

6. Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera.

Vorläufige Mitteilung über staatliche Arbeiten am See Nahuel Huapi in dem Argentinischen Nationalpark unter dem 41. Breitengrad.

Von

Erik Ljungner.¹

(Hierzu Pl. VII—XI.)

Inhalt.

	Seite
<i>Einleitung</i>	204
Geschichtliches	204
Meine Reisen	208
<i>Die Granodioritserie</i>	209
<i>Gesteinsformationen älter als die Granodioritserie</i>	209
Die Millaqueoserie	209
Hochmetamorphe Gesteine	210
Der Quarzporphyr	211
<i>Gesteinsformationen jünger als die Granodioritserie</i>	211
Die Tristezagranitserie	211
Basische hypabyssische Gesteine in dem Tronador	213
Die Porphyritgänge	213
Die Llancamilformation	214
Die Nahuel-Huapi-Serie	215
Die Alto-Limay-Serie	224
Die Tronadorserie	225
<i>Die glazialen Ablagerungen</i>	227
<i>Die Geomorphologie des Gebietes</i>	228
Orographische Übersicht	228
Vergletscherung	229
Die glaziale Erosion und die Talbildung	230
<i>Zusammenfassung der vorpliozänen Geschichte</i>	238
<i>Erklärung der Tafeln</i>	241

¹ Publiziert mit der Genehmigung des Herrn Generaldirektors der Geologischen Landesanstalt von Argentina Fil. Dr. JOSÉ M. SOBRAL.

Einleitung.

Geschichtliches.

Auf den interessanten Andendurchschnitt längs dem See Nahuel Huapi wurde die Aufmerksamkeit zuerst von dem staatlichen Museum von La Plata gelenkt. Drei Gelehrte von diesem berühmten Museum — WEHRLI, ROTH und SCHILLER — haben sich mit der Geologie des betreffenden Gebietes beschäftigt. Fast gleichzeitig, in den späteren neunziger Jahren, reisten ROTH und WEHRLI hier. Die Besuche von ROTH stehen mit seiner Ausforschung des Rio Negro-Tales in Zusammenhang; WEHRLI war damit beauftragt, ein Profil durch die ganze Kordillera in dieser Breite zu legen. Seiner hauptsächlich itinerarisch gehaltenen vorläufigen Mitteilung¹ legt WEHRLI dieses Profil bei, das auch auf die Resultate ROTHs Bezug nimmt. Aus diesem geht hervor, dass der Gesteinsgrund hauptsächlich aus Granit aufgebaut ist (dem Texte nach eine grosse Menge von Graniten, jedoch ohne irgend welche petrographische Bezeichnung). Weiter unterscheidet WEHRLI zwei sedimentäre Zonen, eine westliche und eine östliche. Die westliche (*»Zone sédimentaire occidentale«*) hat WEHRLI nur vom Boote aus gesehen, und, nach dem Text zu urteilen, scheint es hauptsächlich die nördlich von der Mündung des Brazo del Viento (Brazo Puerto Blest) anstehende tertiäre Nahuel-Huapi-Serie (siehe meine Kartenskizze Fig. 1) zu sein, welche WEHRLI beobachtet hat; in der Tat bildet diese unmittelbar auf der Nordseite des Brazo del Viento, wie WEHRLI hinsichtlich seiner Zone *»Zone sédimentaire«* bemerkt, einige der höchsten Spitzen wie El Fraile, Las Monchas etc. WEHRLI bezeichnet sie als *»Formation sédimentaire d'âge inconnue«*.

Da WEHRLI für den östlichen Teil seines Profils seine Beobachtungen auf die Südseite des Sees verlegt, kommt er wieder einmal in den Granit und darauf noch einmal in die Nahuel-Huapi-Serie. Sein Name *»Zone sédimentaire orientale«* umfasst aber nur den östlichen Teil dieser Zone, während er den westlichen Teil als Quarzporphyr und Porphyrit ausscheidet. Der *»Zone sédimentaire orientale«*, in welcher er wie ROTH dikotyledone Pflanzenreste fand, gibt er die Farbe von *»Grès et poudingue crétaciques et tertiaires«*. Diese wäre bei Bariloche von Granit durchsetzt.

