ist kräftig, α = hellgelb, β = c dunkelrotbraun. — Der *Quarz* dürfte ungefähr $\frac{1}{5}$ der Gesteinsmasse ausmachen und füllt die Zwischenräume der anderen Mineralien aus. Akzessorisch kommt nur *Apatit* sporadisch vor, dagegen scheint Magnetit ganz zu fehlen, was bei dem hohen Gehalt an dunklen Mineralien auffallend ist.

Es ist ganz eigentümlich, wie gross die Uebereinstimmung zwischen diesem Donosotonalit und den von BECKE aus dem Riesenfernermassiv beschriebenen Tonaliten ist. Die Plagioklase sind identisch ausgebildet und das Kerngerüst der zonar gebauten Individuen ist für beide charakteristisch. Die Amphibole zeigen genau denselben Bau und bei beiden Gesteinen ist das Fehlen von Erzen auffallend.

In dem Normaltonalit des Donoso kommen ausserordentlich häufig dunkle Schlieren oder unregelmässige, basische Einschlüsse vor, die sich schon makroskopisch durch die grössere Menge der dunklen Mineralien von dem Nebengestein unterscheiden. Auch u. d. M. scheint der hauptsächlichste Unterschied darin zu bestehen, dass Amphibol und Biotit bedeutend reichlicher vorkommen. Der Kern des zonar gebauten Plagioklases sinkt auch bis zum Labradorit herunter. Dagegen zeigt sich wenig Unterschied im Quarzgehalt. — Der oben beschriebene Normaltonalit, sowie die basischen Schlieren kommen besonders auf der Ost- und Südostseite des Gebirges vor. Die Südseite dagegen besteht aus einem *Quarz-Glimmer-Diorit*. Amphibole fehlen hier vollkommen; dagegen kommt Biotit reichlich vor. Eine ziemlich starke Zersetzung des Biotits hat sich teils durch Entfärbung, teils durch Chloritisierung neben Epidotbildung kenntlich gemacht. Die Biotite zeigen dann oft einen lamellaren Wechsel von umgewandelten grünen und frischen braunen Partien mit ellipsenförmigen Einschlüssen von Epidot. Eigentümlich für die Quarz-Glimmer-Diorite ist weiter das Auftreten des Quarzes in kleinen, annähernd idiomorphen Körnern, die oft Neigung zu kristallographischem Umriss zeigen. Ganze Haufen von solchen Quarzkörnern liegen, von Orthoklas umgeben, beisammen. Es ist deutlich erkennbar, dass die Auskristallisation des Quarzes hier bedeutend frühzeitiger stattgefunden hat, als im Normaltonalit. Der Orthoklas ist wohl kaum reichlicher vorhanden als in dem bedeutend basischeren Tonalit und umgibt gern die Plagioklase, die denjenigen des Hauptgesteins vollkommen entsprechen. Die ganze Südseite des Donosomassives ist aus diesem makroskopisch durch opake Eisenoxydausscheidungen gelblich gefärbten Gestein aufgebaut, das hier anscheinend eine saurere Randfazies des Hauptgesteins darstellt.

Auf der Ost- und Nordseite des Gebirges habe ich mehrere Gänge eines lichten, gelblichen Ganggesteines beobachtet, das die Schieferformation durchsetzt. Das Gestein ist schon makroskopisch deutlich porphy-

risch und bildet an einer Stelle einen 10 m breiten Lagergang, der den Schichten des Schiefers genau folgt. U. d. M. erkennt man als porphyrische Krystalle Plagioklas, Quarz, und Amphibol in einer stark zersetzten Grundmasse aus Orthoklas, Plagioklas und Muscovit. Das Gestein ist leider derart stark zersetzt, dass eine genaue Bestimmung der Mineralien kaum mehr möglich ist. Die grossen Plagioklaskörner sind sehr stark zersetzt und scheinen einem Feldspat der Andesinreihe anzugehören. Zwillingsbildungen nach den Karlsbader-, Albit- und Periklingesetzen wurden beobachtet. Einzelne Individuen erreichen eine Grösse von 8 mm. Die Quarzkörner sind stark korrodiert und sehr reich an Flüssigkeitseinschlüssen. Die Amphibole sind in ein Gemenge von Chlorit und Muscovit umgewandelt und nur durch ihren Umriss erkennbar. Schwach rosa gefärbte Granate kommen auch als Körner vor. Der reichliche Muscovitgehalt scheint auf eine nachmagmatische Neubildung zurückführbar zu sein, wodurch primärer Amphibol und Biotit eine durchgehende Umwandlung erlitten haben. Das Gestein steht dem von BECKE¹ beschriebenen Tonalitporphyr sehr nahe.

Es ist von Interesse zu beobachten, was für einen konstanten Gesteinstypus die Tonalite darstellen. Das ganze Gesteinsgefolge dieser Familie scheint ausserordentlich gesetzmässig zu sein. So stimmen die Beschreibungen der alpinen Tonalite mit denjenigen des Cerro Donoso fast vollkommen überein; genau derselbe Normaltonalit, dieselben dunkeln Schlieren, derselbe Quarz-Glimmer-Diorit als eine etwas saurere Randfazies entwickelt, schliesslich auch ähnliche Tonalitporphyre treten uns entgegen.

Auch der etwas nördlich vom Donoso gelegene Cerro Ferrier dürfte eine ähnliche lakkolitische Intrusion darstellen, doch hatte ich keine Gelegenheit seine Gesteine kennen zu lernen. — Von der Spitze des Cerro Donoso bekam man einen wunderbaren Rundblick. Die beiden gewaltigen Lakkoliten, der Balmaceda im Süden und der Payne im Norden, waren sowohl durch ihre charakteristische Form, als durch ihre hellfarbigen Gesteine, die scharf gegen die dunkeln Schiefer der Umgebung abstachen, leicht erkennbar. Gegen Westen konnte ich keine ähnlichen Gesteinstypen entdecken. Es scheint, als ob die Lakkoliten hier streng an eine Linie gebunden wären, und zwar gerade an den Ostrand der Hauptcordillera.

Cerro Payne.

Sowohl durch seine landschaftliche Schönheit, als auch durch die ideale Ausbildung dieser grossartigen lakkolitischen Intrusion und durch die gewaltigen Dimensionen des Gebirgsmassivs lenkt der Cerro Payne ganz besonders die Aufmerksamkeit jedes Naturfreundes auf sich. Ich hatte selbst Gelegenheit diesen Gebirgskomplex näher zu studieren und

¹ BECKE, a. a. O. p. 399.

werde die Geologie desselben etwas eingehender behandeln, da die ganze Formation sowohl wegen der äusseren Form, als auch in Bezug auf den inneren Bau des Gebirges als typisch für die ostcordillerischen Lakkoliten gelten kann.

Der Cerro Payne zerfällt in drei von einander isolierte Teile, die auf den Karten gewöhnlich als Payne Este, Payne Medio und Payne Oeste bezeichnet werden. Der höchste von diesen Gipfeln, der Payne Medio, erreicht eine Höhe von 3050 m. Das ganze Massiv bedeckt eine Fläche von ca. 320 km². Schon von weitem kann man die Kontakte zwischen der äusseren dunkeln Schieferhülle und den lichten, beinahe weissen Granitfelsen des centralen Teiles verfolgen. Die Schiefer am Fusse des Gebirges erheben sich ringsum mit sanfter Böschung bis zu einer Höhe von 5—600 m, wo dann die steilen Abstürze der Eruptivgesteine anfangen; schliesslich findet sich noch eine Decke von schwarzem Schiefer auf den höchsten Zinnen der beiden westlichen Massive. Der Unterschied in der Topographie wird dadurch erklärt, dass die Granite eine ausserordentlich grosse Neigung zu einer parallelepipedischen Absonderung besitzen, was durch eine intensive Frostsprengung allerdings begünstigt wird. Hiedurch bilden sich steile, beinahe senkrechte Wände, die mit gewaltigen Talusanhäufungen am Fusse derselben schliessen. Die Schiefer dagegen zeigen keine ähnliche Neigung, sondern bilden mehr sanfte Böschungen. Da nun der innere Teil des gewaltigen Lakkoliten durch Erosion in mehrere Zinnen geteilt wird, ist es zwar leicht, bis über die Talusanhäufungen hinwegzukommen, doch glaube ich, dass es selbst für den kühnsten Hochturisten ausgeschlossen wäre, über die steilen Abhänge des Granits hinüber zu gelangen. Diese Verhältnisse haben eine eigenartige Einwirkung auf die Vergletscherung des Gebirges gehabt. Während die stumpfen oberen Teile der mächtigen Granitsäulen teilweise mit einem gewaltigen Eispanzer bedeckt sind, können die Gletscher auf den Abhängen keinen Halt finden, und wird die Eismasse daher zertrümmert und in mehrere Gletscherfälle aufgelöst, um sich weiter unten, wo die Talusbildungen ein geeigneteres Terrain darbieten, wieder zu Gletschern zu vereinigen, um von hier durch die tief auserodierten Täler bis an den Fuss des Gebirges, stellenweise sogar über denselben hinaus, zu fliessen. So hat man z. B. auf Payne Oeste eine obere zusammenhängende Gletscherbedeckung, dann folgen die eisfreien Abstürze der Granitwände und dann wieder ein unteres Gletschergebiet, wo die Gletscher jedoch an die Täler gebunden sind und meistens aus durch die Gletscherfälle regenerierten Eisströmen bestehen.

Mehrere tief auserodierte Täler dringen bis in das Zentrum des gewaltigen Lakkoliten ein; sie haben die umgebende Schieferhülle durchschnitten und sogar die Granitgesteine am Fusse des Gebirges blossgelegt. Ich habe meine Forschungen sowohl auf den Süden, als auch auf den Osten des Cerro Payne erstreckt. Zuerst folgte ich dem Erosionstal zwischen Payne Medio und Payne Oeste, durch das man bald über die Vorhügel des Gebirges, die aus mehr oder weniger metamorphosiertem Schiefer be-

stehen, auf den Granitboden und dann bis in das Herz des durch Erosion zersplitterten Lakkoliten gelangt. — Ich gehe nun zu der petrographischen Beschreibung der Eruptivgesteine über, um nachher die Kontaktverhältnisse in Kürze zu erwähnen.

Das Hauptgestein des ganzen Gebirges ist ein weisser Biotitgranit, oft mit sehr zurücktretenden dunkeln Gemengteilen. Das Gestein zeigt wenig Neigung zur Differenzierung. Ich habe auf weit voneinander gelegenen Gebieten genau denselben Habitus angetroffen. Schon hierin sehen wir einen ausgesprochenen Unterschied im Vergleich zu den Balmacedagesteinen. Als Normaltypus betrachte ich den Granit von der Westseite

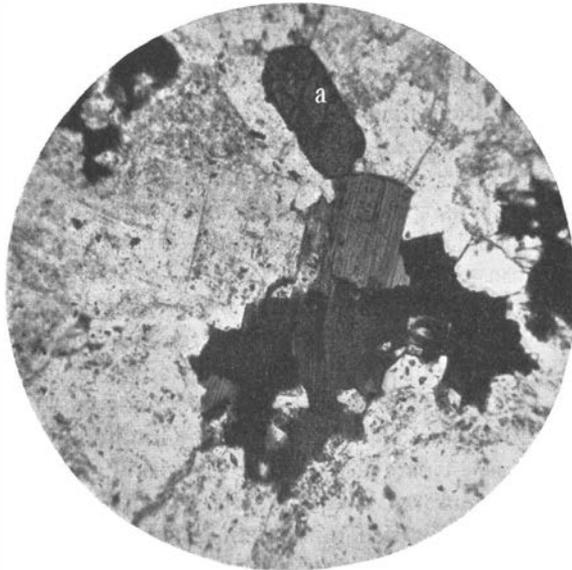


Fig. 5. *Biotitgranit, Cerro Payne*. Vergr. 35 \times . Mineralbestand der Mikrophotographie: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Biotit und Orthit (a).

des Payne Medio, einen sehr lichten, mittelkörnigen Biotitgranit. U. d. M. unterscheidet man folgende Mineralien: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Biotit und Amphibol; als akzessorische Gemengteile: Zirkon, Apatit, Orthit, Flussspat und Erze. Das Gestein ist sehr frisch, nur die Alkalifeldspate zeigen stellenweise eine anfangende Zersetzung. Der *Orthoklas* ist auch hier allgemein perthitisch mit Albit zusammengewachsen. Grosse Individuen, nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt, sind allgemein. Die *Plagioklase* sind im Verhältnis zum Orthoklas in untergeordneter Menge vorhanden. Ein zonarer Bau tritt auch hier auf, wobei der Kern einem Andesin, die Peripherie einem Oligoklas-Albit entspricht. Um die Perthite findet sich oft eine ganz schmale Hülle eines unverzwillingten Plagioklases, der nahezu einem Albit gleichkommt. *Quarz* ist sehr reichlich in cm-grossen, vollkommen allotriomorphen Individuen vorhanden. Intrapositionen sind sehr

zahlreich, meist perlbandartig geordnet. Ausser häufigen Apatit-Mikroliten sind Flüssigkeitseinschlüsse zu erwähnen, die oft die hübsche negative Kristallbegrenzung eines Dihexaeders zeigen. Bewegliche Libellen sind durchaus allgemein. Es sind keine Druckerscheinungen wahrzunehmen. Die einzigen wesentlichen, farbigen Gemengteile sind Biotit und Amphibol; letzterer kommt nur vereinzelt vor. Der *Amphibol* ist eine gemeine Hornblende von grünblauer Farbe und kräftigem Pleochroismus. Der *Biotit* zeigt die gewöhnlichen Eigenschaften der Granit-Biotite mit paralleler Auslöschung und einem einachsigen Interferenzkreuz in basalen Schnitten. Von akzessorischen Mineralien ist der *Orthit* am auffallendsten. In jedem Dünnschliffe dieses lichten Granittypus habe ich immer ein oder zwei grössere, idiomorphe, gewöhnlich nach (100) verzwillingte Orthitkörner gefunden. Auch *Flussspat* kommt sporadisch vor. Die übrigen akzessorischen Mineralien sind: *Apatit*, besonders reichlich als Einschluss im Biotit vorhanden, *Zirkon* und *Magnetit*.

In diesem hellen Granit, der die Hauptmasse des Lakkoliten aufbaut und selbst eine sehr konstante Zusammensetzung besitzt, kommen häufig basische Schlieren vor, die einen quarzdioritischen Charakter annehmen und mit den Gesteinen des Donoso nahe übereinstimmen. Die dunkeln Gemengteile, Biotit und Hornblende, nehmen rasch zu, die Plagioklase zeigen einen ausgesprochen zonaren Bau, was im Hauptgranit viel seltener vorkommt; Quarz ist immer noch reichlich vorhanden, und ist ganz besonders reich an Flüssigkeitseinschlüssen. Diese Schlieren nehmen oft einen gangartigen Charakter an und lassen sich dann weit verfolgen. Der Kontakt zu dem Hauptgestein ist oft scharf, sogar im Dünnschliff erkennbar.

Die Randzone des gewaltigen Lakkoliten zeigt eine abweichende Ausbildung. Das Gestein wird gegen den oberen Kontakt sehr feinkörnig. Die dunkeln Mineralien treten beinahe vollständig zurück. Stellenweise nimmt das Gestein einen beinahe aplitischen Charakter an. Es ist ein ganz allmählicher Übergang des normalen Granits zu verfolgen, der sich zuerst durch das Zurücktreten der dunkeln Gemengteile und dann durch ein immer feineres Korn, mit gleichzeitig zunehmendem Quarzgehalt, geltend macht. Als Endglied tritt uns ein u. d. M. ganz aplitisches Gestein entgegen, mit der typisch panidiomorphen, zuckerkörnigen Struktur und der isometrischen Ausbildung der Gemengteile der gewöhnlichen Gangaplite. Der einzige dunkle Gemengteil ist Biotit, der in kleinen, sehr korrodierten Fetzen gleichmässig, wenn auch spärlich im Gestein verstreut, vorkommt. Der triklone Feldspat ist ein Oligoklas-Albit; der Orthoklas ist grösstenteils, wenn auch nicht so leicht sichtbar, mit Albit durchwachsen. Die beiden Feldspate sind annähernd in gleichen Mengen vorhanden. Quarz kommt sehr reichlich vor; er bildet rundliche Körner, oft mit deutlicher Annäherung an die Dihexaëderform. Akzessorische Mineralien sind spärlich und bestehen hauptsächlich aus Magnetit, Apatit und Flussspat. Der Lakkolit besitzt also eine ausgesprochen saure, aplitische Randfazies, die aber wahrscheinlich nicht gleichmässig ausgebildet ist, sondern zuweilen eine

breitere Hülle bildet, mitunter jedoch als eine schmälere, ja fast verschwindende Randzone auftritt.

Eine Gruppe von ganz abweichenden Gesteinen traf ich zahlreich als Blöcke in dem Moränenschutt der rechten Seitenmoräne des Gletschers, der vom Inneren des Lakkoliten durch das Erosionstal zwischen Payne Medio und Payne Oeste nach Süden fliesst. Die Blöcke dieser Seitenmoräne bestehen beinahe ausschliesslich aus einem dunkeln Gestein von gabbroidem Habitus. Da ich an keiner anderen Stelle des Paynemassivs ähnliche Gesteine gefunden habe und auch nirgends eine Übergangsform von diesem Gestein zu dem gewöhnlichen lichten Normalgranit getroffen habe, ist es anzunehmen, dass diese gabbroide Fazies eine gewissermassen zeitlich selbständige Eruption darstellt, die nun die zentralen Teile des Westmassives einnimmt. Dies schliesse ich daraus, dass der Gletscher, der dieses Gestein als Moränenschutt führt, aus dem tief auserodierten Zentrum des Lakkoliten herrührt. Da dieses Gestein ausschliesslich in der rechten Seitenmoräne des Gletschers vorkommt, darf man als wahrscheinlich annehmen, dass es hauptsächlich in dem westlichen Teil des zentralen Kesseltals, aus welchem der Gletscher stammt, ansteht. Leider war es mir nicht möglich bis dorthin vorzudringen und die geologischen Einzelheiten näher zu studieren. Wenn ein zeitlicher Unterschied in der Eruptionsfolge überhaupt vorhanden ist, dürfte dieses basische Gestein jünger sein und einen jüngeren Nachschub des Magmas darstellen.

Petrographisch ist das Gestein von besonderem Interesse. Makroskopisch ist es ein dunkles Gestein von gabbroidem Charakter, das hauptsächlich aus einem grünlichen Feldspat und einem Mineral der Pyroxenreihe besteht. U. d. M. erkennt man folgende Mineralien: Plagioklas, Orthoklas, Quarz, rhombische und monokline Pyroxene, Olivin und Biotit; akzessorisch Apatit und Erze.

Die salischen und femischen Gemengteile kommen annähernd in gleichen Mengen vor, obwohl die Verteilung oft sehr ungleichmässig ist, so dass bald die Feldspate, bald die Pyroxenminerale unter den gesteinsbildenden Mineralien vorherrschend sind. Die *Plagioklase* bilden im Durchschnitt schmale Leisten und besitzen dann einen hohen Idiomorphismus, wodurch die Struktur einen hypidiomorphen Charakter annimmt. Die chemische Zusammensetzung wechselt mit dem zonaren Bau beträchtlich; peripherisch entspricht sie einem Andesin, der Kern dagegen sinkt bis zum basischen Labradorit herunter. Ausser einer feinlamellaren Verzwillingung nach den Albit- und Periklingesetzen, sowie Karlsbaderzwillingen, habe ich eine orientierte Durchwachsung von zwei Individuen häufig beobachtet, wobei das Plagioklasindividuum ganz unabhängig von der Verzwillingung in zierliche, unregelmässig begrenzte und ineinander eingreifende Felder zerfällt. Obwohl das Gestein offenbar keine Druckeinwirkung erlitten hat, sind die Plagioklase doch oft sanft gebogen, wobei die albitverzwillingten Lamellen auskeilen und das Individuum in ein einheitliches Kristall übergeht. Der *Orthoklas* ist ausgesprochen allotriomorph, als letzte Füllmasse

zwischen den Plagioklasen auftretend. Ich habe keine perthitische Zusammenwachsung beobachten können. — Es ist wohl nicht sicher, dass der ganze Quarzgehalt primär ist, obwohl er stellenweise in nicht unbeträchtlichen Mengen vorkommt. Besonders in den Schliffen, wo die dunkeln Mineralien stark zersetzt sind, tritt der Quarz am reichlichsten auf, was auf seine sekundäre Natur hindeutet. Andererseits ist das Auftreten des Quarzes zusammen mit Orthoklas in orientierter Zusammenwachsung schwer zu erklären, wenn man ihm einen sekundären Ursprung zuschreibt; ich halte daher einen Teil des Quarzes für einen primären Bestandteil des Gesteines. Die femischen Mineralien bestehen hauptsächlich aus Pyroxenen



Fig. 6. *Bronzit-Orthoklasgabbro, Cerro Payne*. Vergr. 12 X. Nic. gekreuzt. Mineralbestand der Mikrophotographie: Orthoklas, Plagioklas, Diopsid, Bronzit (grosser Krystall in d. Mitte des Dünnschliffes) und Magnetit.

verschiedener Art und aus Biotit und Olivin. Häufig findet sich ein *rhombischer Pyroxen* in grossen gut idiomorphen Kristallen. Sein optischer Charakter ist positiv, eine faserige Struktur parallel der Vertikalachse allenthalben vorhanden. In basalen Schnitten tritt die positive Bisectrix hervor. Die Farbe ist lichtgrün bis beinahe farblos, Pleochroismus fehlt im Dünnschliff. Intrapositionen von Plagioklasmikroliten, sowie von Körnern eines monoklinen Pyroxens sind häufig vorhanden. Den optischen Konstanten nach entspricht also das Mineral einem Bronzit. Einzelne Kristalle erreichen eine Grösse von 4—5 mm.

Ausser diesen rhombischen Pyroxenen kommen allgemein auch monokline Pyroxene vor, die teils einem *Magnesiumdiopsid*, teils einem *diopsidischen Augit* entsprechen. Die ersteren zeigen $b = a$, $c : c = 45^\circ$

sehr genau. In Schnitten nach (100) erkennt man, dass die Achsenebene senkrecht zur Symmetrieebene liegt. Der Achsenwinkel ($2E$) ist klein. Lamellare Zwillingbildung nach (100) ist sehr häufig, Zwillinge nach (001) sind spärlich vorhanden. Die *Augite*, die nur in untergeordneter Menge vorkommen, haben dagegen symmetrische Achsenlage und gehören den diopsidischen Augiten an. Ein deutlicher Pleochroismus mit β blassrötlich, α und γ grünlichgelb, ist oft wahrnehmbar. Intrapositionen von Plagioklas sind auch in monoklinen Pyroxenen reichlich vorhanden, desgleichen auch kleine Körner von Olivin. Das gegenseitige Mengenverhältnis zwischen den rhombischen und monoklinen Pyroxenen ist schwer zu schätzen, da die ersteren meistens in grösseren Individuen vorkommen, die letzteren abwechselnd in grösseren oder kleineren Kristallen. Annähernd dürften sich jedoch die monoklinen Pyroxene quantitativ zu den rhombischen wie 2 : 1 verhalten. *Olivin* ist allenthalben vorhanden, teils, wie schon erwähnt, als Einschluss in den Pyroxenen, teils kommt er in einzelnen grösseren Körnern vor. *Biotit* spielt eine ganz untergeordnete Rolle und findet sich hauptsächlich als Anhäufung um die Erzkörner. *Apatit* kommt reichlich in langen Nadeln vor.

Die systematische Stellung dieses Gesteins wird durch die mikroskopische Untersuchung nicht ganz klargelegt; als Gabbro schlechthin kann es nicht bezeichnet werden. In der Litteratur sind orthoklashaltige Gabbros mehrmals beschrieben worden. Ganz besonders scheinen die Gabbros des Brockenmassivs, die wir durch die eingehenden Beschreibungen LOSSENS¹ und ERDMANNSDÖRFFERS² kennen gelernt haben, eine auffallend nahe Übereinstimmung mit dem Paynegabbro zu zeigen. Die s. g. Harzburgergabbros sind mit dem Brockengranit innig verbunden. ERDMANNSDÖRFFER kann »in der Anordnung der Gesteine im Brockenmassiv nirgends die Wirkung einer lakkolitischen Differentiation erblicken, muss vielmehr annehmen, dass auch hier tiefmagmatische Spaltung in einem dem Gabbro- und Granit-magma gemeinsamen Behälter vorliegt.« Derselbe Verfasser kommt zu der Auffassung, dass innerhalb des Brockenmassivs »wesentliche Altersunterschiede nicht bestehen, dass vielmehr alle seine Gesteine durch einen einzigen geologischen Akt ihre heutige Stellung erlangt haben« nimmt aber an, dass der Gabbro bereits fest gewesen ist, als der Granit sich noch im flüssigen Zustand befand.

Zu ihrer mineralogischen Zusammensetzung stimmen die beiden Gabbros sehr nahe überein. Der durchschnittliche Mineralbestand des Harzburgergabbros ist: Plagioklas, Orthoklas, Quarz, Diopsid, Bronzit, Biotit, Eisenerze, Apatit und Zirkon.

Dass auch die chemische Übereinstimmung eine sehr nahe ist, geht aus der folgenden Analysentabelle hervor.

¹ K. LOSSEN: Über augitführende Gesteine aus Brocken Granitmassiv im Harz. Zeitschr. d. D. G. Gesellsch. 1880, XXXII: p. 206.

² O. H. ERDMANNSDÖRFFER. Über Bau und Bildungsweise des Brockenmassivs. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt XXVI, 1905, p. 379.

	I	I a	I b	II	III
Si O ₂	52,50	86,92	54,51	53,54	49,63
Al ₂ O ₃	16,02	15,68	9,83	16,36	16,18
Fe ₂ O ₃	1,70	1,06	—	1,31	1,92
Fe O	6,58	9,15	7,07	7,07	12,03
Mg O	8,70	21,56	13,52	6,23	5,38
Ca O	10,18	18,14	11,37	9,35	9,33
Na ₂ O	2,34	3,77	2,36	2,13	1,89
K ₂ O	1,08	1,15	0,72	2,02	0,81
H ₂ O	0,19	—	—	1,92	0,55
Ti O ₂	0,62	0,77	0,49	Sp.	1,75
P ₂ O ₅	0,11	—	—	0,12	0,44
Cr ₂ O ₃	0,05	—	—	SO ₃ 0,17	0,38
Mn O	0,15	1,21	0,13	—	0,30
Ba O	0,02	—	—	—	S 0,07
S:ma	100,24	158,41	—	100,22	100,66

I. Bronzit-Orthoklas-gabbro, Cerro Payne. R. MAUZELIUS anal.

II. Feinkörniger Biotit-Augitgabbro, Hippeln, Harzburg. KLÜSS anal. — ERDMANNSDÖRFFER: Petrogr. Mitt. aus dem Harz. Jahrb. des K. preuss. geol. Landesanstalt XXVII, 1906, p. 360.

III. Gabbro, Radautal, Harzburg. STRENG anal. — ERDMANNSDÖRFFER: Petrogr. Mitt. aus dem Harz. Jahrb. des K. preuss. geol. Landesanstalt XXVII (1906), p. 364.

Die OSANN'schen Konstanten sind:

	s	A	C	F	a	c	f	n
I.	55,0	3,08	6,75	25,34	1,75	3,75	14,5	7,7
II.	57,94	3,64	6,77	21,05	2,5	4,5	13	6,15
III.	54,91	2,53	7,73	24,73	1,5	4,5	14	7,8

Das Verhältnis zwischen der granitischen Hauptmasse des Cerro Payne und dem Gabbro erinnert in mancher Hinsicht an das gegenseitige Verhalten der entsprechenden Gesteine bei Harzburg, obwohl ich am Payne die Altersfolge nicht mit Sicherheit angeben kann. In beiden Fällen scheint der Gabbro, obwohl genetisch mit dem Granit am engsten verbunden, doch eine selbständige Eruptionsepoche darzustellen. Sowohl der Mineralbestand als die chemische Zusammensetzung verleihen diesen Gabbros eine eigenartige Sonderstellung. Es scheint, als ob gerade da, wo ein Gabbro in intimem Zusammenhang mit einem Granit auftritt, ohne dass er jedoch als direkte Differentiationsfazies desselben aufzufassen ist, sich leicht jene Gesteine entwickeln, die in der Litteratur als Orthoklas-gabbros bezeichnet werden.