Die Auffassung von durchsetzenden Tiefeneruptiven wird noch in jüngster Zeit von ROTH² und SCHILLER³ gestützt — trotzdem dass ROTH

¹ L. WEHRLI, Rapport préliminaire sur mon exp. géol. dans la cordillere Argentine-Chilienne du 40 et 41° latitud Sud. Revista Museo de la Plata, T. IX, 1899, S. 223—252.

² S. ROTH, Investigaciones geológicas en la region norte de la Patagonia durante los años 1897 y 1899. Revista Museo de la Plata Tomo XXVI, 1922.

³ W. SCHILLER, Über ... älteres Tertiär usw. in der südargentinischen Cordillera. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Beilageband 53. Abt. B. 1926. S. 397—408.

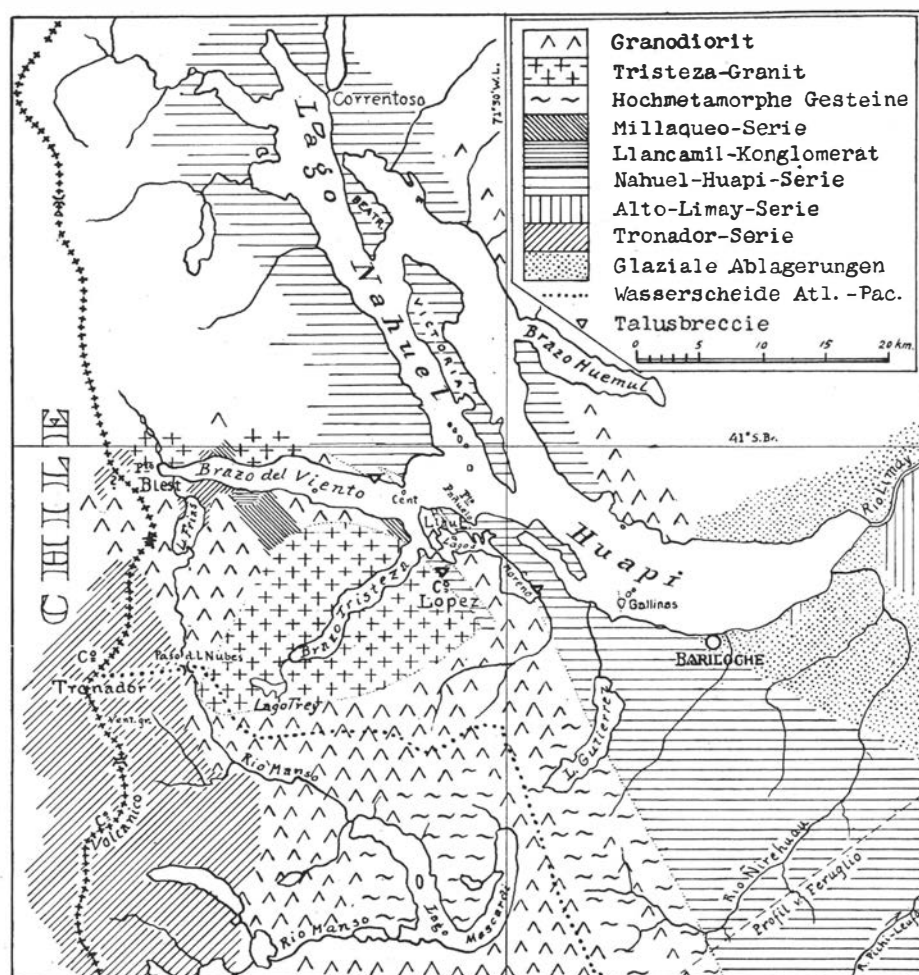


Fig. 1. Die Gegend von Nahuel Huapi. Masstab 1 : 600,000.

in den intrudierten Schichten eine tertiäre Fauna entdeckt hatte, welche von SCHILLER preliminär bestimmt wurde (siehe unten). Beide sehen in den Störungen der Schichten ein Resultat dieser Intrusion, und ROTH ist der Meinung, dass es dieselbe ist, welche den Granit und Gneis der Hauptkordillera schuf und schreibt ihr die Entstehung des Sees zu.

In dem Profil WEHRLIS folgt weiter im Osten eine Zone von »Laves et tufs néovolcaniques, basaltes, trachytes etc.», welche die Falten der vorigen Zone diskordant überdeckt (unsere Alto-Limay-Serie).

Auf den Angaben WEHRLIS fusst für diese Gegend die Karte QUENSELS.¹ QUENSEL durchquerte zwar selbst das Gebiet auf schneller Durchreise,

¹ P. QUENSEL, Geologisch-petrographische Studien in der patagonischen Cordillera. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XI (1911).

seine Sammlungen gingen aber verloren. WEHRLIS »Zone sédimentaire occidentale« verlegt er etwa um den Brazo Tristeza und verwendet für sie die Farbe für »metamorphe, überwiegend ältere Sedimentgesteine«. Die Granite zählt er zu seinen »Graniten unbestimmten Alters«, und die Quarzprophyry-Porphyrizone WEHRLIS vereint er mit seiner Zone der mesozoischen Porphyrite, welche er als jurassisch auffasst (supratriassisch nach GROEBER¹).

Ziemlich umfassende Studien dürfte die grosse Kommission von BAILEY WILLIS etwa 1910 in Nordpatagonien gemacht haben. BAILEY WILLIS war von der Argentinischen Regierung mit Vorstudien zu der nordpatagonischen Staatsbahn beauftragt. Die geologischen Resultate sind nicht publiziert worden. In einem Vortrag äusserte BAILEY WILLIS 1913² hinsichtlich der patagonischen Meseta (von ihm »Pampas« genannt), dass von der Gegend von Anecon Grande an gegen Westen hin Andesite, Dazite und Tuffe einen grossen Teil des Körpers der patagonischen Formation ausmachen, und dass SO von Nahuel Huapi zwischen 41° 10' und 41° 30' s. Br. die Lager, ausnahmsweise, stark gefaltet seien, lokal bis zur Überfaltung und Überschiebung. Über die Kontaktverhältnisse der Sedimente zu dem kristallinen Untergrund kann man aus den Worten BAILEY WILLIS' nichts herauslesen; wenn er später von der Geologie der Kordillera spricht, gibt er offenbar Porphyrite und ältere Dazite in dem Untergrund des älteren Patagonico an, obwohl er durchgehend die neovulkanische Terminologie anwendet (vgl. die Auffassung SCHILLERS vom mesozoischen Alter der Tuffe unmittelbar südöstlich von Bariloche).

Im Jahre 1927 gab FERUGLIO³ ein Profil über die Gegend östlich von Nahuel Huapi, ein Profil, das unser Gebiet peripherisch berührt. Das Westende des Profils, in die Kartenskizze Fig. 1 eingetragen, fällt genau in das Zentrum der stark gefalteten Zone, von welcher BAILEY WILLIS sprach. Es wird hier festgestellt, dass die Sedimentserie auf einer Erosionsfläche des kristallinen Untergrundes ruht. Jene besteht aus einer kontinentalen Effusivserie, darüber einer dünnen Abteilung mariner Schichten und darüber wieder einer mächtigen kontinentalen Bildung. Die mittlere, marine Abteilung erweist sich durch Fossilien (nicht angegeben) als dem Patagonico (etwa Oligozän) angehörig. Auf Grund der Konkordanz vermutet FERUGLIO ein tertiäres Alter auch für die unterliegende Effusivserie, in der er dikotyledonische Pflanzenreste fand. Die hangende Kontinentalabteilung, welche mit den liegenden Abteilungen zusammengefasst worden

¹ P. GROEBER, Lineas fundamentales de la geologia del Neuquen, Sur Mendoza y regiones adyacentes. Dir. General de Minas, Geologia e Hidrologia. Publ. N:o 58, 1929, S. 7, 10, 15, 16, vgl. S. 107.