Der Cerro Payne ist von einer grossen Anzahl von Gängen in verschiedenen Richtungen durchkreuzt. Die umgebende Schieferhülle ist von

zahlreichen Apophysen durchsetzt, deren chemischer und mineralogischer Charakter eng mit der aplitischen Randfazies des Lakkoliten zusammenhängt. Ausserdem durchsetzen grosse granitporphyrische Gänge den ganzen Lakkolit.

Ich möchte vorerst zwei grössere granitporphyrische Gänge erwähnen, die auf der Südseite des Payne Este die Schieferformation durchsetzen. Die hellgefärbten Gänge sind schon von weitem sichtbar und lassen sich vom Fusse des Gebirges bis zu ca. 1500 m Höhe verfolgen. Die Richtung der beiden Gänge, die durchaus parallel verlaufen, folgt ziemlich genau der primären Schichtung der Schieferformation, die am Fusse des Gebirges noch zu erkennen ist. Weiter oben ist durch die kräftige Kontaktmetamorphose jede Spur der primären Schichtung verschwunden. Der untere Gang hat eine Breite von 6 m, während der obere eine solche von 10 m erreicht. Infolge des Auftretens von scharf markierten Salbändern, die sich sowohl in ihrer chemischen wie mineralogischen Zusammensetzung von dem Hauptgestein der Gangmitte unterscheiden, sind diese Gänge als gemischte Gänge zu bezeichnen. Die Gangmitte ist makroskopisch ein etwas miarolitisch ausgebildeter Granitporphyr von weisser Farbe. Ausser einigen Rostflecken, die von umgewandeltem Pyrit herrühren, sind mit der Lupe keine dunkeln Mineralien zu erkennen und auch u. d. M. beschränken sie sich auf einige sporadische Fetzen von chloritisiertem Biotit. Die porphyrischen Kristalle sind Quarz und Feldspat, von welchen der erstere eine schön idiomorphe Ausbildung besitzt. Besonders auf verwitterten Flächen kommen die bis 6 mm grossen Quarzkristalle in schönen Dihexaedern mit scharfen Kristallflächen zum Vorschein. U. d. M. fällt sofort die schön entwickelte granophyrische Grundmasse auf, in der die porphyrischen Kristalle von Quarz und Feldspat eingebettet liegen. Der Quarz zeigt auch im Mikroskop eine schön idiomorphe Ausbildung, obwohl Korrosionsphänomene häufig zu beobachten sind. So finden sich oft schlauchartige Einbuchtungen, die mit der Gesteinsgrundmasse gefüllt sind. Einschlüsse kommen überaus häufig vor; ganz besonders zahlreich sind Flüssigkeitseinschlüsse mit schöner Dihexaederform, die gewöhnlich mit Gaslibellen ausgestattet sind, sowie Apatitnadelchen und Feldspatmikrolite. Die als Einsprenglinge auftretenden Feldspate gehören dem Orthoklas sowie einem Oligoklas-Albit an. Der Idiomorphismus der beiden Feldspate ist ein vollkommener; der Orthoklas zeigt ausser Karlsbaderzwillinge auch häufig Verzwillingung nach dem Bavenoër Gesetz. Eine perthitische Verwachsung zwischen den beiden Feldspaten ist nicht beobachtet worden. In der Grundmasse treten Feldspat und Quarz durchaus in granophyrischer Verwachsung auf. Besonders prachtvoll ist diese granophyrische Ausbildung rings um die Feldspateinsprenglinge; bald büschelförmig, bald federförmig gebaute Individuen sind divergentstrahlig rings um dieselben geordnet. Eine mikrogranitische Struktur der Grundmasse kommt in diesem Gesteinstypus nur in untergeordneter Menge vor. — Die Salbänder unterscheiden sich schon makroskopisch scharf von der oben

beschriebenen Fazies. Die Einsprenglinge bestehen hier nur aus Feldspaten, die schönen Quarzdihexaëder der Gangmitte fehlen vollständig. Das Gestein der Salbänder ist von graugrüner Farbe und zeigt in einer dichten Grundmasse nur vereinzelte Feldspateinsprenglinge. Der Feldspat ist ein Plagioklas, dessen Zusammensetzung ich wegen der starken Zersetzung nicht mit Sicherheit bestimmen konnte, doch scheint hier ein etwas basischeres Glied als in der Gangmitte vorzuliegen. Die Grundmasse besteht aus einem allotriomorphen Gemenge von Quarz, Orthoklas und einem sauren Plagioklas, doch ist der Quarzgehalt verhältnismässig sehr gering. Fetzen von Chlorit, die aus Biotit hervorgegangen sind, kommen nebst sekundärem Calcit auch in der Grundmasse vor; als akzessorische Mineralien sind Magnetit, Pyrit, Apatit und Zirkon zu erwähnen. Der ganze Charakter dieser Salbänder ist derjenige der Syenitporphyre. Der gemischte Gang zerfällt daher in eine granitporphyrische Gangmitte und syenitporphyrische Salbänder. Die letzteren, die ganz symmetrisch auf beiden Seiten des Ganges auftreten, sind von 1—2 dm Breite.

Ein Gang von etwas abweichender Zusammensetzung durchzieht den Westabhang des Payne Medio. Durch seine graue Farbe sticht der c.a. 6 m breite Gang, der schräg vom Fuss des Gebirges bis an den oberen Kontakt des Lakkoliten mit dem Schiefer verläuft, scharf von dem hellen Granite ab. Das Gestein ist von bedeutend basischerer Zusammensetzung, als die oben beschriebenen Granitporphyre. So fehlt unter den Einsprenglingen der Quarz vollständig; auch in der feinkörnigen Grundmasse scheint dieses Mineral nur spärlich vorzukommen. Das Gestein kann daher als ein Syenitporphyr bezeichnet werden, der sowohl makro- wie mikroskopisch eine nahe Verwandtschaft mit den Salbändern der oben beschriebenen Granitporphyre zeigt. Die Feldspateinsprenglinge sind durchwegs Plagioklase von andesinartiger Zusammensetzung. Durch den ausgesprochen zonaren Bau manchr Individuen wechselt allenthalben die chemische Zusammensetzung in Kern und Hülle beträchtlich. Ausserdem kommt oft Biotit in idiomorphen Kristallen mit hexagonalem Umriss als Einsprengling vor. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus einem feinkörnigen panidiomorphen Gemenge von Orthoklas und gestreiftem Feldspat. Verschiedene von den grösseren Feldspateinsprenglingen, die eine Grösse von über 1 cm erreichen können, bilden ein feinkörniges, granuliertes Gemenge von Einzelkörnern. Zirkon kommt neben Apatit akzessorisch vor. Das Gestein ist als ein Glimmersyenitporphyr¹ zu bezeichnen.

Von den Gängen des Paynelakkoliten sind noch einige Aplite zu erwähnen, die in schmalen, oft nur cm-breiten Adern das Massiv nach allen Richtungen hin durchkreuzen. Ihre petrographische Ausbildung ist durchwegs diejenige der normalen Granitaplite. Die spärlichen femischen

¹ Die Bezeichnung ist in Uebereinstimmung mit ROSENBUSCH'S Nomenklatur. Nach der Mineralzusammensetzung zu beurteilen würde man jenen Porphyren, die als Einsprenglinge beinahe ausschliesslich einen Kalk-natronfeldspat führen, eher eine monzonitische als eine normalsyenitische Zusammensetzung zuschreiben müssen.

Gemengteile sind Biotit und verhältnismässig reichlich Muscovit. Erze, Apatit, Flusspat und Orthit sind akzessorisch vorhanden. Während die aplitischen Gänge sehr häufig vorkommen, sind lamprophyrische Gänge dagegen nicht angetroffen worden.

Die Kontaktverhältnisse zwischen den Eruptivgesteinen und den umgebenden Schiefen und Phylliten sind bei den verschiedenen Lakkoliten der Ostcordillera einander sehr ähnlich. Ich werde hier die Kontaktseinwirkung des Paynegranits, die als ein typisches Beispiel für die übrigen Vorkommnisse dienen kann, kurz beschreiben. — Wie schon erwähnt, ist die Schieferhülle des gewaltigen Paynelakkoliten an mehreren Stellen noch nicht abgetragen. Rings um den Fuss des Gebirgsmassives ist von den eruptiven Gesteinen noch nichts zu sehen; erst in einer Höhe von 5–600 m tritt der helle Granit zutage. Die Kontaktlinie lässt sich schon von weitem verfolgen, teils weil die lichte Farbe der Eruptivgesteine scharf gegen die schwarzen Schiefer absticht, teils weil die Schieferformation rings um den unteren Teil des Gebirges nur eine sanfte Böschung bildet, während die Granitfelsen mehrere hundert m steil abfallen. Doch ist gerade die untere Kontaktlinie gewöhnlich von gewaltigen Talusbildungen bedeckt. — Die ausserordentlich grosse Neigung des Granits zur parallelepipedischer Absonderung, wodurch die einmal blossgelegten Eruptivfelsen rasch abgetragen werden, erklärt diesen morphologischen Unterschied. Der ganze innere Teil des Lakkoliten ist derart auseroziert, dass stellenweise nur einige freistehende steile Zinnen übrig geblieben sind. Dies ist am Payne Este der Fall, wo keine Spur der ehemaligen Schieferdecke übrig geblieben ist. Auf dem Payne Medio dagegen liegt noch eine mächtige Schieferhülle auf der gewaltigen Granitsäule. Ein unmittelbarer Zusammenhang mit der Schieferformation des unteren Teiles des Massivs ist jedoch nirgends zu sehen. Schliesslich bietet uns der Payne Oeste das Bild eines, wenigstens auf der äusseren Seite wenig entblößten Lakkoliten; die Schieferhülle reicht hier beinahe bis zu den höchsten Gipfeln hinauf. Wegen der sehr intensiven Vergletscherung der höchsten Spitzen, konnte ich nicht mit Sicherheit feststellen, ob auch diese mit einer Schieferhaube bedeckt sind.

Bei dem Studium der Kontaktverhältnisse am Payne lässt sich sofort feststellen, dass ein Stoffaustausch in grösserem Massstab nicht stattgefunden hat. Obwohl das granitische Magma eine Mächtigkeit von über 2500 m über seine Umgebung besitzt, ist die obere Kontaktlinie zwischen der aplitischen Randfazies und den Schiefen doch immer scharf und leicht verfolgbar. Die Kontaktmetamorphose muss im wesentlichen eine physikalische gewesen sein, eine chemische Mischung der Gesteine hat nur in sehr beschränktem Masse stattgefunden. Dass aber das granitische Magma die obere Schieferdecke ganz aufgeweicht hat, beweist eine häufig ausgebildete Kontaktbreccia, wo grössere oder kleinere Trümmer des Granites in den hier hornfelsartig veränderten Schiefen liegen. Dass die Bruchstücke häufig eine kräftige Resorption erlitten haben, geht aus ihrer

oft abgerundeten Form hervor. — Petrographisch ist die Schieferformation der Inoceramushorizonte am häufigsten als Kalkthonschiefer entwickelt, wie dies schon von STEINMANN hervorgehoben wurde. In der Nähe des Cerro Payne ist sie jedenfalls schon durch die Regionalmetamorphose phyllitisch geworden, so dass man den Verlauf der Kontaktmetamorphose eigentlich aus letztgenannter Fazies herleiten muss.

Ich hatte besonders an dem oberen Kontakt des Payne Medio Gelegenheit die Kontaktverhältnisse zu studieren und Proben zu sammeln. Die ganze obere Schieferdecke, die vielleicht eine Mächtigkeit von 200 m erreicht, hat eine durchgreifende Kontaktumwandlung erlitten. Die primäre Schichtung ist verschwunden und das Gestein zeigt ein vollkommen homogenes, massives Aussehen. Auch die Farbe hat sich von dunkelgrün in dunkelviolettschwarz verwandelt. U. d. M. erscheint die Struktur vollständig



Fig. 7. *Kontaktbreccia, Payne Medio* (2/3 Nat. Grösse). Oberer Kontakt mit der Schieferdecke. Trümmer des Granits in hornfelsartig veränderten Schiefer.

hornfelsartig. Eine Kristallisationsfolge zwischen den Mineralien ist nicht festzustellen; die mehr oder weniger isometrischen Kristalle greifen alle ineinander ein. Folgende Mineralien wurden in dem Hornfelsschiefer beobachtet: Quarz, Feldspat, Sericit, Biotit, Sillimanit, Cordierit und Erze. Gerade an dem Kontakt kommt Zoisit als wesentlicher Gemengteil hinzu; hier treten auch grosse exogene Kristalle aus stark korrodiertem Quarz auf, die scheinbar aus dem naheliegenden Granit herrühren. — In der schon erwähnten Kontaktbreccia bestehen die Graniteinschlüsse ausschliesslich aus Quarz und Feldspat und entsprechen also der aplitischen Randfazies. Die grösseren Quarzkörner sind feinkörnig granuliert.

Die drei südlichsten Lakkoliten Balmaceda, Donoso und Payne durchsetzen die Kalkthonschieferformation der Inoceramushorizonte. Aber die Eruptivgesteine sind nicht nur jünger als diese, also von postsenonischem Alter, sondern auch jünger als die regionale Faltung derselben. Auf der Westseite des Payne lässt sich schön verfolgen, wie die schon

intensiv gefalteten Kreideschichten durch die Eruptivinjektion aufgewölbt und kontaktmetamorphosiert wurden. Da nun die Gebirgsfaltung bis ins Tertiär fortgedauert hat und die Eruptivgesteine der ostcordillerischen Lakkoliten nie eine Spur von Druckeinwirkung zeigen, muss man ihre Eruptionsepoche ins Tertiär verlegen. Wegen der kräftigen Erosion, die sich geltend gemacht hat, bin ich geneigt anzunehmen, dass die Lakkoliten dem ältesten Tertiär zugehören, jedoch lassen sich hierüber nur Vermutungen aussprechen. Im Zusammenhang mit der Altersfrage dieser Lakkoliten dürfte es von Interesse sein hervorzuheben, dass immer noch Spuren von postvulkanischer Tätigkeit an mehreren Stellen, besonders rings um den Cerro Payne, vorhanden ist. So gibt es auf der Südostecke des Payne einige CO₂-haltige Mineralquellen. Die mehrere Meter mächtigen Kalktuffablagerungen, welche die Ufer des abflusslosen Lago Sarmiento umsäumen, sind möglicherweise auch unter termaler Tätigkeit entstanden.

Skyring Water.

Nachdem ich nun drei der grösseren und petrographisch interessantesten Lakkoliten etwas ausführlicher beschrieben habe, werde ich die übrigen Glieder dieser Eruptivformation nur summarisch erwähnen. Es wäre allerdings noch viel von besonderem petrographischem Interesse hervorzuheben, aber erstens bot sich mir keine Gelegenheit die nördlichen Gegenden eingehender zu studieren und zweitens liegt es nicht im Rahmen dieser Arbeit eine detaillierte, petrographische Beschreibung jedes Fundortes zu liefern. Ich werde mich deshalb bemühen hier, sowie bei der Behandlung der übrigen Gesteinsfamilien, erst eine ausführliche Beschreibung einiger typischer Fundorte zu liefern, um dann die Verbreitung und das geologische Auftreten verwandter Gesteine innerhalb des Gebietes meiner Untersuchungen kurz zu erwähnen.

Die drei bereits beschriebenen Lakkoliten, die Cerros Balmaceda, Donoso und Payne liegen relativ nahe beieinander; die geradlinige Entfernung vom Balmaceda bis zum Payne dürfte ca. 50 km betragen. Auch zu der Cordillera nehmen sie alle eine analoge Stellung ein. Durch ihre beträchtliche Höhe und ihre zerrissenen Konturen heben sie sich scharf von den sanfteren Vorgebirgen der Ostcordillera ab. Südlich vom Balmaceda habe ich ähnliche Gesteine nur als Moränenblöcke im Seno Ventisquero im Skyring Water und vielleicht auf Feuerland gefunden.

Der gewaltige Gletscher des Seno Ventisquero führt überwiegend granitische Gesteine als Moränenblöcke. Petrographisch stehen diese Granite den Paynegraniten sehr nahe. Es sind helle, quarzreiche Biotitgranite, mit einem schön perthitischen Alkalifeldspat und reichlichem Plagioklas der Oligoklasreihe. Mit Ausnahme einiger Erzkörner fehlen akzessorische Mineralien. Die femischen Mineralien bestehen aus einem stark chloritisierten Biotit sowie aus sehr sporadischen Amphibolfetzen. Eine ziemlich abweichende Faziesentwicklung war gelegentlich in Blöcken

der einen Seitenmoräne vorhanden. Das Gestein hat eine Zusammensetzung, die stark an den Tonalit des Donoso erinnert. Quarz und Alkalifeldspat treten zurück, ein basischer, zonar gebauter Plagioklas der Andesinreihe, der oft mit einem dünnen Saum von Orthoklas umgeben ist, bildet neben Biotit und Amphibol die wesentlichen Gemengteile. Der Amphibol fällt durch seine Ausbildung in bis cm-langen Säulchen und durch seinen hohen Idiomorphismus auf. In Querschnitten beobachtet man ausser (110) und (010) oft auch (100). Die Farbe ist bräunlich oder grün mit lebhaftem Pleochroismus. Die zentralen Teile sind gewöhnlich bräunlich, peripherisch herrscht eine mehr grünliche Farbe. Die Auslöschung ist $c : c 16-18^\circ$. — Die Amphibolsäulchen liegen ohne jede Spur von paralleler Anordnung und verleihen dem Gestein ein ganz charakteristisches Aussehen. Ich nehme an, dass eine Gesteinsfazies vorliegt, die mit dem s. g. Nadeltonalit von SALOMON¹ aus der Adamellogruppe zu vergleichen ist. Da ich, wie schon erwähnt, die Granite von Skyring nur als erratische Blöcke oder Moränenschutt kenne, kann ich mich über das geologische Auftreten natürlich nicht näher äussern. Aber infolge des vollständigen Fehlens jeder Druckerscheinung, trotzdem das Gestein in einem stark gefalteten Gebiet auftritt, sowie wegen seiner grossen Übereinstimmung mit den schon beschriebenen Graniten des Cerro Payne, ist anzunehmen, dass unweit des inneren Teiles des Ventisquero-fjordes gegen Westen hin, wieder ein granitischer Lakkolit ansteht, der seinem Alter und geologischen Auftreten nach, dem des Paynetypus äquivalent sein dürfte.

Cerro Svea und Darwin Mountains.

Südlich von Skyring Water habe ich bis hinunter nach Feuerland keine weiteren Repräsentanten dieser Gesteinsgruppe angetroffen. Aber in dem inneren Teil des westlichen Feuerlands treten uns wieder Eruptivgesteine entgegen, die die sedimentären Formationen durchsetzen, und sich auffallend von den Eruptivgesteinen der Westcordillera unterscheiden. — Zwar fehlen uns hier Fossilien, um eine genauere Gliederung der Formationen vorzunehmen und dadurch eine Altersbestimmung der Eruptivgesteine einführen zu können, aber mit aller Warscheinlichkeit haben wir es fortdauernd mit Äquivalenten der Mt. Tarnschiefer zu tun, denen neocomes Alter zugeschrieben wird. Jedenfalls dürfte die sedimentäre Formation, die wir in den Gegenden von Almirantazgo antreffen, mir aller Wahrscheinlichkeit der Kreide angehören.

Wenn man von dem Westende des Fagnanosees dem Rio Betbeder aufwärts folgt, so erblickt man westlich vom Cerro Verde, auf der linken Seite des Hauptflusses, ein gewaltiges, stark vergletschertes Gebirgsmassiv, das wir mit dem Namen Cerro Svea belegten. Schon die äusseren Konturen erinnern lebhaft an die Lakkoliten des Nordens und meine Vermu-

¹ W. SALOMON: Die Adamellogruppe. Abh. d. K. K. Geol. Reichsanstalt Band XXI, Heft. 2, p. 503.

tungen, dass hier wieder ein Repräsentant dieser Gruppe vorhanden sei, bestätigten sich bald. Schon am Fusse des Massivs zeigen die schwarzen, stark gefalteten Schiefer Zeichen einer kräftigen Kontaktmetamorphose und von den Quellen des Rio Betbeder gelangt man bald in die durch Erosion blossgelegten Eruptivgesteine.

In bezug auf ihre mineralogische Zusammensetzung nehmen die Gesteine des Cerro Svea, ebenso wie die der nahe liegenden Darwinkette, eine Sonderstellung ein. Die Gesteine des Cerro Svea sind lichtgraue Granite von mittelkörniger Struktur; charakteristisch ist das starke Zurücktreten der femischen Gemengteile. Auffallend ist das stete Auftreten von



Fig. 8. *Cerro Svea, Feuerland.* Im Vordergrund metamorphosierte Schiefer, im Hintergrund die entblösten Granite des Lakkoliten.

Muscovit in allen Gesteinsvariationen. Ich halte jedoch den Muscovit nicht für primär, sondern für eine durch Druckmetamorphose, möglicherweise unter Einwirkung pneumatolytischer Vorgänge entstandene Mineralneubildung. Im Gegensatz zu den ostcordillerischen Graniten nördlich von der Magellanstrasse zeigen nämlich diese Gesteine eine deutliche Einwirkung der Dynamometamorphose. Die Feldspate sind oft geknickt und gebogen, zeigen eine undulöse Auslöschung und sind häufig am Rand stark zertrümmert. Auch die Quarzkörner zeigen undulöse Auslöschung und teilweise Zertrümmerung neben anomaler Zweiachsigkeit. Mit diesen Erscheinungen tritt auch eine Mineralneubildung ein. Die Feldspate sind serizitisiert, der Biotit ist in Epidot und Chlorit umgewandelt und Sillimanit neben grossblättrigem Muscovit kommt häufig vor.

U. d. M. sind folgende Mineralien beobachtet worden: Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Biotit; für sekundäre Mineralien halte ich Epidot, Sillimanit, Muscovit und Chlorit. Akzessorische Mineralien fehlen vollständig. — Die Granite des Cerro Svea dürfte einen ungewöhnlich hohen Kieselsäuregehalt besitzen. Die femischen Gemengteile beschränken sich auf kleine Fetzen von mehr oder weniger umgewandeltem Biotit. Der Quarz tritt in bis 5 mm grossen Körnern auf, die jedenfalls durch die Einwirkung der Dynamometamorphose in mehrere, optisch verschieden orientierte Individuen zerfallen. Eine sehr starke undulöse Auslöschung macht sich überall geltend. Auch sind die grösseren Quarzindividuen von Trümmerzonen oder Quarzkörneraggregaten durchkreuzt. Flüssigkeitseinschlüsse sind überaus häufig. Von den Feldspaten ist der Alkalifeldspat im Verhältnis zu dem Plagioklas nur in untergeordneter Menge vorhanden. Der Orthoklas ist im allgemeinen verhältnismässig frisch, in pertitischer Zusammenwachsung mit Albit vorhanden. Der Plagioklas ist ein saurer Oligoklas-Albit. Nächst Quarz ist er das häufigste Mineral des Gesteins. Die Einzelindividuen sind, wie schon erwähnt, stark gebogen und am Rand zertrümmert. Eine andere Folge dieser Druckmetamorphose ist die starke Serizitisierung der Feldspate und im Zusammenhang damit das Auftreten von Sillimanit und grossblättrigem Muscovit. Der einzige dunkle Gemengteil, der Biotit, ist oft in langen Schuppen ausgebildet, teilweise entfärbt, teilweise in Chlorit und Epidot verwandelt.

Die Granite der Darwinkette scheinen mit diesen Gesteinen nahe verwandt zu sein. Diese Gebirgskette erstreckt sich in west-östlicher Richtung parallel zum Beaglekanal bis auf etwa 10 km Entfernung von der Küste. Schon vom Cerro Svea oder vielmehr von den Höhen des Quellgebietes des Rio Betbeder bekam ich einen schönen Überblick über die Darwinkette und vermutete schon damals, dass sie hauptsächlich aus Eruptivgesteinen bestände. Die hellfarbigen Granite stechen scharf von der einformig dunkeln Farbe der Schieferregion ab. Ich kam niemals direkt an die Darwin Mountains heran, aber meine Vermutung, dass sich das Gebirge hauptsächlich aus eruptivem Material aufbaut, fand ich dadurch bestätigt, dass die Gletscher, die direkt aus diesen Gebirgsgegenden nach dem Süden fliessen und in den Beaglekanal münden, beinahe ausschliesslich eruptives Material als Moränenschutt führen. Obwohl ich nicht bis an das Gebirge vorgedrungen bin, was wohl wünschenswert gewesen wäre, glaube ich doch mit ziemlich grosser Sicherheit schliessen zu dürfen, dass die Gesteine, die ich jetzt kurz beschreiben werde und die hauptsächlich aus den Moränen des Darwingletschers am Beaglekanal stammen, tatsächlich an dem Bau der Darwinkette in grossem Masstabe teilgenommen haben.

Die Granite sind grösstenteils lichte, grobkristallinische Porphyrg Granite. Die porphyrischen Feldspatkrystalle erreichen eine Länge von ca. 3 cm. In der Grundmasse sind makroskopisch Quarz, Feldspat und auch reichlich Biotit zu erkennen. U. d. M. konnte ich folgende Mineralien beobachten: Quarz, Orthoklasmikropertit, Plagioklas, Biotit, Epidot, Mus-

covit, Granat, Apatit und Erze. — Der Quarz zeigt stark undulöse Auslöschung und ist wie in den Graniten des Cerro Svea teilweise zertrümmert. Einschlüsse fehlen. — Von Feldspaten kommt Orthoklas, meist pertitisch entwickelt, in untergeordneter Menge vor. Die Plagioklase zeigen zonaren Bau mit einer chemischen Zusammensetzung von Oligoklas im Kern bis saurem Oligoklasalbit an der Peripherie. Zwillingsbildung nach den Albit- und Periklingesetzen ist allgemein. Auch die Plagioklase zeigen Spuren einer Druckmetamorphose, doch nur in geringem Masstabe. Sehr zahlreich sind in dem grossen porphyrischen Plagioklas Muscoviteinlagerungen, teils nach (010) teils nach (001). Diese Muscovitblättchen erreichen eine ganz beträchtliche Grösse. — Der Biotit ist teilweise zerrissen und bildet mit Epidot, Muscovit, Alkalifeldspat und Quarz eine Art Grundmasse des Gesteins. Ausserdem sind Granat, Apatit und Zirkon

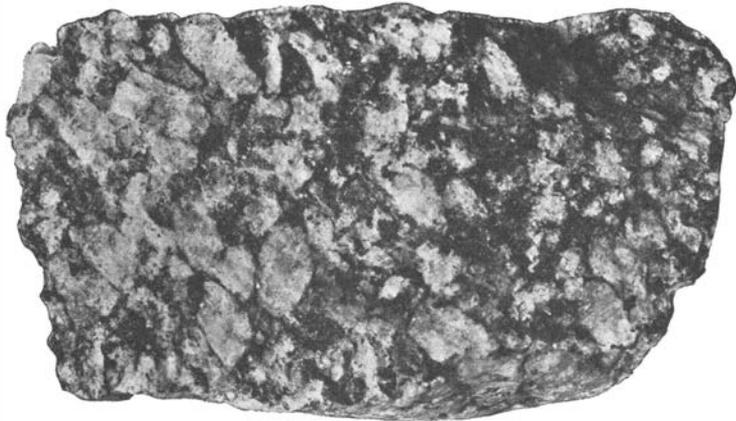


Fig. 9. *Porphyrygranit, Darwin Mountains*. Nat. Grösse.

zu erwähnen; vereinzelte Erzkörner kommen auch vor. Wie schon aus dieser kurzen Beschreibung hervorgeht, zeigt dieser Granittypus einen von den früheren abweichenden Habitus. Trotz des petrographischen Interesses, das diese Gesteine zweifellos darbieten, werde ich mich hier weder auf eine nähere petrographische Beschreibung, noch in theoretische Erörterungen einlassen, weil ich, wie schon erwähnt, die Gesteine nicht anstehend gefunden habe. Ich habe nur das Vorhandensein dieses abweichenden Granittypus auf Feuerland erwähnen wollen, um die Aufmerksamkeit darauf zu lenken. Ob diese Granite, die zweifellos als grosse lakkolitische Massive vorkommen, mit den schon beschriebenen Lakkoliten Südpatagoniens äquivalent sind, muss vorläufig noch dahingestellt bleiben. Wenn dies der Fall wäre, so würde man infolge der Tatsache, dass diese Gesteine eine ziemlich starke Dynamometamorphose erlitten haben, entweder der Gebirgsfaltung der feuerländischen Cordillera ein etwas jüngerer Alter zuschreiben müssen, oder man müsste annehmen, dass die Sedimentformation einen älteren Horizont darstelle und dass die

injizierten Granite auch einer älteren Epoche angehören. Noch ein Umstand, der hier in Rechnung gezogen werden muss, ist, dass diese Vorkommnisse nicht am Rande der Cordillera liegen, wie dies weiter nördlich der Fall ist. Insbesondere die Darwinkette liegt mitten in dem Faltungsgebirge Feuerlands, und man kann annehmen, dass die regionale Faltung der Gebirgskette in den zentralen Teilen länger angehalten habe, als längs des Ostabhanges.