² BAILEY WILLIS, Forty-first parallel survey of Argentina. Congr. geol. Canada 1913, Compte-rendu. S. 712—732.

³ E. FERUGLIO, Estudio geológico de la región pre- y subandina en la latitud del Nahuel Huapi. Gaea, Anales de la Soc. Argentina de estudios geograficos. Tomo II. Buenos Aires 1927. S. 425—437.

ist, nennt er Postpatagonico. — Nur östlicher, ausserhalb des Gebietes unserer Kartenskizze, schneidet sein Profil einen Gesteinsgrund, in dem sowohl die wahren Porphyrite vertreten sind als auch Schichten, welche jünger sind als die Faltung der erwähnten Sedimente. Er nennt sie subandines Tertiär.

Beim Lesen der Arbeit von FERUGLIO taucht die Frage auf, wie es sich mit der Porphyritserie und mit den von den La-Plata-Geologen einstimmig behaupteten durchbrechenden Tiefengesteinen bei Bariloche eigentlich verhält. Legt man hierzu, dass die geologischen Kenntnisse des inneren Nahuel-Huapi-Gebietes — von gewissen lithologischen Angaben in einer pflanzengeographischen Karte von HOSSEUS¹ abgesehen — sich alle auf



HAHN phot.

Fig. 2. Sicht von Cerro Lopez gegen N.

eine ost-westliche Linie beschränken und auch an dieser Linie teilweise auf Feldstecherbeobachtungen gegründet sind, so ergeben sich hieraus die Aufgaben für eine geologische Aufnahme.

Ehe ich dazu übergehe, die Geologie und Geomorphologie des Nahuel Huapi den letzten Untersuchungen gemäss zu schildern, muss ich indessen noch drei Beiträge erwähnen. Das sind die geomorphologischen Studien von BAILEY WILLIS² und von ROVERETO³ sowie die auch in geologischer

¹ C. C. HOSSEUS, El proyectado Parque Nacional del Sud. Boletín Ministerio Agricultura de la Nación. Buenos Aires 1916.

² BAILEY WILLIS, Physiography of the Cordillera de los Andes between latitudes 39° and 44° south. Congrès Géologique International, Compte-rendu de la XII^e session, Canada 1913, Ottawa 1914. S. 733–756 (Vortrag) und 769–771.

³ G. ROVERETO, Studi di Geomorfologia Argentina III. La valle del Rio Negro. Roma 1912. S. 181–212.

Hinsicht wertvollen Daten, welche der Naturforscher und Alpinist Dr. FR. REICHERT von dem schwerzugänglichen Tronador gegeben hat, dessen 3550 m hoher, noch nicht erstiegener Gipfel, die grösste Erhebung der Gegend ist.¹ Die Studien QUENSELS über die Glazialerosion betreffen südlicher belegene Gebiete.

Eine vorzügliche Zusammenstellung, mit einer Kartenskizze, über den Stand des Wissens hinsichtlich der Geologie von Nahuel Huapi bis zu 1926 hat A. WINDHAUSEN gegeben.²

Meine Reisen.

Als ich im Jahre 1927 von der argentinischen Regierung als Geologe berufen wurde, hatte ich die Freude, mit der Aufgabe einer vollständigen Aufnahme der ganzen Nahuel-Huapi-Gegend betraut zu werden. Ich sollte mit dem grossen See anfangen und dann allmählich die vier Kartenblätter vervollständigen, welche in einem Punkte auf der Isla Victoria (siehe die Kartenskizze) zusammenstossen. Für die zwei südlichen von diesen war die topographische Aufnahme schon ausgeführt, weshalb meine Arbeit sich hauptsächlich auf diese konzentrierte, und zwar insbesondere auf das südwestliche, weil das letztere von beiden die geologisch am wenigsten bekannte Gegend umfasst. Ich habe bis jetzt zwei Reisen in meinem Gebiet gemacht. Die erste, welche einen Erkundungs-Charakter hatte und mit ziemlich dürftigen Verkehrsmitteln vorgenomman wurde, umfasste die Monate März und April 1928. Die zweite, welche auf Grund verschiedener, von mir unabhängiger Umstände lange aufgeschoben werden musste, umfasste die Zeit 22. April—1. August 1930. Sie wurde mit guter Ausrüstung vorgenommen. Das Wetter war aber besonders von Mitte Mai ab nicht günstig, insofern als zu den gewöhnlichen Nachteilen der kalten Jahreszeit noch ausserordentliche Niederschlagsmengen gesellten, was wiederum zur Folge hatte, dass die vegetationslose Uferzone, welche sonst, hinsichtlich geologischer Studien, gerade den grossen Vorteil dieser Gegend bietet, vom Wasser überschwemmt wurde.

Während der ersten Reise studierte ich die grosse zentrale Sedimentmulde, besonders ihre südwestliche Grenze gegen den kristallinen Untergrund.³ Die zweite Reise wurde fast völlig auf das SW von dieser Grenze gelegene Gebiet beschränkt (nur eine kurze Exkursion machte ich zu den

¹ F. REICHERT, El macizo del Tronador. Gaea, Anales de la Sociedad argentina de estudios geograficos. Tomo II. S. 385—402 mit 4 Tafeln.

² A. WINDHAUSEN, Rasgos geológicos y morfológicos de la Región del Lago Nahuel Huapi. Anales de la Soc. Arg. de estudios geogr. Gaea. Tomo II. Buenos Aires 1926.

³ Die Resultate meiner ersten Reise wurden für den Jahresbericht der Dirección General de Minas, Geología e Hidrología zusammengefasst und am 1. Januar 1929 an die Dirección eingeliefert. In dem Ackerbauministerium ist aber der Druck der Jahresberichte im Rückstand, sodass erst 1930 der Bericht für das Jahr 1925 erschienen ist.

Islas Gallinas und das Ufer nördlich hiervon). Diese Reise bestand aus einer Karawanenfahrt bis zum 17. Mai und einer Seeexpedition vom 22. Mai ab.

Die Granodioritserie.

Das alles verbindende Glied ist in dieser Gegend die Granodioritserie. Mit allen Gesteinsformationen des Gebietes, sowohl den älteren als auch den jüngeren, tritt sie in Kontakt. Es empfiehlt sich deshalb, sie an den Anfang zu setzen.

Plagioklasgranit und Quarzdiorit sind die normalen Entwicklungstypen dieser Gesteinsserie, die fast immer dem Felsen eine hellgraue Farbe verleiht. Sie zeichnen sich durch Hornblende sowie durch viel Quarz aus. Pyroxen ist selten zu sehen. Die Feldspatausscheidung fängt mit einem sauren Plagioklas an und endet mit einem oft perthitischen Kalinatronfeldspat. Der Plagioklas hat selbständige Formbegrenzung. Die Zweiteilung in Plagioklasgranit und Quarzdiorit erweist sich oft als sehr willkürlich.

In dem östlichen Teil des Sees (Islas Cabras y Gallinas sowie östlich von Puerto Manzana) kommt ein rötliches, ausgesprochen salisches Gestein groben Kornes vor, das ausser Plagioklas ziemlich viel Alkalifeldspat enthält (fast nur Feldspat und Quarz sind vorhanden). Da dieser Granit, wie die typischen Glieder der Granodioritserie, von den porphyritischen Gängen (siehe unten) durchsetzt wird, stelle ich ihn vorläufig zu der Granodioritserie.

Andererseits gibt es, besonders in Cerro Capilla, ultrabasische Hornblendegesteine, welche wahrscheinlich zu der Granodioritserie gehören.

Im Kontakt mit grösseren Massen von kontaktmetamorphen Sedimenten der Millaqueoformation findet man ein feinkörniges, oft porphyrisches Eruptivgestein von Diabas-Struktur, dessen Bestandteile alle mit denjenigen des Quarzdiorits identisch sind. Ich fasse dies Gestein als eine Kontaktfazies des Quarzdiorites auf.