Lago Argentino und Lago Belgrano.

Schon HAUTHAL erwähnt das Vorkommen granitischer Gesteine an verschiedenen Stellen nördlich des Paynegebietes, und auf seiner geologischen Skizze des Gebietes zwischen Lago Argentino und Ultima Esperanza, finden wir das ganze Westufer des Südarms des Lago Argentino als »Granit oder Porphyr« eingezeichnet. Da diese beiden Gesteine weder in ihrem geologischen Auftreten, noch in ihrer petrographischen Zusammensetzung etwas miteinander gemein haben, ist es irreführend, zu ihrer Bezeichnung die gleiche oder eine ähnliche Farbe zu benutzen. In der Tat stehen am Westufer des Südarms des Lago Argentino quarzporphyrische Gesteine an. Dagegen kann man fast mit Sicherheit annehmen, dass das hohe Gebirge etwas weiter westlich aus lakkolitischen Massen granitoider Gesteine aufgebaut ist. Der Bau dieser Gebirgzzinnen, der steile Abfall der lichten Gesteine, die sich von den dunkeln Schieferhöhen scharf abheben, ist derart charakteristisch, dass ich dieses Gebirge auf der Uebersichtskarte als einen der Lakkoliten des Paynetypus eingetragen habe. An dem Nordarm des Lago Argentino besteht die ganze Moränenbedeckung nahezu ausschliesslich aus einem lichten, meistens porphyrischen Granit, und der Moränenschutt des gewaltigen Upsalagletschers führt ausschliesslich ähnliche Blöcke, die von einem hohen Gebirgsmassiv, dem Cerro Agassiz, der nordwestlich von dem inneren Teil des Fjordes liegt, herrühren. Hier habe ich also die eruptiven Gesteine nicht anstehend angetroffen. Auch scheinen die lakkolitischen Intrusionen auf diesem Breitengrad etwas weiter westlich und innerhalb des Gebietes der Hochcordillera zu liegen.

Das Hauptgestein des Granitmassivs des Nordarmes ist nach der prozentischen Verteilung der Moränenblöcke ein mittelkörniger Biotitgranit, der jedoch wegen des Überwiegens des Plagioklases über den Orthoklas schon an Quarzdiorit grenzt. Es sind mittelkörnige Gesteine von grauweißer Farbe. U. d. M. sind folgende Mineralien beobachtet worden: Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Amphibol, Biotit, Diopsid; als akzessorische Gemengteile: Titanit, Zirkon, Apatit und Magnetit. Die Plagioklase zeigen eine Zwillingbildung nach den Albit-, Periklin- und Karlsbadergesetzen, sowie einen ausgesprochen zonaren Bau. Die chemische Zusammensetzung schwankt zwischen Oligoklas und basischem Andesin. Teilweise, besonders in den mehr porphyrisch entwickelten Individuen, ist eine ziemlich

starke Zersetzung eingetreten. — Der Orthoklas ist gegen die Plagioklase vollkommen allotriomorph und, wie erwähnt, in etwas untergeordneter Menge vorhanden. Der Alkalifeldspat ist vollkommen frisch, es kommen weder Zwillingsbildungen, noch pertitische Zusammenwachsungen vor. Der Quarz ist als letzte Füllmasse auskrystallisiert. Wie in dem Quarz aller diesen jugendlichen, ostcordillerischen Graniten sind Flüssigkeitseinschlüsse besonders häufig. In den Graniten vom Lago Argentino erreichen diese Einschlüsse eine beträchtliche Grösse. Gaslibellen sind allgemein vorhanden. — Die dunkeln Gemengteile des Granites bestehen aus Biotit, einer gemeinen grünen Hornblende mit $c : c$ ca. 12° und, ganz untergeordnet, aus einem lichtgrünen Diopsid, der jedoch meist in uralitischen Amphibol umgewandelt und von gemeiner Hornblende umwachsen ist. Akzessorisch kommt Titanit in grossen Individuen, ausserdem reichlich Apatit, und nebenbei Zirkon und Magnetit vor.

Von diesem Haupttypus abweichende Fazies sind in den Moränen sehr allgemein. Am häufigsten ist eine porphygranitische Ausbildung desselben, die ich wegen ihrer petrographischen Eigenartigkeit kurz erwähnen möchte, obwohl ich das Gestein nicht anstehend kenne und mich deshalb über sein geologisches Auftreten nicht äussern kann. Der Mineralbestand des Gesteins ist dieselbe, wie derjenige des Normalgranits, wenn auch durch ein noch weiteres Zurücktreten des Orthoklases diese Fazies in die Reihe der Quarzdiorite gehört. Auch nimmt der zonare Bau der Plagioklase zu, wobei die chemische Zusammensetzung im Kern der Einzelindividuen bis zum Labradorit heruntersinkt. Die porphyrischen Krystalle, die eine Grösse von $1-1\frac{1}{2}$ cm erreichen, bestehen durchaus aus Plagioklas. In diesem Porphygranit sind dunkle, basische Einschlüsse ausserordentlich häufig. In einem einzigen Block von etwa 2 Quadratmeter Grösse, konnte ich 50 bis 60 solche Einschlüsse zählen. Ihre Umgrenzung ist bald eckig, bald mehr oder weniger abgerundet. Wegen ihrer grösseren Resistenz gegen die Verwitterung bilden diese Einschlüsse oft kugelartige Erhöhungen und verleihen dem Gestein dadurch ein ganz eigenartiges Aussehen. In ihrer mineralogischen Zusammensetzung unterscheiden sich diese dunkeln Einschlüsse von dem normalen Porphygranit durch die Anhäufung der dunkeln Gemengteile. Die Hornblende ist hier streng idiomorph ausgebildet, oft mit sehr zahlreichen Einschlüssen von Biotitfetzen. Die Plagioklase haben eine zonare Struktur und sind häufig von einem Saum von Orthoklas umgeben. Der Orthoklas kommt auch in grösseren Individuen vor, die dann von kleinen, zonar gebauten und nach den Karlsbadergesetzen verzwilligten Plagioklasmikroliten vollkommen durchsetzt sind, so dass man zuletzt nur an der einheitlichen Orientierung des Orthoklases erkennen kann, dass es sich um einen grösseren Krystall handelt. Ausserdem kommen in diesen basischen Einschlüssen grosse, porphyrische Quarz- und Plagioklaskörner vor, die mit den porphyrischen Krystallen des Nebengesteins vollkommen übereinstimmen. Ich bin geneigt, diese Krystalle für exogene Erscheinungen

zu halten, die aus dem Porphygranit in die mitgerissenen und eingeschmolzenen Bruchstücke eines basischeren Gesteins hineingewandert sind. Dass diese Einschlüsse tatsächlich Bruchstücke sind und nicht als basische Ausscheidungen betrachtet werden können, zeigt ihre oft eckige Umgrenzung. Dass die Bruchstücke eine intensive Umschmelzung erlitten haben, zeigt uns andererseits die oft schlierenartige bis rundliche Form mancher Einschlüsse. Wie leicht sich eine Einwanderung von exogenem Material in solche, wieder in magmatischen Zustand gebrachte Einschlüsse eines älteren Gesteins vollziehen kann, geht aus der Häufigkeit derartiger Bildungen hervor. Die Tatsache, dass die Bruchstücke in ihrem Mineralbestand dem Hauptgestein sehr nahe entsprechen, obwohl die Mineral-



Fig. 10. *Quarz-Hyperstendiorit, Lago Argentino, Brazo Norte*. Geröll am Upsalagletscher (Wahrscheinlich von dem Cerro Agassiz herrührend) Vergr. 12 X.
Mineralbestand der Mikrophotographie: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Diopsid, Hypersten (grosser Krystall in d. Mitte des Dünnschliffes) und Magnetit.

verteilung eine andere ist, scheint auf eine nahe genetische Verwandtschaft zu deuten.¹

Eine andere Variation des Lago Argentino-Granites bietet auch manches von petrographischem Interesse. Es handelt sich wahrscheinlich um ein basisches Differenziationsprodukt des Granitmagmas, von dem ich zahlreiche Blöcke in der rechten Seitenmoräne des Upsalagletschers gefunden habe. Dieses Gestein stellt ein bedeutend basischeres Glied der früher erwähnten Gesteine vor. Im Kern der zonar gebauten Plagioklase sinkt die chemische Zusammensetzung bis zum basischen Labradorit herab.

¹ Nach dem von SALOMON vorgeschlagenen Nomenklatur würde ich also ohne Bedenken diese Gebilde als *allochthone Lazerationsphäroide* bezeichnen.

Vergl. Abh. d. K. K. Geol. Reichsanstalt Band XXI: 2 p. 509.

Quarz und Orthoklas kommen etwas spärlicher vor. Als neue, wesentliche Gemengteile treten Pyroxene, in Form eines blassgrünen Diopsids und eines pleochroitischen, rhombischen Pyroxens auf, dessen optische Orientierung derjenigen des Hyperstens entspricht. Der Hypersten ist allgemein mit den monoklinen Pyroxenen derart zusammengewachsen, dass der Hypersten den Kern bildet, der von einem breiteren oder schmälern Rand von Diopsid umgeben ist. Beide Pyroxene sind meistens von einem grünen Amphibol umwachsen. Auch Biotit kommt reichlich in paralleler Verwachsung mit den Pyroxenen vor. Diese Fazies unterscheidet sich schon makroskopisch von dem vorher beschriebenen Normalgestein durch ein feineres Korn und eine dunklere, etwas bläuliche Farbe. Die Struktur ist mittelkörnig hypidiomorph. Das Gestein ist als ein Quarz-Hyperstendiorit zu bezeichnen. Es sind gewisse Analogien mit dem Bronzit-Orthoklasgabbro vom Cerro Payne vorhanden, der aber eine bedeutend basischere Fazies darstellt.

Nördlich vom Lago Argentino lassen sich noch immer gewaltige Lakkoliten erkennen; so z. B. westlich vom Lago Viedma (Cerro Fitz Roy u. a.), ebenso auch beim Lago Azara. Die ersteren habe ich nur aus der Ferne gesehen, doch waren sie trotzdem durch ihre überaus charakteristische Form und helle Farbe mit ziemlicher Sicherheit zu erkennen. Das ganze Gebiet ist übrigens sehr stark vergletschert, so dass sich mehrere Lakkoliten als gewaltige Nunatakken aus den Eisfeldern erheben. — Bei einer Bootfahrt über die kleinen alpinen Seen Lago Belgrano und Lago Azara, hatte ich wieder Gelegenheit die granitischen Lakkolitgesteine anstehend zu studieren. Die auf der argentinischen Karte als Cerro Arido und Cerro Aspero benannten Höhen sind teilweise entblösste Lakkoliten; auf dem Cerro Aspero liegt noch eine stark kontaktmetamorphosierte Schieferhülle. In der Ferne kann man in den gewaltigen, hellrötlichen Abhängen des Cerro San Lorenzo, der eine Höhe von 3660 Metern erreicht, wieder ein Glied der ostcordillerischen Lakkoliten erkennen. Der obere Teil des grossartigen Gebirgsmassives ist vollkommen vergletschert. Durch seine etwas freistehende Lage und seine eigentümlichen Konturen, fällt dieser grösste der Lakkoliten besonders auf.

Die Gesteine des Lago Azara sind etwas miarolitische, an femischen Mineralien durchaus arme Biotitgranite. Die Hauptgemengteile sind Orthoklasmikroperit und Quarz; letzterer besitzt grosse Neigung zu idiomorpher Ausbildung. Oft kann man schon makroskopisch gut ausgebildete Quarzdihexaëder erkennen. Die Plagioklase treten nur in untergeordneten Mengen auf und gehören in die Reihe der sauren Oligoklasalbite. Als einziger wesentlicher, dunkler Gemengteil tritt Biotit auf, jedoch nur sehr sporadisch. Akzessorisch kommt Orthit in relativ grossen, oft verzwilligten Individuen, neben spärlich Apatit und Erzen vor.

Mit dem Cerro San Lorenzo schliesst, so weit unsere Kenntnisse reichen, die Reihe der ostcordillerischen Lakkoliten gegen Norden hin ab. Erst auf der Höhe des Rio Aysen treffen wir abermals auf jugendliche Granite;

jedoch ist ihr geologisches Auftreten, sowie auch teilweise ihre petrographische Zusammensetzung eine so verschiedene, dass ich diese Eruptivmassen nicht unter der Rubrik der ostcordillerischen Lakkoliten behandeln kann, sondern dieselben eher als selbständige Gruppe aufführen werde. Ehe ich aber zu der Beschreibung dieser ausgedehnten, granitischen Massive nördlich des Lago Belgrano übergehe, werde ich mich mit einer Gesteinsfamilie beschäftigen, die wahrscheinlich mit den schon beschriebenen Graniten in nahem Zusammenhang steht und ihrer geographischen Verbreitung nach mit denselben verbunden ist.

II. Die Alkaligesteine der subandinischen Region.

Das Essexitgebiet von Rio Carbon.

In der Einleitung habe ich eine Gesteinsgruppe kurz als die Essexite der Übergangsregion zwischen Pampas und Ostcordillera bezeichnet und überall, wo ich Repräsentanten dieser Gruppe gefunden habe, waren sie an dieser Zone gebunden. Sie treten als kleine Kuppen oder Massive, oder auch als intrusive Decken in den Schiefen oder Sandsteinen der Kreideformation auf. Im allgemeinen sind die Gesteine petrographisch durch ihren, im Verhältnis zu dem hohen Aluminium- und Alkaligehalt niedrigen Kalk- und Magnesiumgehalt charakterisiert.

In typischer Ausbildung treten uns diese Gesteine in den Flusstälern des Rio Mayer und Rio Pinto, nördlich vom Lago San Martin entgegen; gerade an der Vereinigung der beiden Flüsse findet sich ein kleines Massiv, und wenn man dem Rio Pinto aufwärts folgt, stösst man wieder auf mehrere intrusive Einlagerungen desselben Gesteins. Auf den Höhen der rechten (östlichen) Seite des Rio Carbons, gleich oberhalb seiner Mündung in den Rio Mayer, findet sich eine ca. 40 m mächtige eruptive Decke, die aber als ein intrusiver Lagergang gedeutet werden muss. Die ehemals über denselben lagernden Sedimente sind später wegerodiert worden, so dass dieser Lagergang nun als eine schützende Decke auftritt.

Das Gestein an dieser Stelle entspricht ungefähr dem am meisten verbreiteten Typus der hier auftretenden bunten Gesteinsreihe, weshalb ich auch die nähere petrographische Beschreibung mit diesem beginne.

Dieser Essexit ist grobkörnig entwickelt; bis 3 cm lange, samtschwarze Amphibole durchsetzen das Gestein in allen Richtungen. Die dunkeln und hellen Gemengteile halten einander etwa das Gleichgewicht. Die mitgeführten Proben sind etwas zersetzt und haben eine weissliche Verwitterungsrinde. U. d. M. sind folgende Mineralien beobachtet worden: Orthoklas, Plagioklas, Amphibol, Pyroxen, Analcim, Prehnit, Chlorit, Magnetit, Ilmenit und Apatit.

Auffallend ist der hohe Gehalt an Orthoklas, bei dem verhältnismässig basischen Charakter des Gesteins. Im Verhältnis zu den Plagioklasen ist dieser Feldspat beinahe überwiegend, wodurch das Gestein der Monzo-

nitreihe nahe kommt. Der *Orthoklas* kommt als letzter Krystallisationsgemengeteil vor und bildet einen Saum um die Plagioklase, oder füllt er



Fig. 11. *Essexit, grobkörnig. Rio Carbon.* Nat. Grösse. Die hellen Bestandteile bestehen aus *Orthoklas* und *Labradorit*, die dunklen aus *Amphibol* und *Pyroxen*.

die Zwischenräume zwischen denselben aus. Der *Plagioklas* ist durchwegs ein basischer *Labradorit*, der teils eine breite *Zwillingslamellierung* zeigt,

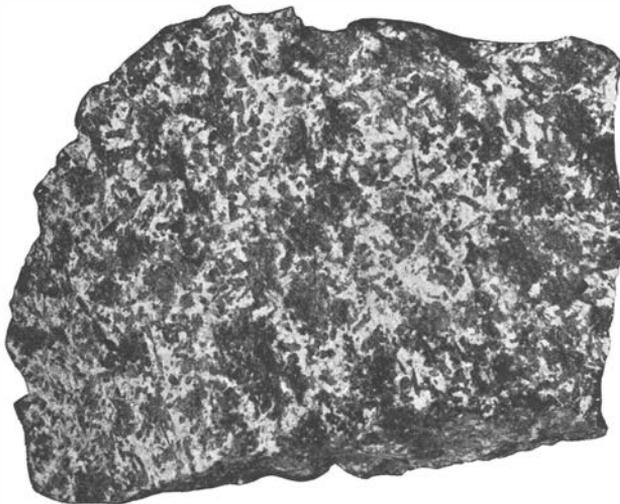


Fig. 12. *Essexit, mittelkörnig. Rio Carbon.* Nat. Grösse. Intrusiver Lagergang.

teils auch ohne *Verzwilligung* in breiten *Tafeln* entwickelt ist. Beide *Feldspate* sind teilweise ziemlich *zersetzt*; gewöhnlich von einer *weissen*

amorphen Substanz ganz getrübt. — Von den dunkeln Gemengteilen treten Amphibole und Pyroxene in annähernd gleichen Mengen auf. Die *Pyroxene* sind von besonderem Interesse. Die streng idiomorphen, kurzen, dickprismatischen Säulen zeigen meist einen Kern von rötlichvioletter Titanaugit, mit starker Dispersion der Achse B auf (001) und mit schwachem Pleochroismus. Eine ausserordentlich schöne Sanduhrstruktur ist oft ausgebildet. Gegen die Peripherie zu nimmt die violette Farbe ab und der äussere Rand besteht aus blassgrünem Diopsid, der häufig durch Aufnahme von mehr oder weniger Aegirinmolekülen gegen aussen in einen schmalen Saum von Aegirinaugit übergeht. Der zonare Bau ist so kräftig, dass er sogar makroskopisch im Dünnschliff leicht verfolgbare ist. Die *barke-*



Fig. 13. *Grobkörniger Essexit* (N:o 11). Vergr. 12 X.
Mineralbestand der Mikrophotographie: Orthoklas (trüb gräulich) Plagioklas,
Amphibol (a) Pyroxen (p) Apatit, Magnetit.

vikitischen Amphibole sind zum Teil ganz idiomorph ausgebildet. Im auffallenden Licht sind sie glänzend schwarz, im durchfallenden tief rotbraun, mit lebhaftem Pleochroismus, α = tief rotbraun, β = rötlichbraun γ = hellbräunlichgelb, und auf (010) eine Auslöschungsschiefe von 13—14°. Eine orientierte Verwachsung zwischen Pyroxen und Amphibol ist sehr allgemein. Teils liegen im Pyroxen zahllose Fetzen von Barkevikit, die unter einander parallel orientiert sind, teils sind einzelne Pyroxenkrystalle von Amphibol umhüllt, wobei die Prismenachse beider Individuen zusammenfällt. *Biotit* tritt in dieser Fazies nur sporadisch auf. *Analcim* und *Prehnit* kommen spärlich vor, wahrscheinlich als Zersetzungsprodukte der Feldspate. In den später zu erwähnenden Typen ist der Gehalt an diesen Mineralien ein weitaus grösserer; ich werde daher die Frage ihrer Entste-

hung bei der Beschreibung derselben kurz berühren. — Als akzessorische Gemengteile kommen reichlich *Ilmenit* und *Apatit* vor. Nach diesen Mineralien sind die Pyroxene auskristallisiert. Die Amphibole gehören dagegen einer etwas späteren Periode an und ihre Auskristallisation fällt teilweise mit derjenigen der Plagioklase zusammen.

Aus der bunten Gesteinsreihe, die zusammen mit diesem Essexit vorkommt, werde ich zuerst eine basischere Fazies erwähnen, die sich als kleine Kuppe an der Mündung des Rio Pinto in den Rio Mayer vorfindet. Das Gestein ist bedeutend basischer als die schon beschriebenen Gesteine und geht in eine beinahe pyroxenitische Fazies über. Makroskopisch ist es ein dunkles, mittelkörniges, holokristallinisches Gestein.



Fig. 14. *Essexitgabbro, Zusammenfluss von Rio Pinto und Rio Mayer.* Vergr. 14 ×.
Mineralbestand der Mikrophotographie: Orthoklas, Plagioklas, Pyroxen, Analcim
(die farblosen Partien), Chlorit, Prehnit und Magnetit.

Der Mineralbestand ist in der Hauptsache dieselbe wie die des schon beschriebenen Gesteins, nur kommen Analcim und Prehnit viel reichlicher vor und auch Biotit ist als wesentlicher Gemengteil vorhanden. Die Struktur ist streng hypidiomorph; zwischen Feldspat und Pyroxen oft beinahe ophitisch. Die Plagioklase sind zu sehr zersetzt, um eine genaue Bestimmung zu gestatten; wahrscheinlich sind es auch hier basische Labradorite. Orthoklas ist ebenfalls vorhanden, jedoch nur in sehr untergeordneten Mengen. Unter den dunkeln Gemengteilen sind die Pyroxene durchwegs vorherrschend. Es sind dieselben Titanaugite wie schon beschrieben, auch hier stellenweise mit einem grasgrünen Saum von Aegirinaugit, bzw. reinem Aegirin umgeben. Häufig kommen parallele Verwachsungen mit einem barkevikitischen Amphibol und mit Biotit vor. Der Biotit ist von tiefrotbrauner Farbe, mit kräftigem Pleochroismus und einer erkennbaren

schiefen Auslöschung von $3-5^\circ$, wie sie häufig in den Alkaligesteinen zu finden ist. Der Analcim kommt hier in grösseren Mengen vor und füllt meistens die eckigen Zwischenräume zwischen den Plagioklasleisten aus. Die schwache Lichtbrechung, die kubische Spaltbarkeit, sowie die charakteristische, optisch anomale Feldverteilung zwischen gekreuzten Nicols lassen eine sichere Bestimmung zu. Das Auftreten in den von den Plagioklasleisten eckig umgrenzten Zwischenräumen und die oft starke Zersetzung der umgebenden Feldspate macht es in diesem Fall schwer zu entscheiden, ob der Analcim aus den Feldspaten oder möglicherweise aus Nephelin hervorgegangen ist.

Neben Analcim ist als sekundäres Mineral Prehnit zum Teil in grossen,

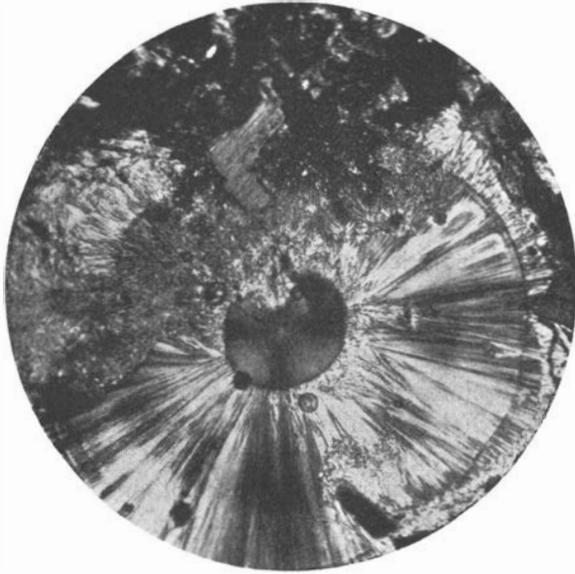


Fig. 15. *Prehnitsonne aus dem Essexitgabbro* (N:o 14) Vergr. 42 \times . Nic. gekreuzt. Innerer Teil dicht, mit schwacher Doppelbrechung; äusserlich grobfaserig, stark doppelbrechend. Der Sphärolit zeigt im parallelen Licht ein deutliches Interferenzkreuz mit positiven Charakter.

radialstrahligen Sonnen reichlich vorhanden. Der innere Teil der Sphärolite ist von gelbbrauner Farbe und schwacher Doppelbrechung; gegen aussen wird der Sphärolit bei grobfaseriger Struktur farblos und stärker doppelbrechend. Es scheint, als ob der Prehnit als ein charakteristisches sekundäres Mineral etwas zersetzter, basischer Essexite und Essexitgabbros aufzufassen sei. LACROIX¹ erwähnt das Vorkommen von Prehnit in dem »Gabbro essexitique« von Nosy Komba und ERDMANNSDÖRFFER² betont in seiner Beschreibung der silurischen, analcimführenden Essexit-

¹ A. LACROIX: Les roches alcalines caracterisant la province pétrographique d'Am-pasindava. Nouvelles Archives du Museum IV. Paris 1902, p. 9.

² Die silurischen Diabase des Bruchberg-Ackerzuges. Jahrbuch d. Königl. Preuss. Geol. Landesanstalt 1908, p. 11.

diabase des Bruchberg-Ackerzuges, dass der bei der Verdrängung des Plagioklases durch den Analcim frei werdende Kalk sich im Gestein teils als *Kalkspat*, teils als *Prehnit* wieder absetzt. In dem hier beschriebenen Essexit scheint der Prehnit in vollkommen analoger Weise wie der Analcim, die Zwischenräume zwischen den Plagioklasleisten ausfüllend, aufzutreten. Dabei ist der Prehnit teils feinblättrig entwickelt, teils tritt er, wie erwähnt, in schönen, radialstrahligen Sonnen auf. Als akzessorische Gemengteile sind Apatit und Ilmenit mit Leukoxen reichlich vorhanden.

In mancher Hinsicht stehen diese Gesteine den s. g. Tescheniten der schlesisch-mährischen Kreideformation sehr nahe. Wir finden dasselbe geologische Auftreten als intrusive Lagergänge, teilweise dieselbe hypidiomorph-körnige Struktur mit der häufigen, charakteristischen Parallelverwachsung der dunkeln Gemengteile und schliesslich in der Hauptsache dieselbe mineralogische Zusammensetzung von Titanaugit, barvekitischen Amphibolen, Biotit und reichlichem Analcim als charakteristische Mineralien. Bei den Tescheniten ist der Ursprung des Analcims verschieden gedeutet worden; ROSENBUSCH meint, dass der Analcim sekundär aus Nephelin hervorgegangen sei. In dem vorliegenden Fall ist es wegen der starken Zersetzung des Gesteins nicht möglich zu entscheiden, aus welchem Mineral der Analcim herrührt. Ein primärer Nephelingeht wäre in der Mineralkombination des Gesteins wohl annehmbar; andererseits scheint die starke Zersetzung der Feldspate, sowie das analoge Auftreten des Analcims und des Prehnits als Neubildungen dafür zu sprechen, dass diese Mineralien aus den Feldspaten hervorgegangen sind. Die Umwandlung der Feldspate scheint übrigens in diesem Gestein nicht die normale zu sein. Durch Abfuhr von Calcium und Alkalien scheint eine vollkommen amorphe, weisse thonige Substanz zurückgeblieben zu sein, die sowohl den Orthoklas als auch den Plagioklas gleichmässig trübt. Es liegt dann nahe anzunehmen, dass das Calcium zur Bildung von Prehnit, das Natrium zur Bildung von Analcim verwendet worden ist. Die Tatsache, dass ich in den patagonischen Vertretern der essexitischen Gesteinsfamilie nie primären Nephelin gefunden habe, macht mich auch geneigt, den Ursprung des Analcims in den Feldspaten zu suchen.

Die Analyse des zuletzt beschriebenen analcimreichen Essexit wird unter I in der nachstehenden Tabelle angeführt:

	I	I a	I b	II	III	IV	V
SiO ₂	45,18	74,80	49,30	45,40	43,65	43,94	41,50
Al ₂ O ₃	14,69	14,37	9,47	18,60	11,48	16,17	12,31
Fe ₂ O ₃	1,94	1,21	—	0,77	6,32	3,96	5,20
FeO	8,91	12,40	9,77	6,70	8,00	10,06	8,46
MgO	8,98	22,25	14,67	7,40	7,92	5,05	11,29
CaO	9,36	16,67	10,99	13,20	14,00	9,59	14,05
Na ₂ O	3,14	5,06	3,33	2,31	2,28	2,93	2,06
K ₂ O	0,94	1,00	0,66	1,25	1,51	1,51	0,48

	I	I a	I b	II	III	IV	V
H ₂ O	3,80	—	—	1,00	1,00	1,42	0,50
TiO ₂	2,00	2,50	1,64	2,82	4,00	4,13	4,78
P ₂ O ₅	0,35	0,25	—	—	Spur	0,69	0,06
S	0,20	0,62	—	—	—	—	—
MnO	0,16	0,22	0,15	—	Spur	Spur	—
BaO	0,05	0,03	0,02	—	—	—	—
CO ₂	0,32	—	—	—	—	—	—
	100,02	151,38		99,50	100,16	99,67	100,69

I. Essexitgabbro, Mündung des Rio Pinto in dem Rio Mayer. R. MAUZELIUS anal.

II. Gabbro essexitique, Nosy Komba, Madagascar, M. PISANI anal. A. LACROIX: Les roches alcalines caractérisant la province pétrographique d'Ampasindava. Nouvelles Archives du Museum IV. Paris 1902 p. 13.

III. Essexit (pyroxenitisch), Brandberget, Gran, Norwegen. W. C. Brögger: The basic eruptiv rocks of Gran. Quart. Journal Geol. Soc. 1894, p. 19.

IV. Essexit, Locke Hill, Belknap Mts. New Hampshire. H. S. WASHINGTON anal. — PIRSSON and WASHINGTON: Geology of New Hampshire, Am. Journal of Science Ser. 4, Vol. 22 (1906), p. 495.

V. Gabbro essexitique, Vallée de Papenoo, Tahiti. M. PISANI anal. A. LACROIX: Les Roches alcalines de Tahiti. Bull. Soc. Geol. de France Serie 4. Vol. X (1910), p. 104.

Die OSANN'schen Konstanten geben.

	S.	A.	C.	F.	a.	c.	f.	n.
I	50,94	3,99	5,48	30,12	2,00	2,75	15,25	8,5
II	50,81	3,32	8,43	25,75	1,75	4,50	13,75	7,4
III	49,09	3,35	3,79	36,63	1,50	1,75	16,75	7,0
IV	52,43	4,25	6,40	26,28	2,25	3,50	14,25	7,5
V	46,20	2,36	5,09	39,00	1,00	2,25	16,75	8,7

Die nahe Verwandtschaft der in dieser Tabelle angeführten Gesteine geht aus einem Vergleich der Analysen hervor. Alle fünf stellen eine basische Faziesentwicklung des Essexitmagma dar. Hiedurch erklärt sich auch der für die Essexite ungewöhnlich hohe Magnesiumgehalt. Schon ROSENBUSCH hebt in der letzten Auflage seiner »Elemente der Gesteinskunde« (1910) hervor, dass nur »bei stark sinkenden Alkalien, also bei Annäherung an pyroxenitische Grenzformen« der Mg-gehalt der Essexite über 3—4 % hinausgeht und etwa 8 % erreicht. Für diesen Gesteinstypus hat LACROIX den Namen Gabbro essexitique vorgeschlagen.¹ Es scheint mir die chemische und mineralogische Zusammensetzung dieser basischen Essexite derart konstant zu sein, dass wir wohl berechtigt sind,

¹ A. Lacroix: Les roches alcalines de Tahiti. Bull. Soc. Geol. de France, Ser. 4. Band X (1910), p. 103.

ihnen eine mehr selbständige Stellung anzuweisen. Ich benütze die von LACROIX vorgeschlagene Nomenklatur und fasse die Gesteine unter dem Namen *Essexitgabbro* zusammen. Diese Gruppe würde sich von den normalen *Essexiten* durch einen beträchtlich höheren Magnesiumgehalt (5—8 %) unterscheiden. Ein charakteristisches Moment ist auch der hohe Titangehalt.

Wenn man dem Rio Pinto aufwärts folgt, trifft man mehrere Gänge und Lagerstöcke *essexitischer* Gesteine von einem feinkörnigen und strukturell abweichenden Habitus. Diese durchsetzen die hier schon stark gefalteten *Mayer River Beds* von HATCHER, die, wie schon in der Einleitung erwähnt, zum oberen Jura gerechnet und von HALLE mit den untersten fossilienführenden Ablagerungen der *San Martin-Meseta* parallelisiert werden. Das Gestein ist von grauschwarzer Farbe mit rostbrauner Verwitterungsrinde. Die Struktur ist hypidiomorph, stellenweise ophitisch. Die wesent-



Fig. 16. *Quarz-Essexitdiabas Rio Pinto*, Geröll. $\frac{2}{3}$ nat. Grösse. Die dunklen Flecken sind hauptsächlich Ilmenit tafeln (oft mit sechsseitigem Umriss.)

lichen Mineralien sind Plagioklas und Pyroxen neben spärlichem Orthoklas und Olivin. Akzessorisch sind Magnetit und Ilmenit reichlich nebst Apatit vorhanden. Der Plagioklas tritt hier leistenförmig auf, im Gegensatz zu dem gedrungenen, kurzprismatischen oder tafelförmigen Habitus des triklinen Feldspates der schon beschriebenen Typen. Die optische Orientierung entspricht einem basischen Andesin. Orthoklas ist spärlich vorhanden. Die Pyroxene sind dieselben violett gefärbten, stark pleochroitischen Titanaugite, die wir bereits aus den übrigen Typen dieser Gegend kennen. Es fehlt dagegen die Sanduhrstruktur oder der zonare Bau. Die rundlichen Olivinkörner sind stark zersetzt. Die nahezu ophitische Struktur des Gesteines dürfte mit dem gangartigen Auftreten im Zusammenhang stehen.

Zwei ganz abweichende Gesteinstypen kommen als Blöcke oder Gerölle in dem Rio Pinto vor. Die Gesteine dürften von einem Lager-

gang herrühren, der auf einem etwas höheren Horizont liegt. Durch das Hinzutreten von Quarz unterscheiden sie sich von den bisher beschriebenen Essexiten. Die Struktur erinnert stark an diejenige der Quarzdiabase. Die Plagioklase sind hier saurer und schwanken zwischen saurem und basischem Andesin. Orthoklas kommt reichlich, meist in granophyrischer Verwachsung mit Quarz, vor. Die Plagioklasleisten sind durchwegs mit einem zierlichen Saum von derartigem Granophyr umgeben. Auffallend ist, dass die Zwillingslamellierung der Plagioklase, die in bis cm-grossen Leisten auftreten, häufig fehlt. Die primären dunkeln Gemengteile bestehen aus Pyroxen, Amphibol und Olivin. Der Pyroxen ist ein Magnesiumdiopsid mit normalsymmetrischer Achsenebene $b = a$, $c : c = 45^\circ$. Zwillingsbildung

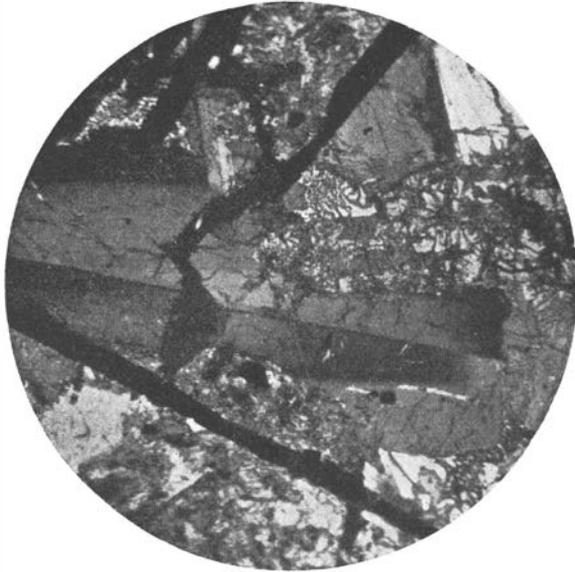


Fig. 17. *Quarz-Essexitdiabas Rio Pinto* (N:o 16). Vergr. 45 \times . Nic. gekreuzt. Mineralbestand der Mikrophotographie: Plagioklas, Orthoklas, Quarz (die beiden letzteren oft in granophyrischer Verwachsung) Magnesiumdiopsid (rechts, stark zersetzt) und Ilmenit (die schwarzen Streifen).

nach (100) ist sehr verbreitet, nach (001) spärlicher vorhanden. Die Magnesiumdiopside sind idiomorph, in länglichen Prismen ausgebildet und stark in Chlorit, Serpentin und Calcit umgewandelt. Ein stark zersetzter, in Serpentin und ein gelbes Mineral (Iddingsit) umgewandelter Olivin kommt in grossen runden Körnern vor. Der Amphibol tritt nur in sehr untergeordneter Menge auf. Ilmenit ist in hübschen, sechsseitigen Tafeln ausserordentlich reichlich vorhanden. In der anderen Fazies, die ich ebenfalls nur als Blöcke im Flussbett kenne, häufen sich die Ilmenittafeln so an, dass sie einen wesentlichen Gemengteil des Gesteins bilden. Wegen des Zurücktretens der übrigen dunkeln Gemengteile nehme ich an, dass dieses Gestein als eine salische Fazies des vorigen anzusehen ist. Die Struktur ist dieselbe, die granophyrische Umhüllung der Plagioklase

vielleicht noch schöner. Der Olivinegehalt ist ein höherer, und grosse, runde, stark zersetzte Körner kommen häufig vor. Der Ilmenitgehalt steigt schätzungsweise auf 10—15 % der Gesteinmasse. Der Pyroxen ist auch hier durchwegs ein Magnesiumdiopsid und ebenfalls stark zersetzt. — In der ganzen Petrographie kenne ich kein Gestein mit entsprechender Zusammensetzung. Schon makroskopisch macht dasselbe einen ganz eigenartigen Eindruck. Infolge des starken Zurücktreten der dunkeln Gemengteile ist das Gestein von grauweisser Farbe, zum grössten Teil aus Plagioklas und den schön idiomorphen sechsseitigen Ilmenitafeln zusammengesetzt.

Ob diese beiden letzteren Typen genetisch wirklich zu dem Essexitmagma gehören, kann ich nicht mit Sicherheit behaupten. Wie wir gesehen haben, ist die Mineralkombination eine andere. An Stelle des Titanaugits tritt ein Magnesiumdiopsid auf. Barkevikitischer Amphibol ist nur untergeordnet vorhanden, Biotit fehlt. Möglicherweise liegt hier ein Äquivalent der Quarzdiabase vor, das dem Essexitmagma angehört. Andererseits dürfte die chemische Zusammensetzung am ehesten auf einem Gestein der Mangeritreihe hindeuten.

Einige Kilometer oberhalb seiner Mündung in den Rio Mayer durchschneidet das Flusstal des Rio Pinto einen etwa 10 m breiten Stock eines hellgrauen, plattenförmig abgesonderten Gesteins. Seine Struktur ist ausgesprochen panidiomorph. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus einem feinkörnigen Gemenge von Orthoklas, Plagioklas und Quarz, nebst Biotit und etwas Pyroxen. Der Plagioklas ist ein Andesin mit tafelförmiger Ausbildung und zonarem Bau. Zwillingsbildung nach den gewöhnlichen Gesetzen ist allgemein. Orthoklas tritt in gleicher, oder etwas überwiegender Menge auf, teils als Saum um die Plagioklastafeln, teils in selbständigen, gut ausgebildeten Individuen. Quarz kommt allenthalben, wenn auch nicht gerade häufig vor. Als dunkler Gemengteil tritt ein chloritisierter Biotit in kleinen Fetzen häufig auf. Dagegen kommen einige grössere Körner eines violetten Titanaugits, die möglicherweise exogener Natur sind, nur spärlich vor. Das Gestein hat einen ausgesprochen bostonitischen Habitus, wenn auch die dunkeln Gemengteile, die sogar makroskopisch sichtbar sind, für einen typischen Bostonit wohl zu reichlich vorhanden sind. Ich möchte annehmen, dass hier ein sogenannter Kalkbostonit oder Mänaït vorliegt. Es ist hervorzuheben, dass BRÖGGER gerade die Kalkbostonite als die leukokraten Ganggesteine des Essexitmagmas beschreibt.¹

Bei der Charakteristik des Essexitgebietes Rio Carbon—Rio Pinto muss hervorgehoben werden, dass wirklich typische Essexite aus dieser Gegend vorläufig nicht bekannt sind. Das Hauptgestein nähert sich infolge seines hohen Orthoklasgehaltes den Monzoniten; die basische Fazies vom Rio Pinto nimmt durch den reichlich vorkommenden Analcim eine Sonderstellung ein, steht aber andererseits den s. g. Essexitgabbros sehr

¹ Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes III, p. 57.

nahe. Dennoch scheint es mir unzweifelhaft, dass die Gesteine eine eigenartige, zusammengehörende petrographische Provinz bilden und zu den basischen Gliedern der Alkaligesteine zu rechnen sind. Ehe ich aber die theoretische Stellung dieser Gesteine bespreche, werde ich eine Reihe nahestehender Gesteine, die etwas weiter südlich vorkommen, beschreiben, deren geologisches Auftreten, sowie mineralogische Zusammensetzung eine nahe Verwandtschaft mit denjenigen des Rio Carbon—Rio Pintogebietes zeigen.

Cerro Cagual.

Sowohl östlich, wie südlich vom Cerro Payne habe ich an verschiedenen Stellen mehrere Vorkommnisse eines basischen Gesteins, teils als kleine Eruptivstöcke, teils als intrusive Lagergänge und Decken angetroffen. Mehrere derselben sind schon auf HAUTHAL'S Skizze als Diorite eingetragen, und ihre Kontakteinwirkung auf die umgebende Schieferformation ist durch Punktierung angezeigt. Diese Gesteine stehen nirgends in unmittelbarem Zusammenhang mit den Gesteinen des Paynelakkoliten; dagegen scheinen sie rings um die gewaltigen Lakkoliten aufzutreten und ihrer geographischen Verbreitung nach in einer gewissen Relation zu denselben zu stehen. Ca. 20 km nordöstlich vom Cerro Payne treffen wir am Cerro Cagual das grösste Vorkommnis dieser Gesteine. Durch eine tiefe Schlucht ist das Cagualmassiv in zwei Teile gespalten und besonders ein dem westlichen Massiv sind die von HAUTHAL als Diorite bezeichneten Gesteine stark verbreitet. Der ganze untere Teil des Gebirges besteht aus der Schieferformation der jüngeren Kreide, die hier schon ausserhalb des eigentlichen Faltungsgebietes der Ostcordillera liegt. Der obere Teil des Massivs wird von einer Decke dieses basischen Gesteins eingenommen, deren Struktur aber zeigt, dass es sich ursprünglich um eine intrusive Decke handelte, deren überlagernde Sedimente durch Erosion wieder abgetragen worden sind.

Die Gesteine des West-Cagual sind makroskopisch ziemlich dunkle, mittelkörnige, holokrystalline Gesteine mit brauner Verwitterungsrinde. U. d. M. sind folgende Mineralien beobachtet worden: Orthoklas, Plagioklas, Pyroxen, Biotit, Erze, Apatit, Natrolit, Prehnit und Chlorit. Der Hauptfeldspat ist ein basischer Plagioklas der Labradoritreihe, leistenförmig ausgebildet und mit Andeutung eines zonaren Baues. Oft sind diese Plagioklasleisten von einem breiteren oder schmälere Saum von Orthoklas umgeben. Der Orthoklas kommt übrigens ziemlich spärlich vor. Die dunklen Gemengteile bestehen hauptsächlich aus Pyroxen und Biotit. Der Pyroxen ist ein blassvioletter Titanaugit, schwach pleochroitisch und oft mit Sanduhrstruktur. Manchmal sind die Pyroxene vollständig idiomorph, oft aber ragen die Plagioklasleisten in die Pyroxenkrystalle hinein. Auch kommen Einschlüsse von Plagioklas in Pyroxen vor. Der Biotit ist derselbe rotbraune Biotit mit erkennbarem Axenwinkel und deutlich wahr-

nehmbarer schiefer Auslöschung, den wir aus dem schon beschriebenen Essexit kennen gelernt haben. Akzessorisch kommen Apatit und Ilmenit neben Leukoxen reichlich vor. Als Zeretzungsprodukt ist ausser Chlorit und Prehnit noch Natrolith zu erwähnen. Da der essexitische Charakter dieses Gesteins weniger ausgesprochen ist, als derjenige der oben beschriebenen Gesteine, so habe ich auch von diesem Typus eine Analyse ausführen lassen.

	I	I a	I b	II	III
Si O ₂	49,30	81,62	54,15	49,25	50,47
Al ₂ O ₂	17,31	16,94	11,24	16,97	18,73
Fe ₂ O ₃	3,84	2,40	—	—	4,19
Fe O	5,73	7,97	8,47	15,21	4,92
Mg O	5,12	12,69	8,42	3,00	3,48
Ca O	8,67	15,45	10,25	7,17	8,82
Na ₂ O	4,05	6,52	4,32	4,91	4,62
K ₂ O	1,73	1,84	1,22	2,01	3,56
H ₂ O	2,18	—	—	0,30	0,58
Ti O ₂	2,16	2,70	1,79	1,41	0,51
S	0,01	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,26	—	—	0,76	0,10
Mn O	0,14	0,20	0,13	Spur	0,11
Ba O	—	—	—	—	—
C O ₂	0,16	—	—	—	Spur
	100,66	150,73	—	100,99	100,09

I. Essexit, Cerro Cagual, Westmassiv. G. NYBLOM anal.

II. Essexit, Dignaes, Gran, Norwegen. W. C. BRÖGGER: The basic eruptive rocks of Gran. Quart. Journ. Geol. Soc. 1894, p. 19.

III. Essexit, Mt Fairview, Colorado. WHITMAN CROSS: Geology of Silver Cliff and the Rosita Hills. Colorado. 17th Ann. Report U. S. Geol. Survey II, p. 324.

Die OSANN'schen Konstanten geben.

	s.	A.	C.	F.	a.	c.	f.	n.
I	55,94	5,52	5,72	21,55	3,5	3,5	13	7,8
II	55,75	6,69	4,37	21,77	4	2,5	13,5	7,9
III	56,09	7,44	4,71	19,56	4,5	3	12,5	6,6

Die chemische Analyse zeigt keinen sehr ausgesprochenen Essexitkarakter. Am nächsten stehen die basischen Essexite des Mount Fairviewtypus. Aber auch mancher Diorit kommt dieser chemischen Zusammensetzung ziemlich nahe, z. B. der Augitdiorit aus Richmond mit $s = 56,41$, $a = 2,5$, $c = 3,5$, $f = 14$. Nichts desto weniger glaube ich sicher, dass auch dieser Typus der Essexitfamilie zuzurechnen ist. Wenn die chemische Analyse nicht mit genügender Bestimmtheit Aufschluss über die systematische Stellung des Gesteins gibt, muss man sich auf die Mi-

neralzusammensetzung verlassen. Und hier finden wir viele von den für die Essexite fast charakteristische Kombinationen: den relativ hohen Orthoklasgehalt, denselben Titanaugit und denselben Biotit, den wir früher kennen gelernt haben. Auch ist der hohe Titangehalt zu erwähnen. Bei keinem normalen Augitdiorit oder Gabbro findet man übrigens bei dem niedrigen Kieselsäuregehalt von 49 % einen so hohen Alkaligehalt (beinahe 6 %). Ausserdem kommt dazu, dass das Gestein schon ziemlich zersetzt ist, was aus dem Wassergehalt von 2,18 % neben 0,16 CO₂ hervorgeht. Im frischen Zustand dürfte das Verhältnis zwischen a und c sich in der Richtung verändern, dass a steigt, was das Gestein mit noch grösserer Sicherheit auch chemisch in die Essexitreihe bringt.

Ausser dieser Fazies kommt ein an dunklen Gemengteilen armer Typus dieses Gesteins am Cerro Cagual vor. Gerade so, wie sich ein gewöhnlicher Gabbro in eine femische, pyroxenitische und eine salische, labradoritische Fazies spalten kann, scheinen auch die Essexite und Alkaligabbros sich spalten zu können. Eine beinahe pyroxenitische Fazies haben wir schon vom Rio Pinto kennen gelernt; hier liegt uns vom Cerro Cagual eine labradoritische Abart vor. Leider ist das Gestein so stark zersetzt, dass die ursprüngliche Mineralzusammensetzung sich kaum mehr feststellen lässt. Makroskopisch stellt es sich als ein mittelkörniges, grauweisses Gestein dar, das hauptsächlich aus einem triklinen Feldspat und aus Pyroxen besteht. Der Plagioklas schwankt zwischen Andesin und Labradorit. Eine breite Zwillingslamellierung ist oft vorhanden, Karlsbaderzwillinge sind allgemein. Teilweise sind die Plagioklase peripherisch stark zersetzt. Der andere relativ frische Gemengteil des Gesteins sind die Pyroxene, die als idiomorphe, blausviolette oder beinahe farblose Augite mit häufiger Verwilligung nach (100), schwachem Pleochroismus und schöner Sanduhrstruktur ausgebildet sind. Ein reichlicher Chloritgehalt scheint aus der Umwandlung von Biotit herzurühren. Ilmenit kommt ebenfalls häufig, oft in zierlichen Krystalskeletten, vor. Ab und zu kann man eine beginnende Umwandlung in Leukoxen beobachten. Die Zwischenräume zwischen den Feldspatleisten füllt ein feinkörniges Gemenge von Sericit aus, der sich stellenweise zu grossblättrigem Muscovit entwickelt. Es ist schwer zu sagen, wo von dieser reichliche Gehalt an Muscovit bei einem so basischen Gestein herrührt. Möglicherweise ist ursprünglich ein ziemlich beträchtlicher Orthoklasgehalt vorhanden gewesen. Aber eine derartige Entwicklung von grossblättrigem Muscovit steht gewöhnlich mit einer ziemlich stark regionalmetamorphen Umwandlung in Zusammenhang; hier aber ist von einer Druckmetamorphose wenig zu sehen.

Auf dem östlichen Teil des Cagualmassives treten uns dieselben Gesteine in einer etwas abweichenden Fazies entgegen. Wie schon aus HAUTHAL's Skizze hervorgeht, gelangt man hier in die Lahilliahorizonte der oberen Kreide, die durch lichte, gelbgrüne Sandsteine vertreten sind. Etwa auf der halben Höhe des ca 1200 m hohen Massivs trifft man die Reste eines breiten Eruptivganges, der in sehr phantastischen Formen

auserodiert ist. Die Spitze des Gebirges besteht ebenfalls aus denselben basischen Eruptivgesteinen, die oft in 6—8 m hohen Säulen ausgewittert sind. Auf der unteren Fundstelle ist das Gestein makroskopisch feinkörnig, dunkelbraun und von diabasähnlichem Habitus. U. d. M. erkennt man einen ziemlich stark zersetzten Olivindiabas, der keine auffallenden Eigenschaften zeigt. Die Feldspate sind basische Labradorite bis Bytownite, die Pyroxene schwach pleochroitische Titanaugite. Der Olivin ist gänzlich in ein weingelbes Mineral mit starker Licht- und Doppelbrechung zersetzt, das wahrscheinlich dem Iddingsit nahe steht. Anhäufungen von Chlorit rühren vermutlich von Biotit her.

Die normale Entwicklung des Gesteins treffen wir auf der Spitze des Berges, wo auf der Südseite ein grössere Fläche blossgelegt ist. Das Gestein ist hier mittelkörnig; auf der Oberfläche sind bis 5 mm grosse Pyroxene ausgewittert. U. d. M. zeigt es sich, dass das Gestein haupt-

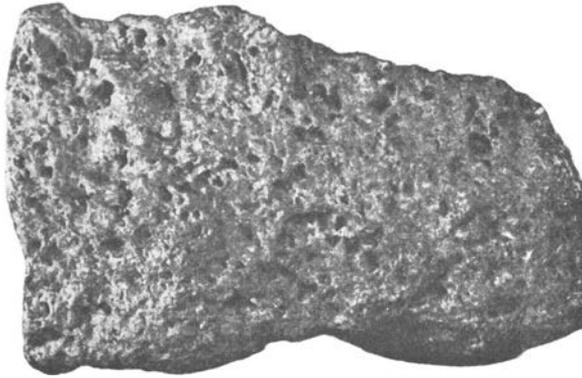


Fig. 18. *Comenditgranophyr*. Cerro Cagual. Östl. Teil
 $\frac{2}{3}$ Nat. Grösse. Windgeschliffene Fläche.

sächlich aus Plagioklas, Orthoklas, Pyroxen und Biotit besteht, mit Magnetit und Apatit als Übergemengteilen. Der Orthoklasgehalt ist grösser als bei dem entsprechenden Typus des Westmassivs, die Entwicklung der übrigen Gemengteile ist analog, mit Ausnahme des Biotits, der nur vereinzelt vorkommt. Die Pyroxene sind im Gegenteil sehr reichlich vorhanden und erlangen, wie erwähnt, eine beträchtliche Grösse.

Auf dem Cerro Cagual kommt noch eine Gesteinsart vor, die systematisch anscheinend wenig mit dem Essexit zu tun hat, die aber in diesem Zusammenhang erwähnt sein soll. Wie ich schon beschrieben habe, besteht der untere Teil des Gebirges aus Schiefer und Sandstein, die in einer Höhe von ca 500 m von dem Essexit durchsetzt werden. Das ganze oberste Drittel des Gebirges wird aber von einem Gestein eingenommen, das sowohl strukturell, als auch in seiner mineralogischen Zusammensetzung eine Sonderstellung einnimmt. Makroskopisch ist das Gestein in normaler Entwicklung mittel- bis grobkörnig, von rostgelber Farbe und

ausgesprochen miarolitischer Struktur. Auf der verwitterten Oberfläche haben die primären Hohlräume sich derart vertieft, dass das Gestein wie durchlöchert aussieht. Da die Gemengteile sonst gegen Verwitterung scheinbar sehr beständig sind und das Gestein eine windgeschliffene und beinahe polierte Oberfläche hat, macht diese Erscheinung einen sehr charakteristischen und eigentümlichen Eindruck. U. d. M. ist die Struktur vollkommen granophyrisch. Die Mineralzusammensetzung ist recht einfach. Ein trikliner Feldspat, Orthoklas, Quarz, Pyroxen und Limonit-anhäufungen sind die einzigen wesentlichen Bestandteile. Akzessorisch kommen Apatit und Magnetit vor. Weit überwiegend sind die Plagioklase, die wenigstens $\frac{3}{4}$ der Gesteinsmasse zusammensetzen. Sie sind in

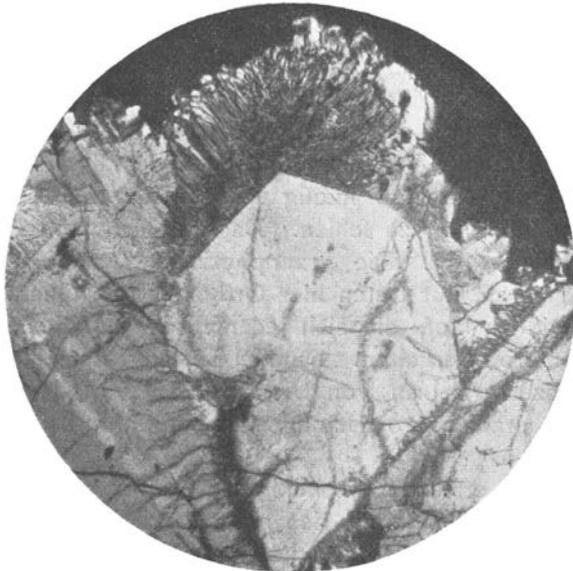


Fig. 19. *Cormenditgranophyr*. *Cerro Cagual*. (N:o 18.) Vergr. 42 \times . Nic.gekreuz. Granophyrkranz um Albitkristall, an einen miarolitischen Hohlraum grenzend.

dicken Tafeln nach M ausgebildet. In die eckigen Hohlräume ragen die Krystalle mit gut entwickelten Flächen hinein. Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz kommt allgemein vor, dagegen sind Karlsbaderzwillinge selten. Die gegen Orthoklas und Quarz vollständig idiomorphen Krystalle treten häufig in gut ausgebildeten Individuen mit P, M, T, l, x und y als deutlich erkennbare Flächen auf. Die chemische Zusammensetzung des Plagioklases ist ein Oligoklas, $(Ab_3 An_1 - Ab_2 An_1)$ der gelegentlich im Kern bis zu einem Andesin heruntersinkt.