Nur einmal habe ich Altersrelationen zwischen den verschiedenen Gesteinen der Granodioritserie beobachten können. Das war auf der grossen Insel in Lago Moreno Oeste, wo ein grober, durch grosse Hornblendekristalle fast porphyrischer Diorit, der schon den peridotitischen Varianten nahe steht, von dem gewöhnlichen Plagioklasgranit durchsetzt wird. Wahrscheinlich fallen aber die beiden Intrusionen in dieselbe Epoche.

Gesteinsformationen älter als die Granodioritserie.

Die Millaqueoformation.¹

In dem westlichen, wenn auch nicht westlichsten, Teil von Brazo del Viento fällt eine alte Sedimentformation auf, welche ziemlich stark gefaltet

¹ Diesen Namen habe ich der Formation nach dem in der Gegend sehr bekannten

etwa NW—SO streicht. Der Kern dieses mächtigen Vorkommens weist aber keine oder nur eine geringfügige Kontaktmetamorphose auf.

Die Formation, wenn nicht metamorph, besteht aus Tonschiefer und Sandstein. Ersterer ist schwarz, hat starken Tongeruch und enthält in reichem Masse eine Art Versteinerungen. Es sind elliptisch linsenförmige Körperchen von $2\frac{1}{2}$ mm Länge.

Der Sandstein hat graue Farbe und ist hart, Schichtung ist nicht zu sehen. Er besteht aus Körnern 1) von Quarz, 2) von der kryptokristallinen Grundmasse eines Quarzporphyrs sowie 3) (spärlich) von Plagioklas. Dieser Sandstein ist oft wie feines Konglomerat gebildet; das eingebettete Geröll besteht ausschliesslich aus Quarzporphyr (und Dazit). Zuweilen ist der Sandstein breccienartig, insofern als scharfkantige Bruchstücke des Tonschiefers in dem Sandstein eingebettet liegen. Diese Tatsache sowie die häufige Wechsellagerung von Sandstein und Tonschiefer zeugen von einer Bewegung während der Sedimentation. Gerölle von Tiefengesteinen sind nicht zu sehen.

Als eine weitere Ausbildungsform des Sandsteins sei ein sehr feinkörniges, quarzitähnliches Gestein erwähnt. Die Körner von quarzporphyrischer Grundmasse sind hier, wahrscheinlich wegen des feineren Kornes, nicht so auffallend wie in den gröberen Formen, wo sie überall in etwa gleicher Menge wie die Quarzkörner vorhanden sind, und wo die Feldspatkörner mit dem Feldspat des Quarzporphyrgerölls übereinstimmen.

Zuoberst auf dem sehr feinkörnigen Sandstein, der in dem Profil die oberste Abteilung ausmacht, ruht ein Sandstein von ganz anderem Charakter; ich werde ihn unten als Llancamilsandstein beschreiben.

Kontaktmetamorphe Teile der Millaqueoformation sind fast überall in Brazo del Viento sowie bei der Mündung des Brazo Tristeza vorhanden. Das Streichen ist immer NW—SO, das Einfallen steil bis saiger. In dem ganzen Tal des Rio Manso sind die Spuren dieser Formation ziemlich häufig, von Paso de las Nubes, wo Einschlüsse in dem Quarzdiorit noch als Sandstein erkenntlich sind, bis fast zum Mascardisee.

Hochmetamorphe Gesteine.

Die Frage, ob der in Mascardi und Gutierrez so häufig vorkommende Gneis auch der Millaqueoformation angehört, kann noch nicht beantwortet werden. Tatsächlich sind Beispiele beobachtet worden, wo die Millaqueoformation von dem Granodioritmagma durch Kontaktmetamorphose im Verein mit Injektion in einen Gneis umgewandelt worden ist. Die westlich von dem Gebiet des Mascardi und Gutierrez angetroffenen gneisartigen Bildungen (meistens jedoch Glimmerschiefer) sind zweifellos alle Millaqueo-

Indianerhäuptling Millaqueo, dessen intelligente und gastfreundliche Witwe in seiner rauchgeschwärzten Hütte am inneren Ende des Mascardi lebt, provisorisch gegeben.

formation; östlicher können ja Gneise aus der älteren patagonischen Masse möglicherweise vorkommen. Es wäre von Interesse zu untersuchen, ob die Glimmerschiefer aus dem Ñirihuau (Profil FERUGLIO) als Millaqueoformation gedeutet werden können.