Diese Feldspate sind im allgemeinen von einem ausserordentlich zierlichen Kranz von Orthoklas und Quarz in granophyrischer Verwachsung umgeben. Teils sind es büschelförmige Aggregate von Quarz und Feldspat, die divergentstrahlig die Plagioklase umgeben, teils sind es zarte mikropegmatitische Verwachsungen zwischen Orthoklas und Quarz. Die

kleineren Plagioklase sind oft von einem derartigen Kranz umgeben, der breiter ist, als die Plagioklasindividuen selbst. Orthoklas kommt nur in granophyrischer Verwachsung mit dem Quarz vor. — Das einzige farbige Mineral ist ein blassgrüner Diopsid, der durch Aufnahme von mehr oder weniger des Aegirinmoleküls in einen Aegirinaugit übergeht, was besonders peripherisch der Fall ist, wo die Auslöschungsschiefe von einigen wenigen Graden bis zu 30° wechselt. Der Diopsid zeigt auch vereinzelte Fetzen von beinahe reinem Aegirin unregelmässig im Kristall verstreut. Akzessorisch kommt Apatit und ein wahrscheinlich titanhaltiger Magnetit vor; derbe Limonitanhäufungen haben sich oft in den kleinen Hohlräumen abgesetzt, was dem ganzen Gestein seine rostbraune Farbe verleiht. — Auf der Südseite ist das Gestein etwas anders entwickelt. Die Struktur ist feinkörniger, aber immer noch sehr miarolitisch; die Zusammensetzung ist hier bedeutend saurer. Die triklinen Feldspate sind beinahe reiner Albit, mit immer noch vorzüglich idiomorpher Begrenzung. Der zonare Bau ist dagegen kaum mehr zu finden; auch scheint die Verzwilligung nach dem Periklingesetz, die bei dem vorigen Typus überaus häufig vorhanden war, bei diesen saureren Gliedern der Plagioklase zu fehlen. Dagegen kommen Karlsbader- und Albitzwillinge häufig vor. Die granophyrische Grundmasse ist dieselbe wie im vorigen Fall, nur treten hier Orthoklas und Quarz auch in selbständigen Individuen auf, die sich jedenfalls gegen die Plagioklase vollständig allotriomorph verhalten. Dunkle Gemengteile fehlen beinahe vollständig. Vereinzelte Fetzen von Diopsid, auch hier etwas aegirinhaltig, kommen ganz sporadisch vor; häufiger ist ein wahrscheinlich titanhaltiger Magnetit vorhanden.

Schon bei den ersten mikroskopischen Studien dieses Gesteins dachte ich an einer Verwandtschaft mit den granophyrischen Ausbildungsformen der isländischen Liparite. Da der zuletzt beschriebene Typus am wenigsten zersetzt war, liess ich davon eine Analyse ausführen, die meine Vermutung einigermaßen bestätigte.

	I	I a	I b	II	III
Si O ₂	67,47	111,70	74,71	66,55	66,70
Al ₂ O ₃	16,25	15,90	10,63	16,35	16,60
Fe ₂ O ₃	2,22	1,39	—	4,00	2,33
Fe O	0,82	1,14	2,62	—	0,87
Mg O	0,46	1,14	0,76	0,38	1,08
Ca O	1,36	2,42	1,62	1,34	1,48
Na ₂ O	6,08	9,79	6,55	5,40	5,80
K ₂ O	3,67	3,89	2,60	4,97	4,60
H ₂ O	0,69	—	—	0,40	—
Ti O ₂	0,57	0,71	0,47	0,66	0,40
P ₂ O ₅	0,10	—	—	—	—
S	0,09	—	—	—	—
Mn O	0,03	0,04	0,03	—	—
Ba O	0,06	—	—	—	—
	99,87	148,12	—	100,05	99,92

I. Comenditgranophyr, Cerro Cagual, Ultima Esperanza. G. NYBLOM anal.

II. Liparit, Hvituskriður, Snäffelshalbinsel, Island. H. BÄCKSTRÖM: Zur Kenntniss der Isländischen Liparite. G. F. F. 1891, p. 659.

III. Domit. Puy-de-Dome, Auvergne. ROSENBUSCH. Elemente der Gesteinskunde 1910, p. 347.

Die OSANN'schen Konstanten geben:

	s	A	C	F	a	c	f	n
I	74,71	9,15	1,48	3,55	13	2	5	6,2
II	74,44	9,34	1,33	4,22	12,5	2	5,5	6,2
III	73,64	9,40	1,34	4,89	12	1,5	6,5	6,6

Wie nahe dieses Gestein chemisch den isländischen Lipariten steht, geht aus einem Vergleich mit Analyse II, von einem Liparit aus Hvituskriður hervor. Von diesem Gestein schreibt Bäckström:¹ »Wie ersichtlich, nähert sich dieses Gestein nicht nur durch seine Struktur den Trachyten: sein niedriger Kieselsäuregehalt und der hohe Gehalt an Alkalien bei zurücktretendem Kalk und Magnesia stellen diesen Liparit an die Grenze gegen die echten Trachyte.« In der letzten Auflage seiner »Elemente der Gesteinskunde« gibt ROSENBUSCH² den isländischen Lipariten eine Zwischenstellung zwischen Lipariten und Daciten und weist ihnen eine Sonderstellung unter den Gesteinen der Kalkalkalireihe an. Ebenso dürften die s. g. Domite in ihrer chemischen Zusammensetzung eine Zwischenstellung zwischen Comenditen und Alkalitrachyten einnehmen. Die chemische Zusammensetzung ermöglicht keine endgültige Entscheidung, wohin die Granophyre des Cerro Cagual systematisch zu stellen sind. Wegen des immerhin beträchtlichen Aegiringehaltes würde die Schule ROSENBUSCH's sie ohne Zweifel in die Alkalireihe verlegen. Auch ist die petrographische Provinz, in der sie vorkommen, eine alkalireiche; — die basischen Tiefengesteine der Umgebung sind von durchaus essexitischer Natur. — Ich habe hier diese Granophyre nur mit Effusivgesteinen verglichen. Man könnte das Gestein ebenso gut als eine granophyrische Fazies eines Alkalisyenites betrachten. In der Tat wird es beim Kontakt an den Essexiten vollkommen gleichkörnig und wäre am ehesten als ein Quarzalkalisyenit zu bezeichnen. Die Granophyrstruktur ist hier vollkommen verschwunden. Quarz und Orthoklas treten in selbständigen Individuen auf; beide sind gegen die tafelförmigen Plagioklase allotriomorph ausgebildet. Die chemische Zusammensetzung dürfte dagegen ziemlich genau derjenigen des analysierten Typus entsprechen. Ich mache auf die auffallende Ähnlichkeit in der chemischen Zusammensetzung zwischen diesem Granophyr

¹ Beiträge zur Kenntnis der isländischen Liparite. Geol. För. i Stockholm Förh. 1891. XIII, p. 637.

² Elemente der Gesteinskunde, p. 326.

und dem Nordmarkit von Cerro Balmaceda aufmerksam, was auch aus einem Vergleich der OSANN'schen Konstanten in den beiden Analysen deutlich hervorgeht. Was das geologische Auftreten des Cagualgranophyrs betrifft, so möchte ich ihn als eine hypabyssische Fazies eines Magmas bezeichnen, das in seiner abyssischen Ausbildung einem Quarzalkalisyenit entspricht, in seiner superfiziellen Fazies aber zwischen Comenditen und Quarz-Alkalitrachyten stehe. Doch unterscheidet sich der Granophyr von Cagual von den normalen Gesteinen dieses letzten Typus durch den hohen Gehalt von Albit (bezw. Oligoklas). Wenn man aber die Analysen z. B. von dem Nordmarkit vom Balmaceda mit derjenigen dieses Granophyrs vergleicht, sind sowohl die Gesamtheit der Alkalien als auch ihre relativen Mengen beinahe gleich; nur ist in dem Syenit das Natrium als Albit in dem Mikropertit hauptsächlich vorhanden, während im vorliegenden Fall keine perthitischen Verwachsungen vorkommen, sondern der Plagioklas selbständig auftritt und zuerst auskristallisiert. Das Gestein wäre demnach weder als ein typisches Tiefengestein noch als ein Effusivgestein, sondern als eine wahrscheinlich intrusive, in geringer Tiefe erstarrte, Fazies zu bezeichnen. Dies scheint vielleicht am ehesten dem geologischen Auftreten mancher Diabasdecken zu entsprechen, die ja auch bei zunehmendem Kieselsäuregehalt gern eine granophyrische Grundmasse entwickeln, wie es für den Quarzdiabas gewöhnlich ist. — Ich werde vorläufig das Gestein als einen Comendit-Granophyr bezeichnen und zwar in Übereinstimmung mit der Benennung der isländischen Liparitgranophyre. Es scheint mir, dass das Gestein eher eine Zwischenstellung zwischen Comenditen und Alkalitrachyten als zwischen Lipariten und Daciten einnimmt, obwohl die chemische Analogie mit den isländischen Lipariten sehr auffallend ist. Ob die systematische Stellung der letzteren wirklich derjenigen entspricht, die ROSENBUSCH erläutert, wäre vielleicht näher zu prüfen; sie scheint mir vorläufig nicht ganz sichergestellt zu sein.

Die Kontaktverhältnisse zwischen dem Essexit und dem Comenditgranophyr bedürfen noch einer etwas näheren Beschreibung, Gleich bei der Feldarbeit stellte es sich heraus, dass die Kontakteinwirkung zwischen den beiden Eruptivgesteinen eine ausserordentlich geringe gewesen ist. Es lassen sich nicht nur im Handstück die Kontakte genau verfolgen, sondern sogar im Dünnschliff verläuft die Grenze scharf. Es scheint nur ein verschwindend geringer oder vielleicht überhaupt kein Stoffaustausch stattgefunden zu haben und der Essexit behält seine normale mittelkörnige Struktur, sowie seine mineralogische Zusammensetzung bis an den Kontakt. Das Altersverhältnis geht aus dem mikroskopischen Studium des Kontaktes deutlich hervor; der Comenditgranophyr muss das jüngste Gestein gewesen sein. Auch zeigt dieses Gestein gegen die Kontakte sowohl mineralogische als auch strukturelle Verschiedenheiten. So wird das Korn immer feinkörniger, die Granophyrstruktur verschwindet, und es dürfte ferner auch diese Kontaktzone etwas basischer sein, als das Normalgestein. Wie der geologische Vorgang bei der Bildung des Cerro Cagual-

eruptivs im Detail gewesen ist, kann bei der oberflächlichen Betrachtung nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Ich kann daher hier nur die Hauptzüge kurz erwähnen. Die Schiefer- und die Sandsteinformation der jüngsten Kreide wurden von dem Essexit, der nur in der oberen Hälfte des Gebirges durch Erosion entblösst worden ist, durchbrochen. Es scheint, als ob diese Erosion vor der Injektion des Granophyrs stattgefunden hätte, da nun der Essexit als eine auserodierte Masse mitten aus dem Granophyr herausragt. Zuletzt ist dann dieses Gestein wahrscheinlich als ein mächtiger Lagergang injiziert worden. Welcher Art die überlagernde Formation gewesen ist, muss vorläufig eine offene Frage bleiben. Allerdings stehen auf der Nordseite des Massivs mächtige Tufflager an, die eine auffallende Ähnlichkeit mit dem Granophyr zeigen. Sie sind gelblich-weiße und licht bräunlich-graue, fein- bis sehr feinkörnige Gesteine, teilweise noch mit sehr deutlicher Schichtenstruktur. Sie erreichen auf der Nordseite eine sehr beträchtliche Mächtigkeit und es scheint mir möglich, dass der Granophyr gerade zwischen diesen, auf der Südseite jetzt wegerodierten, Tuffschichten injiziert wurde. U. d. M. zeigt es sich, dass die Tuffe aus Quarz, einem sauren Plagioklas nebst einem feinkörnigen Gemenge von Sericit bestehen. Die Quarzkörner sind durch zierlich fluidal angeordnete Einschlüsse in langen, oft unter einander parallel verlaufenden und schwach gebogenen Zügen gekennzeichnet. Zwischen diesen Tuffschichten ist nun noch ein Eruptivgestein intrudiert worden. Es ist ein Feldspatbasalt von blaugrauer Farbe, der in nur dezimeterbreiten Lagergängen zwischen den Tuffschichten auftritt. An einer Stelle zählte ich 30 solche Lagergänge auf etwa 20 m Höhe. Die Kontakteinwirkung ist auch hier beinahe unmerkbar gewesen. U. d. M. zeigt dieses Gestein wenig Auffallendes. In einer pilotaxitischen Grundmasse von Feldspatleisten, Augitsäulchen und Erzkörnern liegen porphyrische Krystalle von Labradorit und sporadisch ein beinahe farbloser Diopsid. Wahrscheinlich steht dieser Feldspatbasalt in gar keinem Zusammenhang mit den Gesteinen der Überganszone, die uns gegenwärtig beschäftigen, sondern er hängt mit den jüngeren Basaltgesteinen der Pampasformation zusammen, deren Glieder ja auch den Hauptteil der nahegelegenen Bagualeskette aufbauen. Der Comenditgranophyr dürfte ungefähr gleichaltrig sein, und gehört möglicherweise auch zu den Effusivgesteinen der Bagualeskette, obwohl ich keine ähnliche Gesteinstypen im Osten kenne.

Basische Alkaligesteine des Rio Payne.

Ich werde nun einige weitere Vorkommnisse von basischen Eruptivgesteinen der Payneegend kurz erwähnen. Wie wir sehen werden, zeigen die meisten eine gewisse mehr oder weniger ausgesprochene Verwandtschaft mit den bereits beschriebenen essexitischen Gesteinen.

Gerade da, wo der Rio Payne vor dem Einfluss in den Lago Payne scharf gegen Westen umbiegt, ist auf HAUTHAL's Skizze ein kleines Dioritmassiv eingezeichnet. Leider ist dieses Gestein derart zersetzt, dass eine genaue Bestimmung der Mineralien sich nicht durchführen lässt. Die primären Hauptgemengteile sind ein basischer Plagioklas, wahrscheinlich Labradorit, ein blassrötlicher Pyroxen und Biotit, ausserdem Titanomagnetit und Apatit. Der Pyroxen scheint teilweise ein Magnesiumdiopsid mit normal-symmetrischer Achsenlage zu sein und ist dann beinahe vollständig in Serpentin und Carbonate umgewandelt. Der Biotit ist seinerseits in Chlorit umgewandelt und auch die Feldspate sind stark zersetzt. Nach langem Suchen habe ich jedoch auch hier Orthoklas nachweisen können. Die Struktur des Gesteins ist hypidiomorph. Über seine systematische Stellung lässt sich nur wenig mit Sicherheit sagen. Die primäre Mineralzusammensetzung dürfte mit derjenigen des Cerro Cagual-Essexites nahe übereinstimmen und ich vermute, dass auch hier ein Glied dieser Reihe vorhanden ist.

Etwas weiter südlich in dem Cañon des Rio Payne, etwa 3 km oberhalb seiner Mündung in den Lago Toro, steht ein kleines Massiv von gabbroidem Aussehen an, das petrographisch eine Sonderstellung gegenüber den schon beschriebenen basischen Gesteinen einnimmt. Gegen die Mitte des etwa 1 km langen und 300 m breiten Massivs ist das Gestein von mittlerem Korn, gegen die Kontakte zu wird es immer feinkörniger und zuletzt ganz aphanitisch. U. d. M. sind folgende Mineralien beobachtet worden: Plagioklas, Amphibol, Pyroxene, Apatit und Erze; als sekundäre Mineralien, Serpentin, Chlorit, Quarz und Prehnit. Auffallend ist der ausgezeichnete Idiomorphismus der Amphibole, die beinahe ein Drittel der Gesteinsmasse aufbauen. Es sind nicht nur die Prismen- (110) und Pinacoidflächen (010) und (100) ausgebildet, sondern auch die terminalen Flächen (011) sind allgemein vorhanden. Die Farbe ist bräunlich mit lebhaftem Pleochroismus, a lichtgelb, $b = c$ rotbraun. $c : a = 20 - 22^\circ$. Ausserdem sind diese Hornblenden meistens von einer äusseren Zone eines vollständig farblosen Amphibols umgeben. Es lässt sich kaum entscheiden, ob dies auf eine Entfärbung des braunen Amphibols zurückzuführen ist, oder ob es sich um eine Anwachzone handelt. Die scharfe Grenze zwischen beiden Amphibolen scheint für die letztere Annahme zu sprechen. In einem Schnitt senkrecht zur Prismenzone hat der innere, braune Kern die Pinacoidfläche (010) ausgebildet, die aber der äusseren Zone fehlt, eine Erscheinung, die schwierig zu erklären wäre, wenn es sich nur um eine Entfärbung handelte. Die optische Orientierung ist allerdings für beide gleich. Die gefärbten Amphibole gehören in die Gruppe der braunen, gemeinen Hornblenden; die äussere, ungefärbte Zone würde vielleicht am ehesten einem Amphibol der Strahlsteingruppe, und zwar einem Tremolit, entsprechen. Oft sind die grösseren Amphibole mit den Pyroxenen zusammengewachsen, wobei letztere dann den Kern bilden. Der Pyroxen kommt übrigens in kleinen meist unregelmässig begrenzten, teilweise auch in idiomorphen Körnern vor. Er ist von blassrötlicher Farbe mit kaum

wahrnehmbarem Pleochroismus und wenig auffallender Spaltbarkeit. Die optische Achse auf (001) ist stark dispergiert, weshalb der Pyroxen zu den diopsidischen Augiten gehört. Der trikline Feldspat ist ein Labradorit mit einer mittleren Zusammensetzung von $Ab_{45} An_{55}$. Auch hier hat sich eine ziemlich kräftige Umwandlung geltend gemacht. Orthoklas habe ich nicht nachweisen können. Als sekundäres Mineral kommt neben Chlorit und Calcit auch reichlich Serpentin vor, der oft als runde Körner in den grösseren Amphibolindividuen auftritt. Möglicherweise rührt dieser Serpentin von Olivinkörnern im Amphibol her. Überhaupt ist das Gestein sehr stark umgewandelt und es scheint, als ob eine regionalmetamorphe Einwirkung daran kräftig teilgenommen hätte. Die sekundären Quarz-

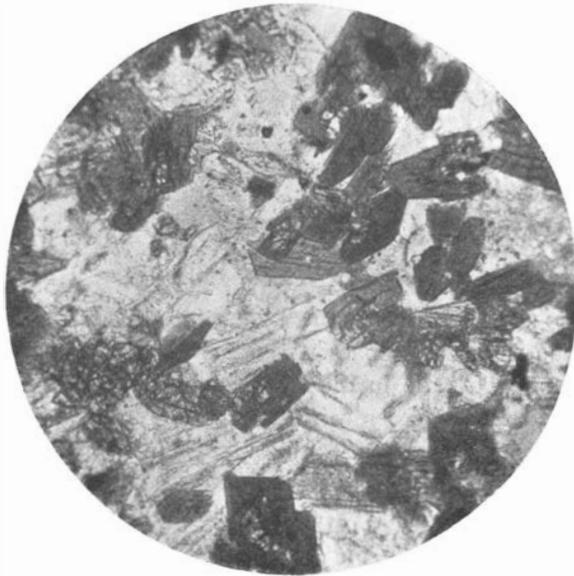


Fig. 20. *Hornblende-Äkerit*, Rio Payne, nahe Ferriers Estancia. Vergr. 35 \times .
Mineralbestand der Mikrophotographie: Plagioklas, Amphibol, Pyroxen,
Chlorit, Prehnit.

körner zeigen häufig eine deutliche Zweiachsigkeit und vielleicht wäre auch das Auftreten von Tremolit auf eine Druckmetamorphose zurückzuführen. Besonders in einigen grobkörnigen Schlieren, die unregelmässig das Massiv in mehreren Richtungen durchkreuzen, ist Prehnit, der anscheinend aus den Feldspaten hervorgegangen ist, ausserordentlich reichlich vorhanden. Stellenweise ist der Prehnit der hauptsächlichste Bestandteil dieser Schlieren, die im übrigen die normale Mineralkombination des Hauptgesteins zeigen. Die Amphibole können eine Grösse von mehreren cm erreichen.

Infolge der starken Zersetzung lässt sich die ursprüngliche Mineralzusammensetzung dieses Gesteins nicht mehr erkennen. Obwohl Orthoklas nicht mehr nachgewiesen werden kann, ist es sehr wahrscheinlich, dass das Gestein früher ziemlich reich an Orthoklas gewesen ist. Es scheint

mir möglich, dass ursprünglich ein monzonitisches Gestein, oder vielleicht eher ein Hornblendeåkerit vorhanden war. Wegen der starken Zersetzung konnte keine erfolgreiche Analyse ausgeführt werden und ich muss mich damit begnügen, nur eine Vermutung über die systematische Stellung des Gesteins auszusprechen. Wenn es sich einmal bestätigen sollte, dass hier ein Gestein der Åkeritgruppe vorliegt, so gehört unzweifelhaft auch dieses Vorkommnis in der Reihe der basischen Alkaligesteine der ostcordillerischen Vorgebirge.

Die Tatsache, dass die basischen Eruptivgesteine dieses Gebietes eine unverkennbare Einwirkung der Regionalmetamorphose erlitten haben, scheint darauf hinzudeuten, dass sie einer etwas älteren Eruptionsepoche angehören, als für die granitoiden Lakkoliten angenommen wurde. Im Kristianiagebiet gehören die Essexite zu den ältesten Eruptivgesteinen und da sie auch dort einen relativ sehr beschränkten Raum einnehmen, scheint das geologische Auftreten demjenigen in Patagonien auffallend ähnlich zu sein.

Das Gangfolge des Paynegebietes.

Das ganze Gebiet zwischen Lago Toro, Cerro Payne und Cerro Donoso wird von einem Netzwerk von gangförmig auftretenden Gesteinen durchzogen. Schon in der geologischen Uebersicht habe ich erwähnt, wie häufig Verwerfungen gerade in diesem Gebiet vorkommen. Ob die Eruptivgänge in irgend einem näheren Zusammenhang mit diesen Verwerfungen stehen, kann nur eine detaillierte Aufnahme beantworten; im allgemeinen sind die Gänge älter und selbst verworfen.

Schon bei der Feldarbeit fiel es mir auf, dass Ganggesteine von zwei ziemlich verschiedenen Typen vorhanden waren, und es stellte sich bald heraus, dass diese beiden Typen mit den zwei grossen Hauptrichtungen der Gänge übereinstimmten. Der Verlauf der Gänge untereinander ist sehr regelmässig; oft kann man auf einmal 8—10 vollkommen parallel verlaufende Gänge an einem Bergabhang kilometerweit verfolgen. Die eine Hauptrichtung ist von N—S bis NO—SW, die andere ist im Durchschnitt O—W. Da wo sich die Gänge schneiden, zeigen sich die ersteren immer als die jüngeren. Wie gesagt, unterscheiden sich die beiden Gesteinstypen schon makroskopisch, indem die jüngeren, hauptsächlich in N—S verlaufenden Gänge von diabasporphyritischem Habitus sind, während die älteren, O—W verlaufenden, feinkörnige, grauschwarze Gesteine ohne Porphystruktur darstellen.

Ich werde zunächst die Ganggesteine des ersten Typus beschreiben. Die Gänge erreichen eine Breite von 2—4 m. Makroskopisch bemerkt man die oft bis cm-grossen Einsprenglinge eines triklinen Feldspats in einer feinkörnigen bis aphanitischen Grundmasse von stahlgrauer bis grauschwarzer Farbe. Wo die Grundmasse nicht zu feinkörnig ist, erkennt

man oft mit der Lupe eine diabasähnliche Struktur. Pyrit ist sehr reichlich, oft schon makroskopisch zu erkennen. Die Verwitterungsrinde ist von rotbrauner Farbe.

Die bis cm-grossen Feldspateinsprenglinge sind tafelförmig nach M ausgebildet und entsprechen einem Labradorit, nach dem Albitgesetz häufig verzwillingt; nur ausnahmsweise findet man eine Verzwillingung nach den Karlsbader- und den Periklingesetzen. Ausser den Feldspaten kommen keine Einsprenglinge vor. — Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Plagioklas, Pyroxen, Chlorit, Calcit, Serpentin und Erzen. Die Plagioklase der Grundmasse sind leistenförmig ausgebildet, nach dem Albit- und Karlsbadergesetz verzwillingt und von labradoritischer Zusam-



Fig. 21. *Essexitporphyrit*. Rio de Grey, westl. Estancia Ferrier. Vergr. 14 \times . Mineralbestand der Mikrophotographie: Plagioklas (2 Generationen), Pyroxen u. Magnetit.

menetzung. Der Pyroxen ist ein blassvioletter Titanaugit mit deutlichem Pleochroismus. Teilweise sind die Pyroxene idiomorph krystallisiert, teilweise aber ist das Verhalten zwischen Feldspaten und Pyroxenen vollkommen ophitisch. Es scheint eine sehr gleichzeitige Auskrystallisation stattgefunden zu haben. Als Übergemengteile sind Magnetit und Apatit reichlich vorhanden. Winzige, braunrote, pleochroitische Nadeln in zierlichen netzförmigen Zwillingungsverwachsungen halte ich für Rutil, der wahrscheinlich bei der Zersetzung des Biotites entstanden ist. Als sekundäre Gemengteile kommen Chlorit sehr reichlich, Serpentin dagegen spärlich vor; ersterer ist aus Biotit hervorgegangen, letzterer möglicherweise aus Olivin. Calcit und Quarz sind als Zersetzungsprodukte allgemein vorhanden. Auf einigen Stellen habe ich ein hauptsächlich durch seine dunklere Farbe und das feinere Korn abweichendes Salband beobachtet, das auch beträchtlich

reicher an Serpentin ist und eine etwas basischere Fazies der Porphyrite darstellen dürfte.

Die Porphyrite sind in der Gegend vom Donoso und dem unteren Lauf des Rio Payne sehr häufig und von einer ziemlich konstanten Zusammensetzung. Immer ist dieser Typus porphyrisch ausgebildet; die Einsprenglinge sind durchaus Labradorite, gewöhnlich und in frischem Gestein glasig, in veränderten Typen trüb weiss. — Eine abweichende Zusammensetzung hat ein Gang im Cañon des Rio Payne in der Nähe des »Salto Chico« (kleiner Wasserfall). Der Gang ist ca 3 m breit und verläuft beinahe genau in nord-südlicher Richtung. Die Verwitterungsrinde des Gesteins ist von rostroter Farbe und scheint aus tonigem Limonit zu bestehen. Die Grundmasse zeigt eine eigentümlich licht stahlgraue Farbe, die Einsprenglinge sind glasige Labradorite. Der eigentliche Unterschied unter dem Mikroskop scheint vor allem in einer etwas weiter vorgeschrittenen Zersetzung zu liegen, die besonders die Pyroxene hauptsächlich in Calcit umgewandelt hat. Leider haben sich von den Pyroxenen nur hie und da einige winzige Reste frisch erhalten, welche eine genaue Bestimmung der optischen Konstanten nicht mehr gestatten. Es ist sehr auffällig, dass hier gerade die Pyroxene so stark angegriffen worden sind, da in den übrigen verwandten Gängen gerade die Pyroxene, die aus einem violettgefärbten Titanaugit bestehen, sehr frisch erhalten sind. Ich vermute, dass im letzteren Fall ein Magnesiumdiopsid vorhanden gewesen ist. Die Feldspate der Grundmasse sind etwas saurer als diejenige der Grundmasse der übrigen Porphyritgänge. Ilmenit ist in diesem Gestein sehr reichlich vorhanden. Das Gestein scheint einer etwas saureren Fazies der Porphyrite zu entsprechen und erinnert in manchen Beziehungen an die quarzhaltigen Glieder der Rio Carbon-Essexite, wo auch bei zunehmender Azidität ein Magnesiumdiopsid die Titanaugiten ersetzt.

Die übrigen Porphyritgänge dieses Typus sind von normaler Zusammensetzung und holokrystallin-porphyrischer Struktur. Die Struktur der Grundmasse wechselt gelegentlich und ist, wie es scheint, mehr von der Breite des Ganges, als von der mineralogischen Zusammensetzung abhängig. Über die genetische Stellung dieser Gesteine wage ich mich nicht mit Bestimmtheit auszusprechen, es scheint mir aber wahrscheinlich, dass hier eine Gangform des essexitischen Magmas vorliegt und dass also das gesamte Gesteinsgefüge als Essexitporphyrite zu bezeichnen wäre. — In der letzten Auflage seiner Physiographie II: 2 erwähnt ROSENBUSCH¹ einige Essexitporphyrite aus dem Kristianiagebiet, die von BRÖGGER kurz beschrieben sind. Diese stimmen mit den patagonischen, nach der petrographischen Beschreibung, sehr nahe überein. Sie sind aber, ebenso wie die patagonischen Gesteine, derart zersetzt, dass sich eine genauere Bestimmung der Mineralien nicht mehr durchführen lässt. So hat sich kein Orthoklasgehalt nachweisen lassen, obwohl Rosenbusch, der diese

¹ Mikroskopische Physiographie II: 2, p. 1363.

Gesteine zu den paläozoischen Trachydoleriten rechnet, einen primären Gehalt an Orthoklas annimmt. ERDMANNSDÖRFFER¹ erwähnt auch sehr nahestehende Gesteine unter den diabasartigen Gesteinen des deutschen Mittelgebirges und R. BRAUNS² beschreibt aus den devonischen Eruptivgesteinen im Gebiete der Lahn und Dill Gesteinstypen, die teils als Essexitdiabase, teils als Diabasporphyrite bezeichnet werden und die wahrscheinlich zu den paläozoischen Trachydoleriten hinzuführen sind.

	I	I a	I b	II	III	IV
Si O ₂	46,95	77,73	51,57	44,74	45,75	46,13
Al ₂ O ₃	17,05	16,68	11,07	15,67	13,40	18,13
Fe ₂ O ₃	3,61	2,26	—	5,18	8,21	1,97
Fe O	9,53	13,26	11,80	6,71	6,35	8,39
Mg O	7,11	17,62	11,69	8,47	7,92	7,01
Ca O	7,04	12,54	8,32	8,76	12,05	5,87
Na ₂ O	3,42	5,51	3,65	1,79	} 4,33	3,28
K ₂ O	0,82	0,87	0,58	0,51		1,73
H ₂ O	2,05	—	—	3,87	1,75	4,91
Ti O ₂	1,58	1,97	1,30	1,69	2,95	2,10
P ₂ O ₅	0,63	—	—	2,56	—	0,25
Mn O	0,03	0,04	0,03	—	0,24	—
Ba O	—	—	—	—	—	—
C O ₂	0,80	—	—	—	—	0,60
S O ₃	—	—	—	—	—	0,13
	100,62	148,48	—	99,95	99,95	100,50

I. Essexitporphyrit, Cerro Donoso, NO-Seite. N. SAHLBOHM anal.

II. Essexitdiabas, Oberberg bei Wissenbach. H. HARFF anal. R. BRAUNS: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. Neues Jahrbuch für Min. etc. Beil. Bd. 27 (1909), p. 276.

III. Essexitmelaphyr, Holmestrand, Norwegen. W. C. BRÖGGER. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinskunde, p. 434.

IV. Diabasporphyrit, Braunesumpftal, am Sägmühlenteich. O. ERDMANNSDÖRFFER: Über die systematische Stellung der Harzer Keratophyre. Centralblatt für Min. etc. 1909, p. 40.

Die OSANN'schen Konstanten geben

	s.	A.	C.	F.	a.	c.	f.	n.
I	52,87	4,23	6,84	25,00	2,25	3,75	14	8,6
II	53,75	2,40	7,16	25,91	1,5	4	14,5	8,8
IV	54,14	4,94	7,22	21,55	3	4,25	12,75	7,3

¹ O. H. ERDMANNSDÖRFFER: Über Vertreter der Essexit-Theralitreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. Zeitschr. d. Deut. Geol. Gesellsch. 59 (1907) II, p. 16.

² R. BRAUNS: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der dev. Eruptivgest. im Gebiete der Lahn und Dill. Neues Jahrbuch Beil. Bd 27 (1909), p. 261.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteines nimmt eine Zwischenstellung zwischen den typischen Vertretern der Diabasporphyrite und der Essexitporphyrite ein. Wegen der ziemlich starken Zersetzung des Gesteines dürfte die ursprüngliche Zusammensetzung sich vielleicht mehr derjenigen der Essexitporphyrite anschliessen. Die Struktur ist auch nicht diejenige der typischen Diabasporphyrite. Da die Mineralzusammensetzung mit den naheliegenden Essexiten nahe übereinstimmt, liegt es sehr nahe anzunehmen, dass wirklich ein gangartiges Auftreten des Essexitmagmas vorliegt, wenn auch keine endgültigen Beweise dafür geliefert werden können.

Das andere Ganggefüge des Paynegebietes ist beinahe ebenso verbreitet wie das soeben beschriebene. Wie schon erwähnt, durchsetzen diese Gänge die Kreideformation hauptsächlich in ost—westlicher Richtung. Es sind feinkörnige, holokrystallinische Gesteine von grauschwarzer Farbe mit rostbrauner Verwitterungsrinde. Die meisten Gänge sind unter sehr reichlicher Ausscheidung von Calcit stark zersetzt. Sie erreichen gewöhnlich kaum die Breite von einem Meter; oft beschränken sie sich auf 2—3 dm. Da, wo die beiden Gangsysteme sich kreuzen, zeigen sich die in der O—W Richtung verlaufenden Gänge stets als die älteren. Den ersten Gang dieses Typus traf ich an der Ostseite des Cerro Toro; zwischen diesem und Lago Sarmiento kreuzt man 8 verschiedene Gänge, die ONO—WSW bis O—W verlaufen. U. d. M. sind folgende Mineralien beobachtet worden: ein trikliner Feldspat, brauner Amphibol, Pyroxen, Olivin, Erze und Apatit neben Calcit, Chlorit und Serpentin als Umwandlungsmineralien. Auffallend ist die Ausbildungsform des Amphibols in bis 2 mm langen, dünnen, prismatischen Nadeln. Nur ausnahmsweise sieht man einen Querschnitt mit der prismatischen Spaltung. Der Pleochroismus ist α = strohgelb, β und γ rotbraun; die Auslöschung in der Prismenzone ist ca 12° . Diese barkevikitische Hornblende ist oft unter reichlicher Ausscheidung von winzigen Erzkörnern und Anatastrückständen teilweise in Chlorit umgewandelt. Die Pyroxene sind so vollständig in ein Gemenge von Calcit und Chlorit umgewandelt, dass man nur nach den äusseren Konturen vermuten kann, dass ursprünglich ein Pyroxen vorhanden war. Dieses Mineral scheint etwas porphyrisch vorzukommen. Der rhombische Umriss einiger Schnitte ist stellenweise noch unverkennbar und deutet auf einen ursprünglichen Olivinegehalt. Pyroxen kommt ausserdem in Form kleiner Körner reichlich in der Grundmasse vor, auch da stark zersetzt. Der Feldspat scheint in den verschiedenen Gängen zwischen Andesin und Labradorit zu schwanken; er ist leistenförmig, selten isometrisch, ausgebildet, und allgemein gestreift. In einem Gang kommt eine kaum cm-breite Schliere eines noch feinkörnigeren Gemenges, das durch schön trachytoidale Anordnung der Feldspatleisten und durch Zurücktreten der Amphibole gekennzeichnet ist, vor. Auch hier finden sich Pseudomorphosen von Calcit und Chlorit nach porphyrischen Pyroxenen.

Die Ganggesteine von der Südseite des Lago Sarmiento (etwa 5 km weiter westlich) sind dem früher beschriebenen Typus sehr ähnlich. Olivin scheint hier ganz zu fehlen. Die Pyroxene kommen deutlich in zwei Generationen vor; teils als gut idiomorphe, porphyrische Krystalle, die jedenfalls vollständig in Calcit und Chlorit umgewandelt sind, teils als winzige Körner in der Grundmasse, begleitet von denselben nadelförmigen, rotbraunen Amphibolen und von denselben basischen Plagioklasleisten, die schon beschrieben worden sind. Aber nicht nur in Gangform, sondern auch als intrusive Lagergänge treten ähnliche oder sehr nahe verwandte Gesteinstypen auf. In dem Gebiet zwischen Cerro Cagual im Süden und

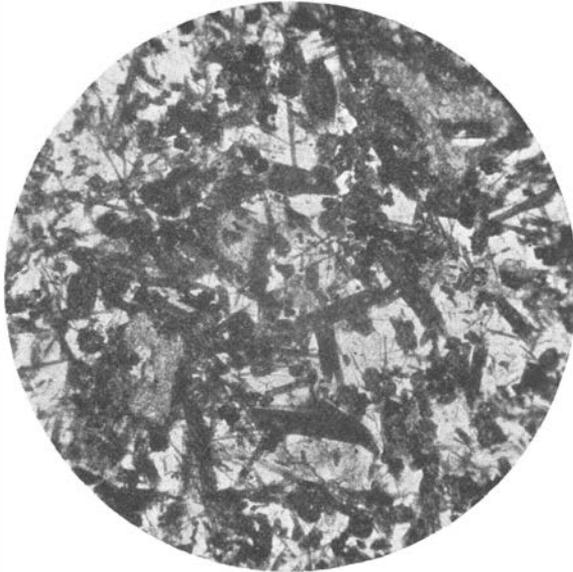


Fig. 22. *Camptonit, Lago Payne* NO-Ecke. Vergr. 45 \times .
Mineralbestand der Mikrophotographie: Plagioklas, Amphibol, Pyroxenen (2 Generationen, die porphyrischen ganz zersetzt) Magnetit, Chlorit, Calcit und Serpentin.

Lago Argentino im Norden tritt teils als Decken, teils als intrusive Lagergänge eine Reihe von Eruptivgesteinen auf, von denen besonders einige Vorkommnisse zwischen den Sandsteinschichten der Lahilliazone den schon beschriebenen nahe verwandt sind. Der Hauptunterschied ist, dass sie mandelsteinartig ausgebildet sind. Die Mandeln sind mit Kalkspat und mit einem isotropen Mineral mit sehr niedriger Lichtbrechung und kubischen Spaltrissen ausgefüllt. Dieses Mineral halte ich für Analcim. Die Mineralzusammensetzung der Grundmasse des Gesteins stimmt mit der schon beschriebenen nahe überein, ist aber von etwas größerem Korn. Dagegen ist die Struktur hier durchaus trachytoidal, was bei den gangförmig auftretenden Typen nur ausnahmsweise der Fall war.

Über die genetische und systematische Stellung dieser Gesteine ist es wegen der starken Zersetzung auch in diesem Falle schwer, etwas mit Bestimmtheit festzustellen. Der Habitus und die Struktur der Gesteine gleichen durchaus denjenigen der lamprophyrischen Ganggesteine. Ob sie aber zu der Gruppe der Amphibolvogesiten oder zu den Camptoniten hinzuführen sind, ist schwieriger zu entscheiden. Aus mehreren Gründen möchte ich sie zur letzteren Gruppe stellen.

In seiner Monographie über das Ganggefölge des Laurdalits beschreibt BRÖGGER¹ als Camptonite lamprophyrische Ganggesteine, die eine nahe Übereinstimmung mit denjenigen des Paynegebietes zeigen. Die mineralogische Zusammensetzung scheint durchaus übereinstimmend zu sein; BRÖGGER erwähnt dieselben Pseudomorphosen von Chlorit- und Calcit nach idiomorphen Olivinen und Pyroxenen und dieselben Amphibolnadelchen und Feldspate der Grundmasse. Um die Übereinstimmung auch in chemischer Hinsicht näher zu prüfen, habe ich, trotz des ziemlich zersetzten Zustandes, eine Analyse von einem der camptonitischen Gänge machen lassen. Zum Vergleich füge ich eine von Bröggers Analysen bei, die sich auf einem Camptonitgang aus dem Essexitgebiet von Gran bezieht.

	I	I a	I b	II	III
Si O ₂	42,16	69,80	48,44	41,40	43,65
Al ₂ O ₂	15,90	15,56	10,80	13,28	16,29
Fe ₂ O ₃	3,28	2,05	—	6,54	—
Fe O	7,00	9,74	9,60	8,63	14,76
Mg O	6,00	14,87	10,32	5,25	5,96
Ca O	11,67	20,79	14,43	10,05	10,16
Na ₂ O	2,55	4,11	2,84	2,43	3,05
K ₂ O	1,18	1,25	0,87	0,75	1,50
H ₂ O	2,68	—	—	3,17	—
Ti O ₂	2,95	3,68	2,55	2,75	4,63
P ₂ O ₅	0,45	—	—	—	—
S	0,20	—	—	—	—
Mn O	0,15	0,21	0,15	—	—
C O ₂	4,54	—	—	4,18	—
S:ma	100,71	142,06		98,44	100,00

I. Camptonit. Lago Sarmiento, Südseite. G. NYBLOM anal.

II. Camptonit. Hougen, Gran. L. SCHMELK anal. W. C. BRÖGGER: Die Eruptivgesteine des Kristianigebietes III, p. 60.

III. Mittel von 8 Camptoniten, BRÖGGER: Quart Journ. Geol. Soc. Vol. 50. 1894, p. 26.

Die OSANN'schen Konstanten sind.

	s.	A.	C.	F.	a.	c.	f.	n.
I	50,99	3,71	7,09	27,41	2	3,75	14,25	7,7
II	51,21	3,54	5,86	30,39	1,5	3	15,5	8,3
III	50,91	4,22	6,14	28,56	2,25	3,25	14,50	7,5

¹ Die Eruptivgesteine des Kristianigebietes III, p. 48.

Auch schient mir die oft trachytoidale Struktur mehr derjenigen der Camptonite als der Vogesite zu entsprechen. Das Vorkommen von Analcim in dem Gestein vom Cerro Baguales, spricht für seine Zugehörigkeit zu den Camptoniten.

Dass die camptonitischen Ganggesteine dieses Gebietes in genetischem Zusammenhang mit den Essexiten stehen, ist sehr wahrscheinlich. Camptonite sind oft als das den Essexiten zugehörenden Ganggeföge beschrieben worden. BRÖGGER¹ hebt besonders hervor, dass das weit verbreitete camptonitische Ganggeföge des Kristianigebietes in naher Beziehung zu den Essexiten steht.

Auch kommen in dem Paynegebiet ein paar Gänge vor, die man als die komplementären Gänge der Camptonite im Sinne BRÖGGER's betrachten könnte. In der Nähe des Salto Chico im Cañon des Rio Payne werden die essexitporphyritischen Gänge von einem einige Meter breiten Gang in der Richtung NW—SO durchschnitten. Das Gestein ist von licht graugrüner Farbe, feinem Korn und etwas porphyrischer Struktur. Als einzige Einsprenglinge kommen Feldspate vor. U. d. M. zeigt sich die Struktur als panidiomorph-körnig mit tafelförmigen Feldspaten. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Plagioklas und Orthoklas. Die porphyrischen Plagioklase sind gut idiomorph, nach den Karlsbader- und Albitgesetzen verzwillingt und bestehen aus Andesin. Die Grundmasse besteht aus Orthoklas und Plagioklas in ungefähr gleicher Menge. Quarz ist allenthalben, wenn auch nicht gerade reichlich, vorhanden. Der einzige, dunkle Gemengteil ist Chlorit in unregelmässigen kleinen Fetzen. Titanit kommt akzessorisch vor. Als sekundäre Mineralien sind Calcit und Sericit reichlich vorhanden. Dieses Ganggestein steht anscheinend den Oligoklasporphyren bzw. Maenaïten KJERULF's und BRÖGGER's² sehr nahe. Es ist auch auffallend, wie nahe die ganze Gesteinsgruppe der Essexite, sowie die zuletzt beschriebenen Ganggesteine, sowohl in ihrem geologischen Auftreten als auch in ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung, mit den entsprechenden Gesteinen in dem Kristianigebiet übereinstimmen. BRÖGGER scheint der Meinung zu sein, dass gerade sein Maenaït oder Kalkbostonit als das aplitische Ganggestein des essexitischen Magmas und als komplementärer Gang der Camptonite zu betrachten sei. Sehr ähnliche Gänge sind auch aus dem Essexitgebiet bei Rongstock in Böhmen von HIBSCH unter dem Namen Gauteit beschrieben worden. Es scheint mehr als ein Zufall zu sein, wenn auch hier in Patagonien, schon bei einer ganz oberflächlichen Rekognoszierung gerade diese Ganggesteine in enger geologischer Beziehung zu den Essexiten gefunden worden sind.

Unter den gang- und deckenförmig auftretenden Gesteinen dieser Gegenden sind noch einige Diabasgesteine zu erwähnen, die als intrusive oder effusive Decken in dem Lahilliasandstein des Cerro Baguales westlich vom Rio de la China auftreten.

¹ Die Eruptivgesteine des Kristianigebietes III, p. 57.

² Ebenda, p. 206.

Am frischesten ist ein deutlich effusives, feinkörniges Gestein von lichtgrauer Farbe mit bis 5 mm grossen Blasenräumen. Schon makroskopisch ist an der Wand der Blasenräume eine Glashaut wahrnehmbar. U. d. M. zeigt sich das Gestein als ein Olivindolerit von ungewöhnlicher Frische. Ein kleiner Gehalt an einer lichtbraunen Glasbasis ist überall, besonders aber rings um die Blasenräume, nachweisbar. Im übrigen ist die Struktur diabaskörnig. Die Feldspate, die der Labradoritreihe angehören, kommen in zwei Generationen vor, was dem Gestein u. d. M. eine etwas porphyrische Struktur verleiht. Die porphyrischen Krystalle sind tafelförmig ausgebildet, die der Grundmasse richtungslos leistenförmig. Der Olivin ist sehr frisch, nur peripherisch durch einen schmalen Saum von Eisenoxyd gelb gefärbt, und kommt in kleinen, rundlichen Körnern oder annähernd idiomorphen Individuen vor. Die Pyroxene sind farblos und stellen mehr ein Gemenge von rundlich-eckigen Körnern als eine Zwischenklemmungsmasse dar. Oft ist die Glasbasis durch winzige Erzintrapositionen dunkel gefärbt. Auf einem etwas höheren Niveau der Bagualeshöhen, südlich von Cattle's Estancia, treten Gesteine von viel mehr basaltischem Charakter und porphyrischer Ausbildung auf, deren Mineralbestand jedoch sehr nahe mit demjenigen des Olivindolerites übereinstimmt. Als Einsprenglinge treten hier ein glasiger Labradorit neben Augit und Olivin in einer lichtgrauen Grundmasse von Augitkörnern, trachtydoidal angeordneten Plagioklasleisten und Erzkörnern auf. Da diese Gesteine unzweifelhaft in die bunte Gesteinsreihe der Andesite und Basalte des Bagualesgebirges, östlich vom Rio de la China, gehören und keine Verwandtschaft mit den hier behandelten Gesteinen zeigen, soll ihre nähere petrographische Bearbeitung im Zusammenhang mit den pampeischen Effusivgesteinen vorgenommen werden.

Trachydolerit, Skyring Water.

Ein effusives Gestein, das dagegen wahrscheinlich in naher Verwandtschaft mit dem essexitischen Magma dieser Zone steht, kommt, soweit unsere Kenntnisse vorläufig reichen, ganz vereinzelt auf der Nordküste von Skyring Water, gerade südlich von den auf den Karten als Cerro Pinto eingezeichneten Höhenzügen vor.

Das Gestein wechselt in seiner Struktur von grob—mittelkörnig porphyrisch bis feinkörnig. U. d. M. erkennt man Feldspat und Pyroxen als Einsprenglinge in einer pilotaxitischen Grundmasse, die aus Feldspatleisten, Augitsäulchen und Erzkörnern besteht. Daneben finden sich rundliche oder unregelmässig begrenzte Partien eines grünlich-gelben, oft radialfaserigen Serpentin. Die Feldspateinsprenglinge entsprechen einem basischen, nach dem Albitgesetz allgemein verzwilligten Labradorit. Diese Einsprenglinge sind aber von unzähligen Adern eines andern Feldspates durchzogen, dessen Lichtbrechung bedeutend unter derjenigen des Canadabalsams liegt. Wahr-

scheinlich handelt es sich hier um eine Albitinfiltration. Diese Adersubstanz ist von der optischen Orientierung und der Zwillingsbildung des Labradorites unabhängig, löscht aber selbst in einem Individuum oft gleichzeitig aus, ohne jedoch eine solche Gesetzmässigkeit zu zeigen, dass man eine regelmässig orientierte Verwachsung annehmen könnte. Die Pyroxene sind blassgrüne, gut idiomorph ausgebildete Augite, mit häufiger Zwillingsbildung nach (100). Oft enthalten sie reichlich Erzeinschlüsse und Plagioklas-mikroliten. Ausser diesen Einsprenglingen kommen in dem mittelkörnigen Typus noch Pseudomorphosen nach einem andern Mineral vor. Dieses Mineral tritt in langen Säulen mit einer deutlichen Spaltung quer zur Längsrichtung auf. Die Krystalle sind oft von einem dünnen Saum einer



Fig. 23. *Trachydolerit (Shoshonit), Skyring Water*. Nordufer, am Fuss des Cerro Pinto. Vergr. 12 \times . Mineralbestand der Mikrophotographie: Plagioklas, Pyroxen, Serpentin, Pseudomorphosen nach Nephelin? (N), Magnetit.

rotbraunen Substanz umgeben, die sich bei stärkerer Vergrösserung stellenweise in eine Menge von winzigen Streifen auflöst, die quer zur Krystallfläche und unter einander vollständig parallel stehen. Die Pseudomorphosen bestehen aus einem feinkörnigen Gemenge von Feldspat und Calcit. Der Feldspat hat niedrigere Lichtbrechung als Canadabalsam. Einige unregelmässige Flächen von sehr niedriger Interferenz zeigten im konvergenten Licht ein einachsiges Kreuz mit positivem Charakter. Möglicherweise liegt hier Hydronephelin vor. — Was dieses Mineral ursprünglich gewesen ist, lässt sich aus den Pseudomorphosen nicht mit Bestimmtheit sagen; sowohl der Habitus als das Auftreten deuten auf Nephelin. Die feinkörnigeren Typen zeigen diese Pseudomorphosen nicht. In der Grundmasse der grobkörnigeren Gesteine ist eine gelblichbraune Glasbasis nachweisbar;

in den feinkörnigen Varietäten ist die Grundmasse dagegen vollkristallinisch und die idiomorphen Feldspatleisten richtungslos verteilt. Ausser Augit kommen hier in der Grundmasse Biotit-fetzen, die meist in Chlorit umgewandelt sind, vor. Mehrere Gänge durchsetzen dieses Gestein ohne sich jedoch petrographisch von dem Muttergestein viel zu unterscheiden. Gerade am Ufer von Skyring Water durchsetzen einige Gänge die Schieferformation. Es sind dies bis 2 m breite, dunkle Gänge von einer bedeutend basischeren Zusammensetzung. Die Feldspateinsprenglinge sind basische Bytownite. Im übrigen gleicht der Mineralbestand demjenigen des Hauptgesteins. Da die systematische Stellung dieses Gesteins aus der mikroskopischen Analyse nicht mit Sicherheit abzuleiten ist, wurde die in der folgenden Tabelle unter I. angegebene Analyse ausgeführt.

	I	I a	I b	II	III
Si O ₂	54,15	89,65	59,98	54,86	52,42
Al ₂ O ₂	19,30	18,88	12,63	17,28	18,05
Fe ₂ O ₃	3,61	2,26	—	4,08	4,30
Fe O	3,54	4,92	6,32	2,28	3,60
Mg O	2,75	6,81	4,56	4,19	3,60
Ca O	8,00	14,25	9,53	5,42	6,14
Na ₂ O	3,75	6,04	4,04	3,94	3,75
K ₂ O	3,19	3,38	2,26	3,96	4,14
H ₂ O	1,24	—	—	2,16	1,47
Ti O ₂	0,69	0,86	0,58	0,69	1,16
P ₂ O ₅	0,45	—	—	0,48	0,34
S	—	—	—	—	—
Mn O	0,12	0,18	0,11	0,19	0,28
Ba O	—	—	—	0,37	0,11 *
	100,79	147,22		99,90	100,60

* 0,04 C O₂, 0,05 V₂ O₅, 0,03 (Ni CO)O, 0,05 Cu O.

I. Trachydolerit (Shoshonit), Cerro Pinto, Skyring Water. G. NY-BLOM anal.

II. Shoshonite, Indian Peak, Yellowstone. L. G. EAKINS anal. U. S. Geol. Survey. Monogr. XXXII, Part II p. 340.

III. Orthoklas-Basalt, Bumbo flow. H. WHITE anal. — JAQUET, CARD and HARPER: Geology of Kiama. Records of Geol. Survey of New South Wales Vol. 8, p. 12.

Die OSANN'schen Konstanten geben.

	s.	A.	C.	F.	c.	e.	f.	n.
I	60,56	6,30	6,33	14,19	4,75	4,75	10,50	6,4
II	61,92	7,09	4,28	15,11	5,50	3	11,5	6,0
III	60,00	7,10	4,91	15,99	5	3,50	11,50	5,8

Die chemische Zusammensetzung ist durchaus diejenige der Shoshonite aus Yellowstone, wie aus einem Vergleich der Analysen hervorgeht.

Sehr nahe übereinstimmende Gesteine werden auch aus New Süd-Wales beschrieben. Der unerwartet hohe Kaligehalt deutet auf einen beträchtlichen Gehalt an Orthoklas oder Leucit, obwohl bei der starken Zersetzung des Gesteines aus Skyring Water dieses Mineral sich im Dünnschliff nicht sicher nachweisen lässt. Wie ich schon hervorgehoben habe, halte ich den Trachydolerit von Skyring Water für eine effusive Fazies der etwas weiter nördlich verbreiteten Essexite.

III. Die Granite des Rio Aysen-Profiles.

In Abteilung I beendete ich die Beschreibung der granitoiden Lakkoliten mit dem Cerro San Lorenzo auf 48° s. Br., weil das typisch lak-



Fig. 24. *Granit. Rio Aysen.* Vergr. 12 \times . Mineralbestand der Mikrophotographie: Orthoklas, Plagioklas (vereinzelt), Quarz.

kolitische Auftreten derartiger Gesteine weiter nördlich nicht bekannt ist. Dagegen treten gegen Norden granitische Gesteine in immer grösserer Verbreitung auf. In dem Querprofil des Rio Aysen-tales wird die Hauptmasse der Cordillera von Granit aufgebaut: das Flusstal durchsetzt in einer Länge von über 40 km, ein einheitliches Granitmassiv. Es ist klar, dass das geologische Auftreten dieser gewaltigen Eruptivmassen mit der lokalen Natur der Lakkoliten im Süden nicht zu vergleichen ist. Schon in der geologischen Orientierung habe ich die verschiedene Rolle hervorgehoben, die die Eruptivgesteine in dem Bau der Cordillera Nord- und Südpatagoniens spielen.