Der Quarzporphyr.

Der Quarzporphyr, der das Material zu dem Millaqueosandstein geliefert hat, ist nicht in primärer Lage angetroffen. Wir wollen ihn in der Zusammenfassung näher besprechen.

Gesteinsformationen, jünger als die Granodioritserie.

Die Tristezagranitserie.

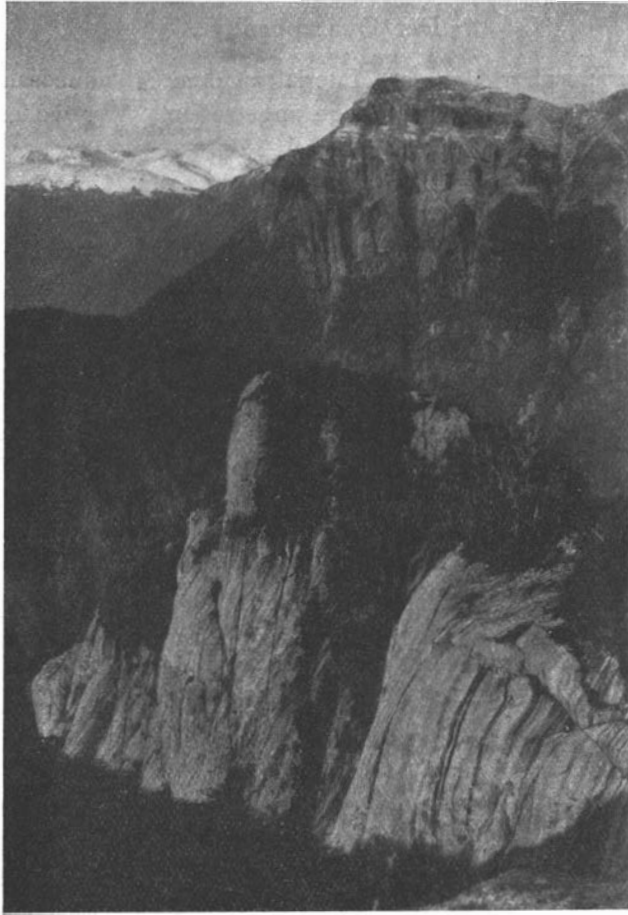
Der Tristezafjord ist, mit Ausnahme des Mündungsgebiets, in eine Gesteinsserie skulptiert, welche sich ziemlich leicht von den Gesteinen der Granodioritserie unterscheiden lässt. Es sind vier verschiedene Gesteinsvarianten vorhanden: Quarzporphyr, grobkörniger Granit, Porphyrganit und Aplitgranit.

Der Quarzporphyr ist das Hauptgestein der steilen, geschlossenen Wände des Fjordes. Typischen Quarzporphyr mit nur sehr feinkristallinischer Grundmasse sieht man in dem äusseren Teil des Fjordes sowie hoch oben, über dem Granodiorit, im Cerro Lopez und Monte Capilla. In dem Gestein des inneren Teils des Fjordes ist die Grundmasse etwas besser auskristallisiert, so dass man von einem Granitporphyr sprechen könnte. — Auf der kleinen Insel Centinela fand ich 1928 ein ganz kleines Vorkommen dieses Gesteins.