Auch petrographisch scheinen die Granite im Norden sich von den lakkolitisch auftretenden Massengesteinen zu unterscheiden. Wegen ihrer grossen Verbreitung nach Westen, kommen diese Gesteine auch in Kontakt mit den Eruptivgesteinen der Küstencordillera. Die Kontaktlinie ist in dem Profil bei Aysen leider nicht zu sehen, da das angeschwemmte Vorderland der Westcordillera den Gebirgsgrund bedeckt.

Schon NORDENSKJÖLD¹ erwähnt vorübergehend die Granite des Aysentales, von denen P. DUSÉN eine Sammlung zusammenbrachte, und betont die Verschiedenheit zwischen diesem Typus und dem unmittelbar im Westen anstehenden Granit. NORDENSKJÖLD schreibt: »Etwas weiter östlich« (von der Mündung des Aysenflusses aus) »wurde ein Granit von

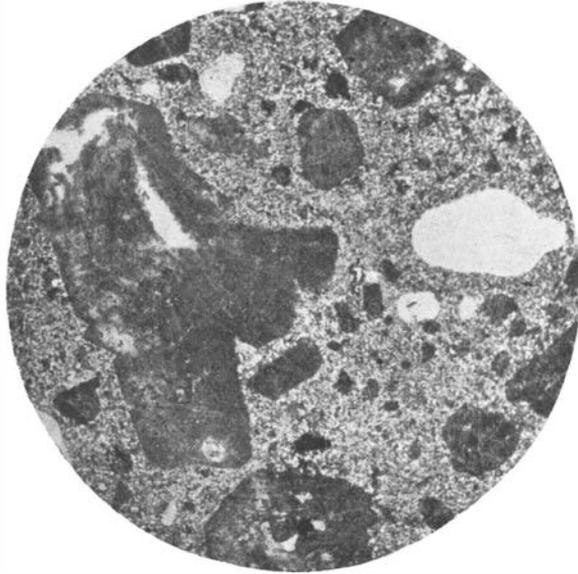


Fig. 25. *Granitporphyr*. Rio Aysen. Km 60 vom Puerto Dun. Vergr. 12 \times . Mineralbestand der Mikrophotographie: Orthoklas, Plagioklas und Quarz.

ganz anderem Aussehen gefunden. Derselbe enthält tiefroten Orthoklas, sowie weisslich-trüben Plagioklas und ferner Quarz in bedeutender Menge; der etwas zersetzte Biotit und ein orthitähnliches Mineral spielen keine erhebliche Rolle.» — In dem engen Flusstal des Rio Aysen zwischen dem Rio Mañihuales, einem rechten Nebenfluss des Rio Aysen, und dem Cerro Baguales, stehen überall granitische Gesteine von dem von NORDENSKJÖLD erwähnten Typus an. Das gewaltige Eruptivmassiv erreicht eine Breite von über 40 km. Die Granite sind überall durch ihren Reichtum an fleisch- bis lachsrotem Orthoklas gekennzeichnet, der sowohl den grobkörnigeren als den feinkörnigeren Gesteinsvarietäten ihre rötliche Farbe verleiht. Die westliche Hälfte des Massivs ist durch mittel- bis feinkörnige, holokrystal-

¹ Die krystallinischen Gesteine etc. p. 210.

line Granite charakterisiert; gegen Osten und besonders gegen die Kontakte der Schieferformation, treten granitporphyrische Varietäten auf.

Sämtliche Granite dieses Gebietes sind ausgesprochene Kaligranite; unter den Feldspaten überwiegt bei weitem der Orthoklas. Dunkle Gemengteile kommen nur spärlich vor. In den Proben aus der Gegend des Rio Mañuales habe ich u. d. M. folgende Mineralien beobachtet: Orthoklas, Plagioklas, Biotit und Amphibol, akzessorisch Apatit, Zircon, Orthit und Erze. — Der *Orthoklas* erscheint wegen seines Gehaltes an Eisenoxidpigment durchaus trüb, ist aber im übrigen unzerstört. Perthitische Ausbildung ist sehr verbreitet. Der *Plagioklas* entspricht einem basischen Oligoklasalbit und tritt in untergeordneter Menge auf. Auch er ist durch das Eisenoxydpigment gefärbt, aber weniger intensiv als der Orthoklas. Die dunkeln Gemengteile bestehen aus sporadischen Fetzen eines ziemlich chloritisierten *Biotits* und aus einem lichtgrünen *Amphibol*. Die Struktur dieser Gesteine ist durchaus charakteristisch. Der Orthoklas ist überall die letzte Füllmasse. Sowohl Quarz als Plagioklas sind früher auskristallisiert, ohne jedoch eine idiomorphe Ausbildung zu erreichen. Oft stossen mehrere eckgrundliche Quarzkörner aneinander und zeigen dann manchmal dieselbe optische Orientierung. In einigen der von DUSÉN gesammelten Proben tritt Plagioklas reichlicher auf und zeigt auch eine etwas basischere Zusammensetzung. Der Idiomorphismus hat hier ebenfalls zugenommen.

Ungefähr 57 km von Puerto Dun am Aysenßjord dem Aysenfluss aufwärts treffen wir am rechten Flussufer den Granit in Kontakt mit einem dunklen, stark kontaktmetamorphosierten Schiefer. Zahlreiche Granitadern durchkreuzen den Schiefer in allen Richtungen. In einer Entfernung von 60 km steht wieder ein granitisches Gestein an, das aber granitporphyrisch entwickelt ist. Dasselbe gilt für den von hier aus bis östlich zu dem Kontakt mit den Schiefeln anstehenden Granit. Es scheint, als ob das gewaltige Granitmassiv gegen den Kontakt zu eine vollkommen porphyrische Struktur annähme. Bei gleicher Mineralzusammensetzung sind in der porphyrischen Fazies des Granits bis 5 mm grosse Einsprenglinge von Quarz, tiefrotem Orthoklas und Plagioklas in einer feinkörnigen Grundmasse von allotriomorphen Quarz- und Feldspatkörner entwickelt. Ferner sind unregelmässige Fetzen von Chlorit reichlich vorhanden, der wahrscheinlich aus Biotit hervorgegangen ist. Ganz am Kontakt scheint ein ziemlich starker Stoffaustausch zwischen den Graniten und den im Osten anstehenden schwarzen, etwas phyllitischen Tonschiefern stattgefunden zu haben. Die rötlichen Feldspate des Granitmassivs schwimmen in einer feinkörnigen Grundmasse, die aus Quarz, Feldspat, Epidot, Calcit und Chlorit besteht.

In seiner typischen Ausbildung ist der Aysengranit ein quarzreicher Kaligranit. Er unterscheidet sich dadurch von den saureren Typen des andendioritischen Gesteinsgeforges der Küstencordillera, die nur ausnahmsweise ihren Charakter von Plagioklasgraniten verlieren. Auch unter den mannigfaltigen Entwicklungsstufen der granitoiden Gesteine der ostcor-

dillerischen Lakkoliten habe ich keine entsprechenden oder nahestehenden Gesteinstypen angetroffen. In macher Hinsicht erinnert dieser Granit und ganz besonders der Granitporphyr, an die postarchaischen Granite und s. g. Quarzporphyre des bottenischen Meeres, besonders an diejenigen Granittypen, in denen die Rapakivistruktur nicht vorkommt, wie gewisse Rödögranite und zahlreiche erratische Blöcke eines submarinen Vorkommnisses im Meerbusen von Gefle. Charakteristisch für alle diese Gesteine ist die undeutliche oder gänzlich fehlende Ausscheidungsfolge der Mineralien und die Andeutung zu idiomorpher Ausbildung des Quarzes. Als Kittsubstanz kommt Orthoklas in Betracht. Das überaus häufige Vorkommen von granitporphyrischen Varietäten ist beiden Vorkommnissen gemeinsam. Wie erwähnt, dürfte diese Ausbildungsform in Aysen als eine der Randfazies des Massivs zugehörnde zu betrachten sein. Ob dies auch in den submarinen Gebieten des bottenischen Meeres der Fall ist, lässt sich vorläufig nicht mit Sicherheit entscheiden, obwohl manche Strukturform mir dafür zu sprechen scheint.

IV. Die Effusivgesteine der Zentralcordillera.

In dem allgemeinen geologischen Teil habe ich die neuentdeckten Vorkommnisse von vulkanischen Gesteinen jugendlichen Alters in der Zentralcordillera kurz erwähnt und einige Andeutungen über ihre Verbreitung und ihr geologisches Alter gegeben. Ich gehe nun zu der petrographischen Beschreibung der einzelnen Vorkommnisse über.

Das südlichste Vorkommen von vulkanischen Gesteinen innerhalb der Zentralcordillera ist der Mt Burney auf 52° s. Br. Dieses Gebirgsmassiv bildet gerade am südlichen Einlauf des Smyths Kanal einen ziemlich freistehenden Komplex. Die umgebenden Gesteine bestehen aus metamorphen Schiefergesteinen. Wie schon aus der Seekarte hervorgeht, ist das Massiv stark vergletschert; die Eisströme fließen von allen Seiten in die Ebene hinunter, ohne jedoch die Fjorde zu erreichen. Mt Burney erreicht eine Höhe von 1750 m. Von Muños Gamero aus gelangte ich bis an den Fuss des Gebirges, wo bereits vulkanische Gesteine anstehen. Ausserdem konnte ich in dem Gletscherfluss, der von dem Vulkangebiet nach Westen fliesst, die verschiedenen, das Gebirge aufbauenden Gesteinsvarietäten sammeln.

Die auf der Westseite des Vulkans anstehenden Felsen bestehen aus einem hell rötlichbraunen Gestein, dessen Farbe durch die lockere Grundmasse bedingt ist. Als Einsprenglinge erkennt man einen glasigen, triklinen Feldspat und in untergeordneter Menge einige dunkle Mineralkörner. U. d. M. habe ich als Einsprenglinge Plagioklas, Hypersten und Amphibol beobachtet. Der *Plagioklas* ist von glasigem Habitus und zeigt einen ausserordentlich schönen und regelmässigen zonaren Bau. Die chemische

Zusammensetzung schwankt zwischen Andesin und basischem Labradorit der gelegentlich im Kern bis zu Bytownit herabsinkt. Verzwillingung nach den Albit- und Periklingesetzen ist allgemein. Nicht immer erfolgt gegen den Kern der zonar gebauten Individuen eine allmähliche Zunahme der Basizität, sondern es lässt sich ein mehrfacher Wechsel von saureren und basischeren Zonen feststellen. Die Plagioklaseinsprenglinge erreichen eine Grösse von 3—4 mm. Der *Hypersten* ist stets idiomorph in schlanken Säulen ausgebildet. Als Einschlüsse kommen häufig Erzkörner, spärlicher Apatitmikroliten vor. Der Hypersten ist stets von einem braunroten Rand umgeben, der durch Ausscheidung von Eisenoxid entstanden ist. Dieser Umwandlungsprozess dringt durch die Spaltrisse auch in das Innere des Krystalls ein. Monokline Pyroxene fehlen als Einsprenglinge vollständig. *Amphibole* kommen relativ spärlich vor. Sie gehören den basaltischen



Fig. 26. *Hypersten-Andesit, Mount Burney.* $\frac{2}{3}$ Nat. Grösse.

Hornblenden mit sehr kräftigem Pleochroismus und sind ohne Ausnahme von einem breiten Opacitrand umgeben, der bei den kleineren Individuen den Amphibol beinahe gänzlich verdrängt. — Die Grundmasse besteht aus triklinen Feldspat tafeln und kleinen Säulchen eines rotbraunen Minerals, die wahrscheinlich aus Amphibolmikroliten hervorgegangen sind, und aus einem hellen, beinahe farblosen Glas. Diese rotbraunen, in der Grundmasse sehr gleichmässig verteilten Säulchen verleihen dem Gestein seine rötliche Farbe. Die Zusammensetzung dieser winzigen Krystalle scheint genau dieselbe zu sein, wie diejenige der opacitartigen Umrandung der Amphiboleinsprenglinge. Ganz untergeordnet kommen kleine Körner eines monoklinen Pyroxens in der Grundmasse vor. Charakteristisch für dieses und, wie wir sehen werden, auch für die meisten zu dieser Reihe gehörenden Gesteine ist das Zurücktreten der dunklen Gemengteile, was im Zusammenhang mit der beinahe farblosen Glasbasis den Gesteinen einen mehr trachytischen als andesitischen Habitus verleiht. Von dem Westabhang

des Gebirges stammen einige etwas abweichende Gesteinstypen, die nach ihrer grossen Verbreitung als Geröll im Gletscherfluss zu urteilen, einen ansehnlichen Teil des Gebirges aufbauen. Ein Gestein steht dem schon beschriebenen sehr nahe und ist von lichtgrauer Farbe; es zeigt eine lockere, sich rauh anfühlende Grundmasse. U. d. M. erkennt man, dass dieses Gestein sich durch das Zurücktreten des Hypersten und das Eintreten eines monoklinen Pyroxen neben reichlicherem Auftreten von Amphibol von dem vorhergehenden unterscheidet. Der Amphibol hat eine starke magmatische Umwandlung erlitten, so dass zuletzt der Opacitrand unter reichlicher Ausscheidung von Erz das ganze Mineral verdrängt und als Pseudomorphose auftritt. Die Grundmasse besteht aus winzigen Augit-

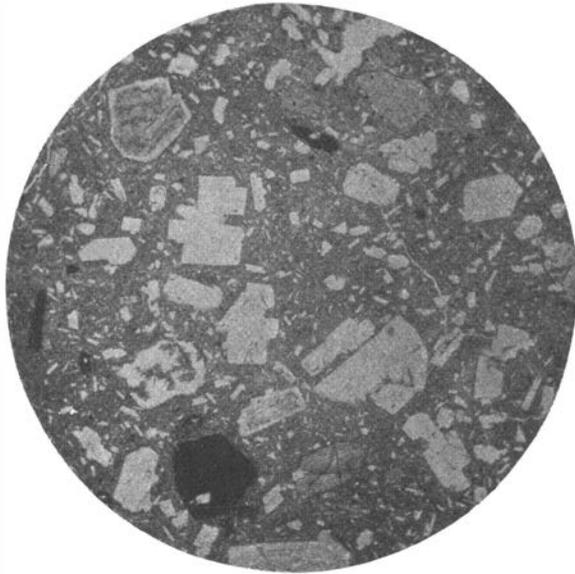


Fig. 27. *Hypersten-Andesit*, *Mount Burney* (N:o 26). Vergr. 12 \times . Mineralbestand der Mikrophotographie: Plagioklas, Hypersten, Amphibol (schwarz ganz in Opacit umgewandelt).

körnchen, Feldspatmikroliten und einem reichlich vorhandenen farblosen Glas, das den Hauptbestandteil der Grundmasse bildet. Von diesen beiden Hyperstenandesiten unterscheidet sich ein anderer Typus durch das vollständige Fehlen von jedem Pyroxen als Einsprengling. Das Gestein, das ich nur als Geröll im Gletscherfluss kenne, das aber ebenfalls auf dem Westabhang des Gebirges anstehen muss, stellt einen typischen *Amphibolandesit* dar und dürfte in chemischer Beziehung eine etwas basischere Fazies des Andesitmagmas darstellen. Als Einsprenglinge kommen nur Plagioklase der Bytownitreihe sowie ein basaltischer Amphibol vor. Der Plagioklas ist innig nach dem Albit-, Periklin- und Karlsbadergesetz verzwillingt; die verzwillingten Individuen stehen ihrerseits in Juxtaposition zu einander und bilden komplexe Viellinge. Eine schöne Zonenstruktur mit einer mehrmaligen Rekurrenz von basischeren und saureren Schichten ist

allgemein entwickelt. — Die Amphibole stimmen mit denen der vorigen Varietäten überein. Die Grundmasse besteht auch hier aus farblosem Glas, das aber bei schwächerer Vergrößerung durch winzige Erzkörner dunkel erscheint. Häufig kommen Feldspatleisten und kleine Pyroxenkörner in der Glasbasis vor, wodurch die Grundmasse eine hyalopilitische Struktur bekommt.

Von einem frischen Hyperstenandesit von dem Westabhang des Mt. Burney hat Ing. G. NYBLÖM eine Analyse ausgeführt, deren Resultat in N:o I der folgenden Tabelle angegeben ist. In II und III habe ich einige Analysen von nahe verwandten Gesteinen angeführt.

	I	I a	I b	II	III
Si O ₂	61,80	102,32	66,72	61,17	63,47
Al ₂ O ₃	18,65	18,25	11,90	17,74	16,75
Fe ₂ O ₃	2,08	1,30	—	1,78	2,15
Fe O	2,49	3,46	3,95	3,51	2,75
Mg O	2,60	6,44	4,20	2,76	3,04
Ca O	6,41	11,42	7,45	5,90	5,72
Na ₂ O	4,51	7,26	4,74	3,79	3,94
K ₂ O	0,82	0,87	0,57	1,71	1,62
H ₂ O	0,25	—	—	0,83	0,55
Ti O ₂	0,50	0,62	0,41	0,45	0,37
P ₂ O ₅	0,18	—	—	0,14	0,13
S	0,01	—	—	—	—
Mn O	0,08	0,11	0,07	0,12	0,09
Ba O	—	—	—	0,06	0,04
C O ₂	—	—	—	Sr. 0,04	Sr. 0,04
	100,66	152,05		100,00	100,66

I. Hypersten-Andesit. Mt. Burney. Smyths Canal. G. NYBLÖM anal.

II. Hypersten-Andesit. Crater Peak. Shasta Couty, Californien. HILLEBRAND anal. F. W. CLARKE: Analyses of Rocks. U. S. Geol. Survey Bull. N:o 168 p. 183.

III. Hypersten-Andesit, Suppans Mountain, Lassen Peak, Tehama. California. HILLEBRAND anal. F. W. CLARKE: Analyses of Rocks. U. S. Geol. Survey, Bull. N:o 168 p. 182.

Die OSANN'schen Konstanten geben

	s.	A.	C.	F.	a.	c.	f.	n.
I.	67,13	5,31	6,59	9,08	5	6	9	8,9
II.	67,13	5,19	6,20	10,02	5	5,5	9,5	7,7
III.	68,41	5,20	5,37	10,39	5	5	10	7,9

Die nahe Verwandtschaft mit den bekannten Hyperstenandesiten aus Californien geht sowohl aus einem Vergleich der Analysen, als auch aus der übereinstimmenden Mineralzusammensetzung hervor.

Die vulkanischen Gesteine der Mano del Diablo in Peel Inlet gehören mit denjenigen des Mt. Burney eng zusammen. Es sind hellrötliche oder

graue Gesteine mit einer sich rauh anfühlenden, lockeren Grundmasse, die dem Gestein seine Farbe verleiht, und die überwiegend oder beinahe durchwegs Einsprenglinge eines farblosen, glasigen, triklinen Feldspates führt. Ausnahmsweise kommen vereinzelt, grosse Einsprenglinge von einem basaltischen Amphibol und von einem stark korrodierten Biotit vor. Der Habitus ist auch bei diesen Gesteinen viel eher trachytisch als andesitisch, nicht nur wegen des beinahe vollständigen Zurücktretens der dunkeln Gemengteile, sondern auch wegen der lichten Farbe der Grundmasse. U. d. M. zeigt die Grundmasse jedenfalls nie eine trachytische Struktur. Die Plagioklaseinsprenglinge zeigen einen prachtvollen, zonaren Bau mit häufigem Wechsel von saureren und basischeren Zonen. In einigen Fällen ist der Kern ein basischer Bytownit mit mehreren Zonen von labradoritischer bis andesinischer Zusammensetzung, in andern kann ein Andesinkern von einer Labradorithülle umgeben sein. Es scheint keine Gesetzmässigkeit in dem Bau der Einzelindividuen zu herrschen. Die Feldspateinsprenglinge führen sowohl ausserordentlich reichliche Glas- als auch Flüssigkeit einschlüsse mit Gaslibellen. Als Einsprenglinge kommen, neben Plagioklas, Amphibol und Biotit vor. Beide sind von einer breiten, opacitischen Resorptionsrinde umgeben und zeigen auffallend ähnliche Absorptionsfarben von tief rotbraun bis licht strohgelb. Der Biotit enthält sehr oft Einschlüsse von Feldspat. Die Amphiboleinsprenglinge sind sehr stark resorbiert, so dass oft nur an dem Umriss noch erkannt werden kann, dass ein Amphibol vorhanden war. Auch Pseudomorphosen von Chlorit nach einem monoklinen Pyroxen sind spärlich vorhanden. Quarz kommt in einzelnen grossen, durch Korrosion stark abgerundeten Körnern vor, was das Gestein an die Grenze zu den Daciten stellt. Die reichliche Glasbasis der Grundmasse ist beinahe farblos. Die Mikroliten der Grundmasse bestehen aus Plagioklasleisten und Erzkörnern neben Augit- und Amphibolsäulchen.

Auch die Gesteine von Lago San Martin sind den eben besprochenen auffallend ähnlich. Einsprenglinge von stark zonar gebauten, glasigen Plagioklasen, von Biotit und von magmatisch stark zersetzten Amphibolen liegen in einer hyalopilitischen Grundmasse von Augitsäulchen, Erzkörnern und einer hellen Glasbasis. Auch in diesen Gesteinen kommen sporadisch Quarzkörner vor.

Sämtliche Gesteine dieser Reihe zeigen einen raschen Wechsel der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung, so dass sich jedes Übergangsstadium von ziemlich basischen Amphibolandesiten zu Hyperstenandesiten und andesitischen Daciten feststellen lässt. Ebenso charakteristisch ist die helle Farbe und der lockere Habitus der Grundmasse. Makroskopisch gleichen diese Andesite zum Verwechseln dem Trachyandesiten von Rosenau und Wolkenburg im Siebengebirge. Es berechtigt uns aber weder die mineralogische noch die chemische Zusammensetzung, diese Gesteine in die Familie der Trachyandesite zu stellen.

Nördlich vom Lago San Martin habe ich keine weiteren Ergüsse jungvulkanischer Gesteine in der Zentralcordillera gefunden. Erst bei 45° s. Br.

erhebt sich der Cerro Maca als letzter Repräsentant der gewaltigen, chilenischen Vulkanreihe. Petrographisch zeigen die Basalte dieser Vulkane keine nahe Verwandtschaft mit den oben beschriebenen Gesteinen aus Südpatagonien. Im allgemeinen bestehen die Vulkane Mittelchiles aus Plagioklasbasalten oder aus Gesteinen, die zwischen Plagioklasbasalten und basaltischen Andesiten schwanken. Dagegen kommen in den zentralen Teilen der Cordillera Andesiten in grosser Ausdehnung vor, die anscheinend mit den Andesiten im Süden nahe verwandt sind. Leider stehen mir keine genaueren Angaben über die Petrographie dieser Andesite aus der Höhe des Cerro Tronador zur Verfügung. Dagegen hat TANNHÄUSER weiter nördlich aus den argentinischen Provinzen San Luis und Salta andesitische Gesteine beschrieben, die eine gewisse Verwandtschaft mit den neuentdeckten Vorkommnissen im Süden zeigen, obwohl wir den für diese Andesite charakteristischen hohen Kaligehalt in den südlichen Vertretern nicht wiederfinden.

Zusammenfassung.

Wie wir gesehen haben, ist die geologische Verbreitung der Eruptivgesteine der Cordillera Südpatagoniens, soweit sie uns vorläufig bekannt ist, eine durchaus gesetzmässige.

Die einzigen Gesteine, die älter sind als die jüngere Faltungsepoche der Gebirgskette, sind die Quarzporphyre und Porphyrite mit ihren Tuffen. Sämtliche in dieser Arbeit näher erörterten Eruptivgesteine sind von jugendlichem, hauptsächlich tertiärem Alter. Was zunächst die Lakkoliten der Ostcordillera anbelangt, haben wir im Paynegebiet gesehen, dass sie nicht nur die Schichten der oberen Kreide durchsetzen, sondern auch jünger sind als die regionale Faltung derselben. Obwohl sich eine Grenze nicht mit Bestimmtheit feststellen lässt, sprechen mehrere Tatsachen dafür, dass die Eruptionsepoche der Lakkoliten der Ostcordillera in das älteste Tertiär zu verlegen ist.

Die Gesteine der ostcordillerischen Lakkoliten stellen eine oft stark gegliederte Gesteinsreihe dar und nahegelegene Lakkoliten zeigen nur geringe stoffliche Verwandtschaft. So haben wir im Cerro Balmaceda Gesteine angetroffen, die teilweise einen ausgesprochenen Alkalikarakter zeigen; die benachbarten Lakkoliten Donoso und Payne weisen dagegen keine Verwandtschaft mit den Gesteinen der Alkalireihe auf, obwohl auch hier stark differenzierte Gesteinstypen vorkommen. Als charakteristisch für die grossen lakkolitischen Vorkommnisse muss der manchmal rasche Wechsel ihrer Gesteine hervorgehoben werden, der aber eher von der Art des Auftretens, als von der chemischen Zusammensetzung des Magmas abhängig ist.

In den nordamerikanischen Lakkoliten treten uns sehr ähnliche Verhältnisse entgegen. Ein Lakkolit kann einen ausgesprochenen Alkalikarakter zeigen, und sämtliche Gesteine können dann einander systematisch sehr nahe stehen; es kann aber ein geographisch benachbarter und geologisch nahe verwandter Lakkolit ein Gesteinsfolge liefern, das mit dem vorigen wenig gemeinsames zeigt.

Bei dem raschen Wechsel der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine der patagonischen Lakkoliten scheint es, als ob schon vor der Eruption eine ziemlich weitgehende Differentiation des

Stammagmas stattgefunden habe. Durch eine noch weitere Differentiation nach der Injektion, innerhalb jedes Lakkoliten, hat sich wieder Gelegenheit geboten, weit auseinandergehende Gesteinstypen zu bekommen.

Die essexitischen Gesteine der subandinen Region zeigen eine mehr einheitliche und konstante Zusammensetzung. Das Altersverhältnis zwischen diesen basischen Eruptivgesteinen und den granitoiden Lakkoliten ist zweifelhaft, weil die beiden Gesteinsgruppen nie in Berührung kommen. — Wie erwähnt, zeigen sowohl der Äkerit des Rio Payne, als auch mehrere von den lamprohyrischen Gängen desselben Gebietes Spuren einer regionalmetamorphen Einwirkung. Die Gänge sind oft stark verworfen. Die Lakkoliten dagegen zeigen nie eine ähnliche Druckeinwirkung, eine Tatsache, die möglicherweise darauf hindeutet, dass die essexitischen Gesteine die ältesten Eruptionsprodukte des Stammagmas darstellen. Die starke Zersetzung der patagonischen Essexite im Vergleich zu dem ungewöhnlich frischen Erhaltungszustand der lakkolitischen Gesteine würde auch für diese Annahme sprechen.

In ihrem gegenseitigen Verhältnis erinnern diese Formationen lebhaft an die Eruptivgesteine des Kristianigebietes. Auch da treten die basischen Eruptive essexitischer Natur als selbständige kleine Massive auf und stellen nach BRÖGGER die ältesten Spaltungsprodukte des Stammagmas dar. Obwohl die Essexite des Kristianigebietes genetisch mit den übrigen Eruptivgesteinen eng zusammengehören, treten sie niemals als Differentiationsfazies der granitischen oder syenitischen Gesteine auf, sondern bilden isolierte, kleine Massive. Es scheint, als ob im Paynegebiet die geologische Entwicklung sehr ähnlich gewesen wäre. Wie ich schon hervorgehoben habe, treten die Essexite niemals als direkte Differentiationsprodukte der Lakkoliten auf, obwohl basische Differentiationsglieder von diesen nicht fehlen. Die Essexite scheinen aber an den Lakkoliten derart gebunden zu sein, dass sie mit Vorliebe peripherisch um die grösseren Granitinjektionen in kleinen Kuppen oder Massiven auftreten. Sowohl im Kristianigebiet, wie in Südpatagonien, spielen die Essexite quantitativ eine ausserordentlich kleine Rolle im Vergleich zu den gewaltigen, granitoiden Eruptivgebieten.

Die Begleitung der Essexite von einem ausgedehnten Ganggefölge lenkt unsere Aufmerksamkeit wieder auf das Kristianigebiet, wo BRÖGGER sehr ähnliche Gänge ausführlich beschrieben und die nahe genetische Verwandtschaft der Camptonite und Kalkbostonite mit den Essexiten hervorgehoben hat. Gerade das Vorhandensein von sehr ähnlichen Ganggesteinen in den Essexitgebieten Patagoniens scheint mir ein kräftiger Beweis für die Zusammengehörigkeit eines gewissen Ganggefölges mit einem gewissen Gesteinsmagma, sowie für das Auftreten komplementärer Ganggesteine als Spaltungsprodukte zu sein.

Ich habe hervorgehoben, dass die Essexite eine weitaus konstantere Zusammensetzung beibehalten, als die Gesteine der Lakkoliten. Aus der geologischen Übersichtskarte geht aber mit aller Deutlichkeit hervor, eine wie ver-

schwindend kleine Rolle die essexitischen Gesteine gegenüber den übrigen Eruptivgesteinen spielen. Die Alkaligesteine wurden in dieser Arbeit eigentlich viel ausführlicher behandelt, als sie es bei ihrer relativ geringen Verbreitung beanspruchen konnten. Hier wie überall lenken die basischen Alkaligesteine wegen ihrer abweichenden Zusammensetzung und eigenartigen Strukturformen ganz besonders die Aufmerksamkeit auf sich. Wenn man aber diesen Gesteinen nur soviel Bedeutung zuerkennt, als sie im Verhältnis zu ihrer Verbreitung beanspruchen können, muss man sich doch die Frage stellen, ob diese ganz lokalen Vorkommnisse wirklich als Repräsentanten eines Stammagmas aufzufassen sind, dem in diesem Falle der Charakter eines Alkalimagma zugeschrieben werden müsste, oder ob sich der Sondercharakter dieser Gesteinssippe nicht leichter auf andere Art erklären lässt. Wegen der geringen Verbreitung dieser Gesteinsfamilie scheint es mir ausgeschlossen, das Vorhandensein eines Alkalimagmareservoirs anzunehmen, das in nord-südlicher Richtung eine sehr beträchtliche Ausdehnung besitzen müsste, in ost-westlicher Richtung hingegen zwischen den gewaltigen Eruptionsherden der pampeischen Basalte und denen der ostcordillerischen Lakkoliten, von welchen keiner einen Alkalikarakter besitzt, eingeklemmt sein müsste. Ob die Alkaligesteine als Differentiationsprodukte eines Stammagmas, dem selbst kein Alkalikarakter zugeschrieben werden kann, aufzufassen sind, oder ob die Absorption der Nebengesteine für die Ausbildung der Alkaligesteine dieser Gegenden massgebend gewesen ist, muss vorläufig eine offene Frage bleiben, obwohl man zugestehen muss, dass gerade in diesem Fall gar manches für letztere Annahme zu sprechen scheint. So zeigen z. B. gerade die kleinen Massive von basischen Gesteinen, sowie die Randzone grösserer Massive (Cerro Balmaceda) einen Alkalikarakter. Es sind das gerade diejenigen Vorkommnisse, wo man eine durch Absorption hervorgerufene Änderung des Magmas erwarten könnte. Die kleinen Essexitmassive durchsetzen im Paynegebiet den Kalktonschiefer oder kalkigen Mergelschiefer der Inoceramus-Horizonte. Es ist neuerlich von DALY¹ hervorgehoben worden, wie oft die s. g. Alkaligesteine in Verbindung mit kalkigen Ablagerungen stehen. DALY kommt zu dem Schluss, dass die meisten Alkaligesteine durch Absorption von Kohlendioxid neben wechselnden Mengen der übrigen Bestandteile eines kalkreichen Nebengesteins entstanden sind. Vor allem dürfte das Kohlendioxid wie ein Flussmittel wirken, wodurch Gelegenheit zu einer weitgehenden Differentiation geboten wird. Die Bildung von vielen der charakteristischen Mineralien der Alkaligesteine würde auch durch diesen Vorgang ihre Erklärung finden. Für die in dieser Arbeit erwähnten Gesteine der Alkalireihe würde es wegen des geologischen Auftretens und des von den übrigen Gesteinen dieser Gegenden abweichenden Charakters dieser Gesteinsreihe nahe liegen, anzunehmen, dass die umgebenden Gesteine einen gewissen Einfluss ausgeübt haben und dass die abweichende chemische und mineralogische Zusammensetzung durch

¹ Origin of the Alkaline Rocks. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 21 (1910) p. 87.

Absorption des Nebengesteins entstanden ist. Ist dies der Fall gewesen, würde man sich allerdings denken müssen, dass die durch Absorption des Nebengesteins hervorgerufene Veränderung des Magmas auf eine beträchtliche Tiefe stattgefunden hat. Eine nachträgliche Differentiation des Magmas würde die Variationen der heutzutage blossgelegten Massive erklären. Die Abspaltung der gerade für das essexitische Magma charakteristischen Ganggesteine würde also auch unter diese Annahme auf Differentiationsprozesse zurückzuführen sein.

Für die granitischen Eruptivgebiete vom Rio Aysen lässt sich der genetische Zusammenhang mit den Lakkoliten der Ostcordillera nicht mit Sicherheit feststellen. Wegen des viel grösseren Raumes, den diese Granite einnehmen, würde man, wenn man eine nähere Verwandtschaft mit den Lakkoliten im Süden annimmt, in diesen Granittypen die durchschnittliche Zusammensetzung des gemeinsamen Stammagmas erblicken können, während die Lakkoliten lokale Differentiationsfazies desselben darstellen würden.

Als Schlussfolgerung unserer vorläufigen Kenntnisse über die Eruptivgesteine der Ostcordillera Südpatagoniens muss man zugeben, dass sie sich weder zu der einen noch zu der andern Gesteinssippe hinführen lassen, sondern dass sowohl Gesteine von ausgesprochenem Alkalikarakter als auch typische Kalkalkaligesteine dort vertreten sind. Es ist auch nicht wahrscheinlich, dass es sich hier um eine s. g. gemischte Provinz handelt, wo sich zwei Magmaherde nachweisen lassen; die immerhin relativ spärlichen Eruptivgesteine der Ostcordillera Südpatagoniens dürften einem gemeinsamen Stammagma angehören.

Die Effusivgesteine der Zentral Cordillera stellen schliesslich die jüngsten Eruptivgesteine der Cordillera Südpatagoniens dar. Wie schon hervorgehoben, stehen sie petrographisch den Andesiten Mittelchiles nahe und dürften geologisch als die letzten Ausläufer derselben gegen Süden aufzufassen sein. Die Tätigkeit der südlichen Vertreter scheint bis in spätere Zeiten fortgedauert zu haben.

In den weiten Gebieten, die in dieser Arbeit behandelt worden sind, harret noch vieles der weiteren Untersuchung. Ich vermochte hier kaum mehr als die Hauptzüge der Verbreitung und der petrographischen Beschaffenheit der Eruptivgesteine zu liefern. Künftigen Untersuchungen bleibt es vorbehalten, unsere Kenntnisse über dieses petrographisch so interessante Gebiet zu erweitern und uns auf manche noch dunkle und ungelöste Frage Antwort zu geben.

Analysentabelle.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Si O ₂	66,50	52,50	49,30	45,18	46,95	42,16	54,15	67,47	61,80
Al ₂ O ₃	16,24	16,02	17,31	14,69	17,05	15,90	19,30	16,25	18,65
Fe ₂ O ₃	1,43	1,70	3,84	1,94	3,61	3,28	3,61	2,22	2,08
Fe O	3,39	6,58	5,73	8,91	9,53	7,00	3,54	0,82	2,49
Mg O	0,08	8,70	5,12	8,98	7,11	6,00	2,75	0,46	2,60
Ca ₂ O	0,86	10,18	8,67	9,36	7,04	11,67	8,00	1,36	6,41
Na ₂ O	6,06	2,34	4,05	3,14	3,42	2,55	3,75	6,08	4,51
K ₂ O	4,36	1,08	1,73	0,94	0,82	1,18	3,19	3,67	0,82
H ₂ O	0,42	0,19	2,18	3,80	2,05	2,68	1,24	0,69	0,25
Ti O ₂	0,30	0,62	2,16	2,00	1,58	2,95	0,69	0,57	0,50
Zr O ₂	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,03	0,11	0,26	0,35	0,63	0,45	0,45	0,10	0,18
Cr ₂ O ₃	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—
Mn O	0,10	0,15	0,14	0,16	0,03	0,15	0,12	0,03	0,08
Ba O	0,02	0,02	—	0,05	—	—	—	0,06	—
C O ₂	—	—	0,16	0,32	0,80	4,54	—	—	—
S	—	—	0,01	0,20	—	0,20	—	0,09	0,01
	99,90	100,24	100,66	100,02	100,62	100,71	100,79	99,87	100,38
H ₂ O unter 105°	0,41	0,12	1,13	0,81	0,31	0,53	1,32	0,52	0,19

I. Nordmarkit, Cerro Balmaceda. Ultima Esperanza. R. MAUZELIUS anal.

II. Bronzit-Orthoklas-Gabbro, Cerro Payne. R. MAUZELIUS anal.

III. Essexit, Cerro Cagual. G. NYBLOM anal.

IV. Essexitgabbro. Zusammenfluss des Rio Mayer mit Rio Pinto. R. MAUZELIUS anal.

V. Essexitporphyrit. Cerro Donoso. Ostseite. NAIMA SAHLBOHM anal.

VI. Camptonit, Lago Sarmiento. G. NYBLOM anal.

VII. Trachydolerit (Shoshonit). Skyring Water. G. NYBLOM anal.

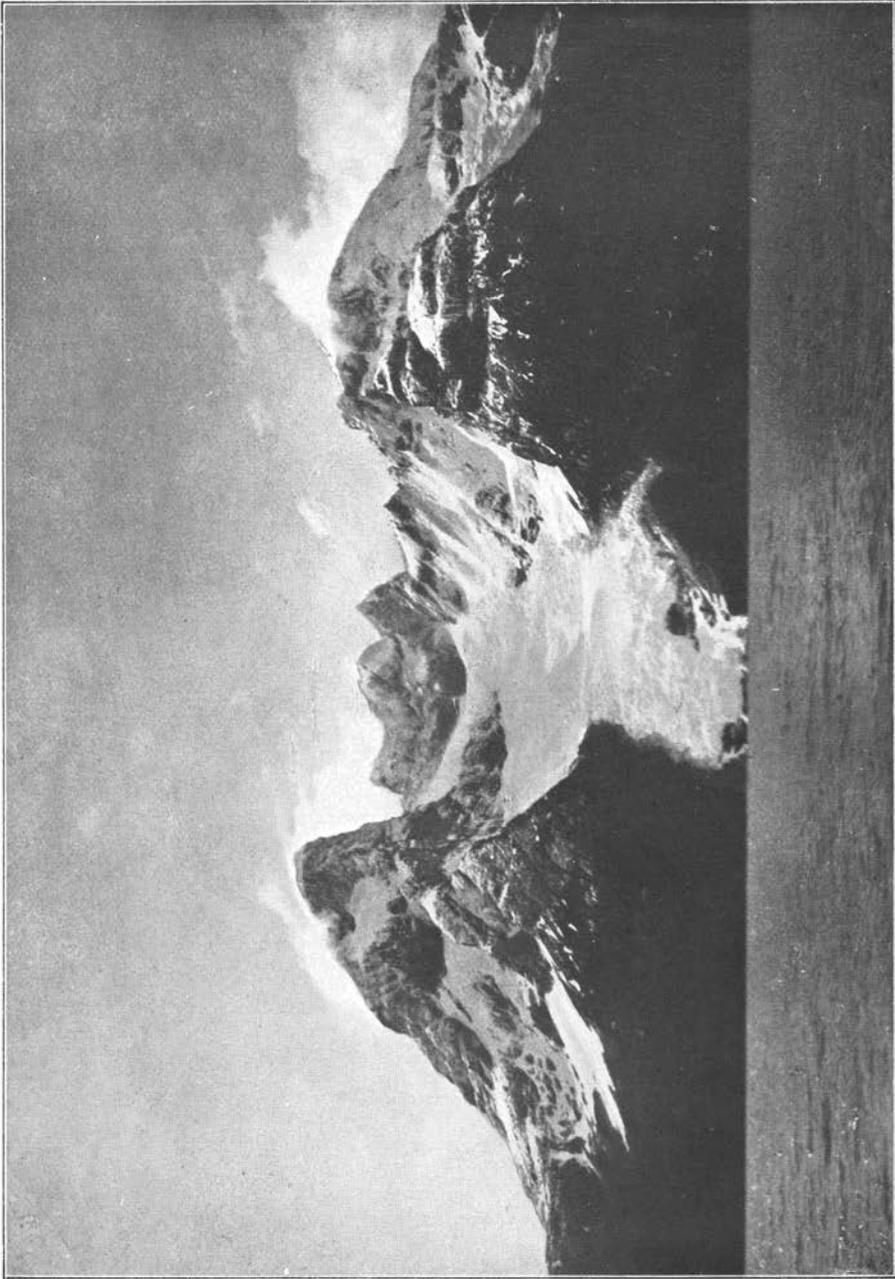
VIII. Commenditgranophyr. Cerro Cagual. R. MAUZELIUS anal.

IX. Hypersten-Andesit. Mount Burney. G. NYBLOM anal.

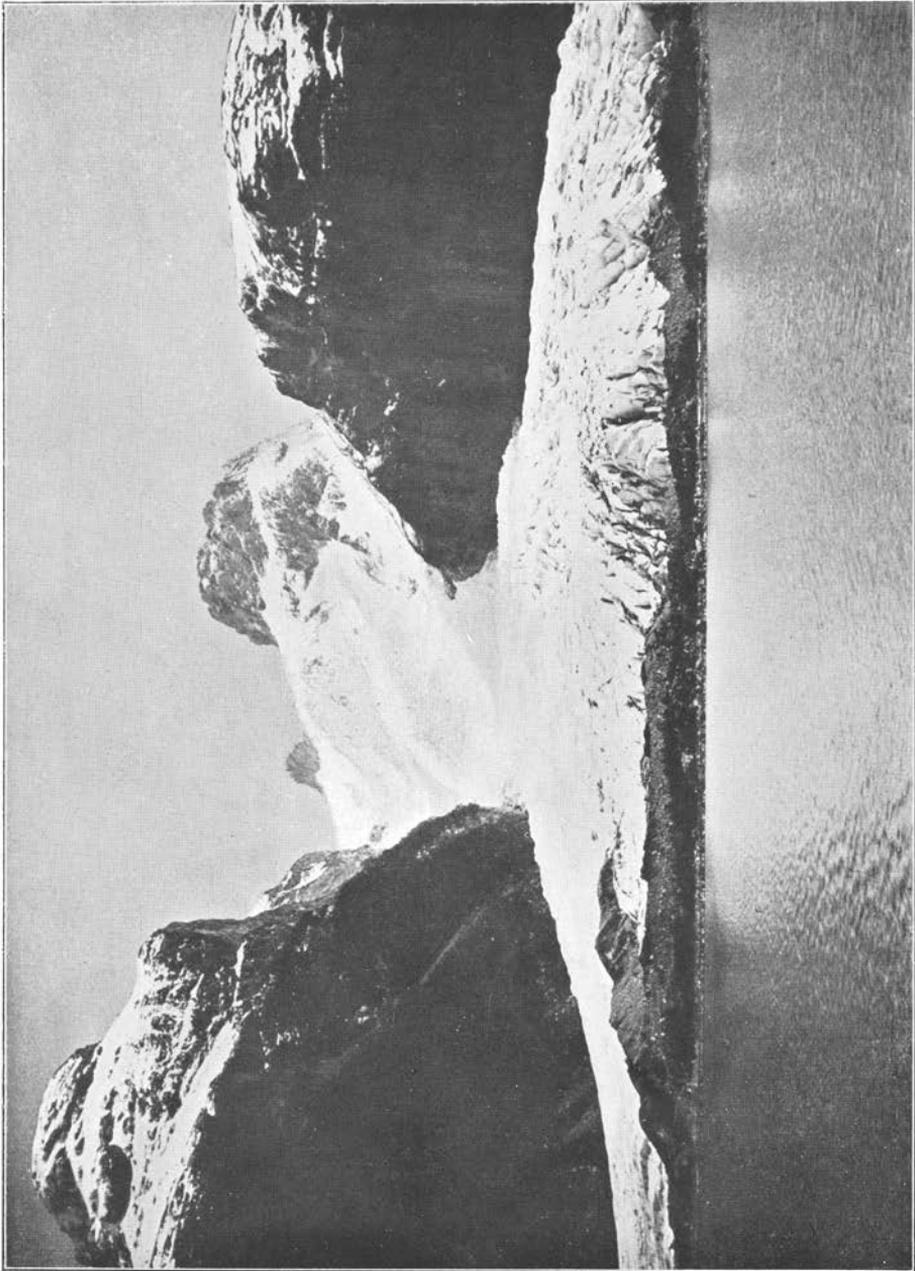




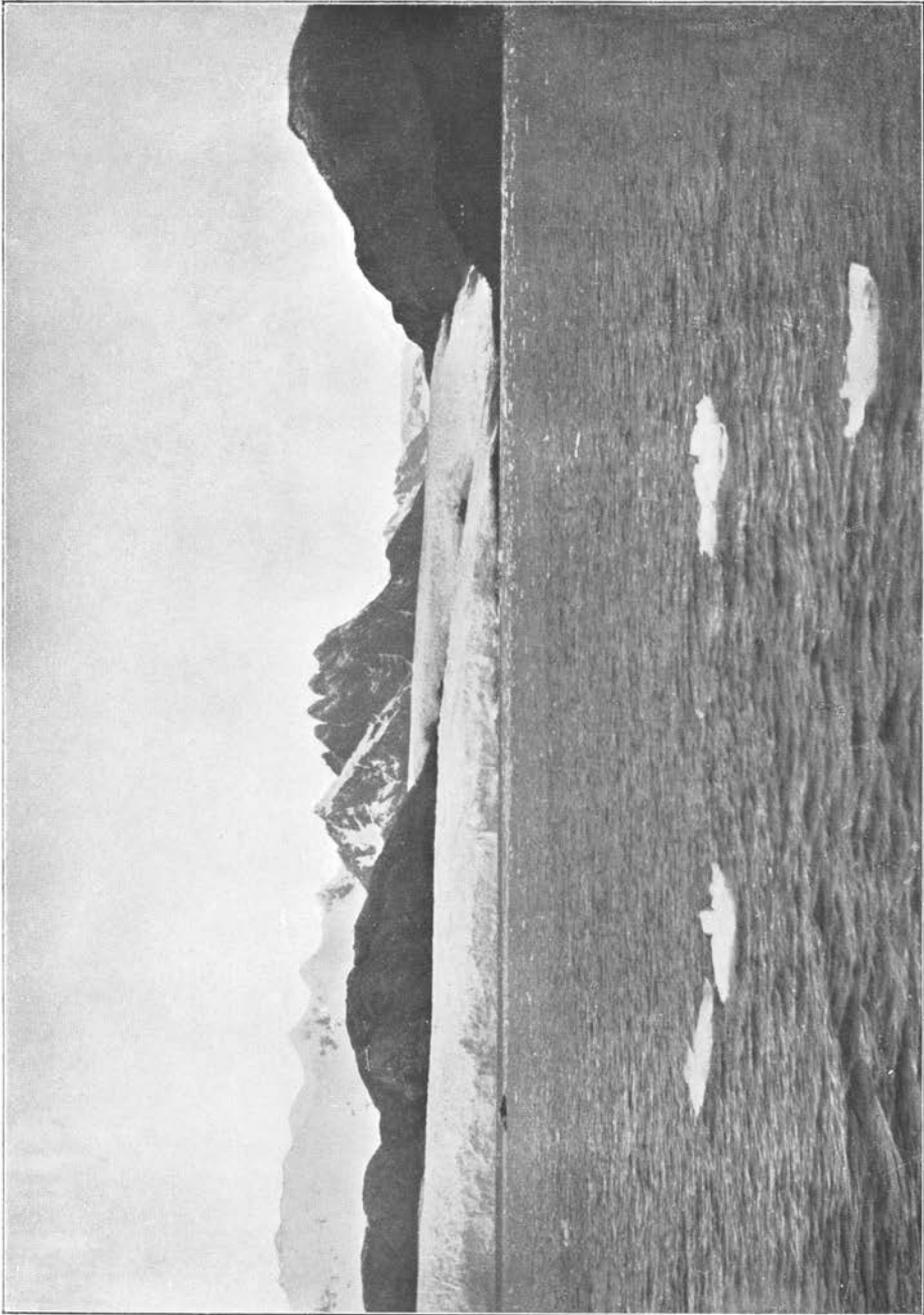
Ansicht des Cerro Payne vom Süden.



Ansicht des Cerro Balmaceda vom Ultima Esperanzaaford aus.



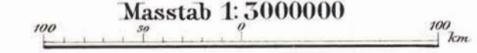
Der Eberhardgletcher, Cerro Balmaceda. Im Hintergrund die entblößten Felsen des Lakkoliten.



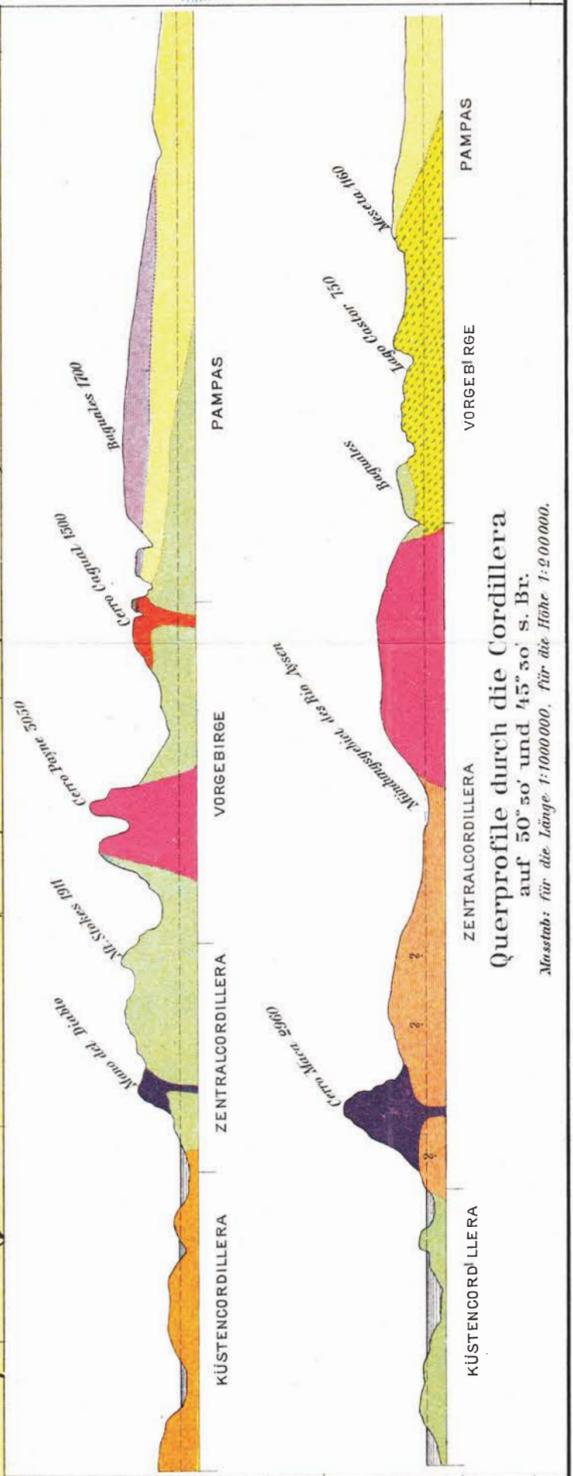
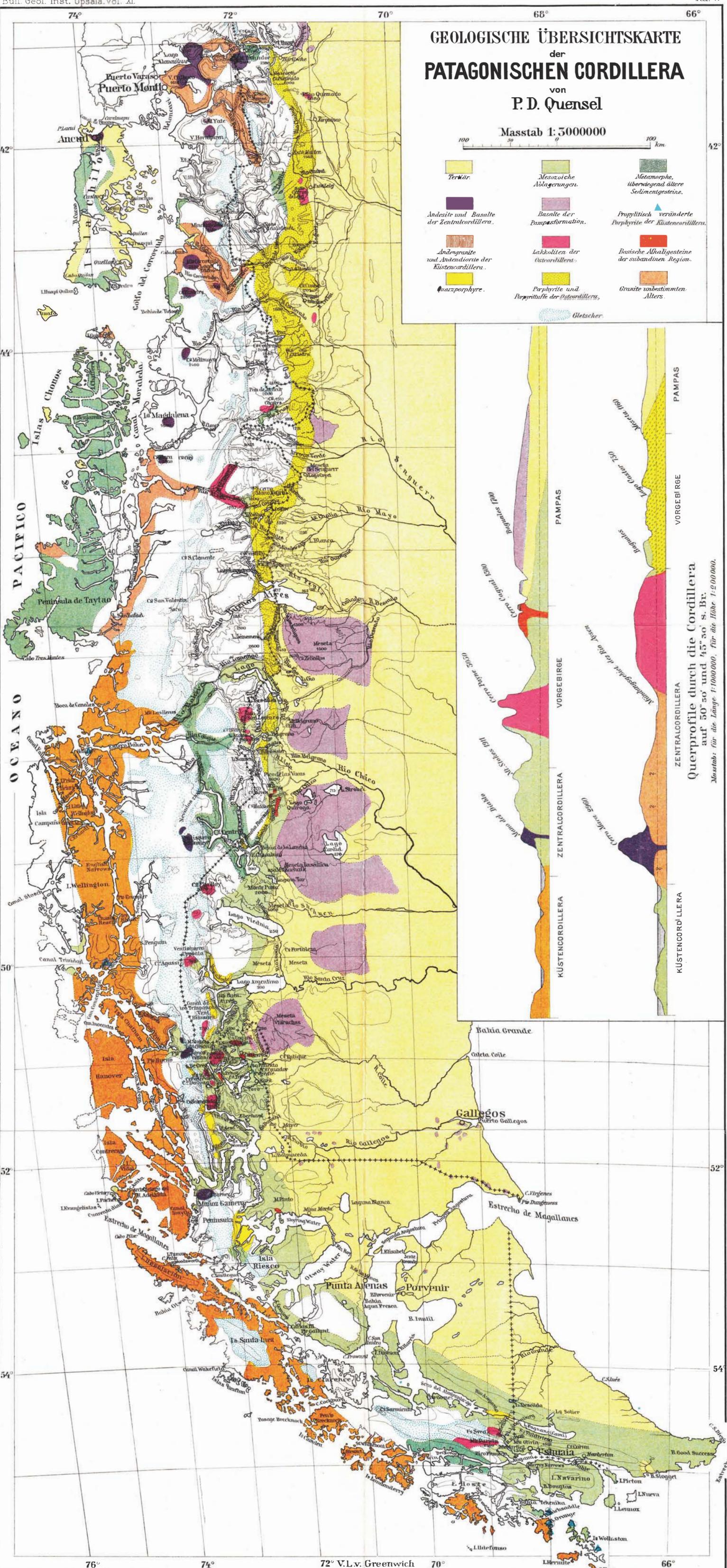
Mano del Diablo, Peel Inlet. Die schwarzen Zinnen in der Mitte sind die Andesitfelsen.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE der PATAGONISCHEN CORDILLERA von P. D. Quensel

Masstab 1:500000



- Tertiär.
- Mesozoische Ablagerungen.
- Metamorphe, überwiegend ältere Sedimentgesteine.
- Andesite und Basalte der Zentralcordillera.
- Basalte der Pampasformation.
- Propylitisch veränderte Porphyrite der Küstencordillera.
- Andeanite und Anateorite der Küstencordillera.
- Lakkoliten der Ostcordillera.
- Basische Alkaligesteine der subandinen Region.
- Quarzporphyre.
- Porphyrite und Porphyridite der Ostcordillera.
- Granite unbestimmten Alters.
- Gletscher.



Querprofile durch die Cordillera
auf 50° 50' und 45° 50' s. Br.
Masstab: für die Länge 1:1000000, für die Höhe 1:200000.