Den grobkörnigen Granit erkennt man besonders leicht an den eingestreuten dunkelgrauen Feldspatkörnern (wahrscheinlich Antiperthite), welche dem sonst hellen Gestein ein porphyrisches Aussehen verleihen; was als Zwischenmasse erscheint (weisser Feldspat und Quarz), ist jedoch auch grobkörnig. Sehr schwierig ist es, Handstücke von diesem Gestein zu erhalten, weil es unter dem Hammer nur zertrümmert wird; die nach vieler Mühe erhaltenen Handstücke zerfallen während des Transportes. Dieser Granit scheint Lager in dem Quarzporphyr-Granitporphyr zu bilden; denn Kontakte sind immer horizontal. Ausserhalb des Tristezafjords tritt er im Brazo del Viento, besonders auf der Nordseite, am Rio Blanco, massiv auf, und dort habe ich als Seltenheit einen kleinen Quarzphyrgang in ihm beobachtet.

Der Aplitgranit baut die hohen Felswände um den See Frey herum auf. In dem Cerro Capitan, wo die Granitvarianten wie gelagert auftreten (Fig. 3), scheint der Aplitgranit das Hauptgestein zu bilden.

Von der unmittelbaren Nähe des Lago Frey bis zum Boden des Cañadon Alerce (des vom Paso de las Nubes kommenden Zuflusses des Rio Manso) baut der Porphyrgranit allein die Berge auf bis zum Gipfel des Berges W von Lago Frey.



Verf. phot. 4. V. 1930.

Fig. 3. Landschaft in Tristezagranit. Vordergrund: aus dem Lago Frey aufragender Felsen aus Aplitgranit. Hintergrund: rechts Cerro Capitan; links, schneebedeckt, Cerro Lopez.

Die Gesteine der Tristezaserie sind im allgemeinen rosafarbig, während die der Granodioritserie hellgrau oder rötlich sind.

Mineralogisch zeichnen sich alle Tristeza-Gesteine vorzugsweise durch das Fehlen primärer Hornblende, welche für die Granodioritserie so bezeichnend ist, aus. Biotit ist dagegen immer vorhanden, und ein Pyroxen ist in allen Dünnschliffen des grobkörnigen Granites und des Porphyrgranites zu sehen.

Mit Ausnahme der erwähnten isolierten Vorkommen (des Quarzporphyrs auf der Insel Centinela und des grobkörnigen Tristezagranites in dem Brazo del Viento) bilden die Tristezagesteine zusammen ein geschlossenes Massiv mit ihrem Zentrum etwa in dem inneren Teil des Brazo Tristeza. Das Auftreten dieses Massives ist typisch lakkolithisch. Gegen N und NO hin überlagert es (als Quarzporphyr) die Gesteine der Grano-dioritserie. Gegen S und SO hin unterteuft es mit fast horizontalem Kontakt den Quarzdiorit. Schon der Bergrücken SO und S von Lago Frey besteht oben aus Quarzdiorit, aber eine sehr schöne Terrasse in 1500—1600 m Höhe bezeichnet den oberen Kontakt der ausgehenden Tristezagesteine (hier Aplitgranit und Porphyrganit). Cerro Capitan, Fig. 3, der einen Vorsprung desselben Bergrückens bildet, reicht nicht mehr zu dem ehemaligen Niveau des deckenden Quarzdiorites hinauf. Seine ganze Struktur mit flach »gelagerten« Bänken verschiedenen petrographischen Charakters (dasselbe gilt für den weiter in NO belegenen Berg) steht jedoch mit dem lakkolithischen Auftreten in engstem Zusammenhang. Und ein wenig S von Lago Frey habe ich in einer tief eingeschnittenen Bachrinne, in etwa 1000 m Höhe, einen gneisigen Untergrund gefunden, der als die Unterlage des Lakkolithen angesehen werden darf. SO von Lago Frey hat der Lakkolith also eine Dicke von nur etwa 500 m.

Basische hypabyssische Gesteine im Tronador.

El Ventisquero Grande, der grösste argentinische Gletscher des Tronador, der in südöstlicher Richtung abfließt, befördert grosse Mengen eines Pyroxengesteins an den Tag, das teils als Gabbrodiabas, teils als monzonitischer Diabas bezeichnet werden könnte. Fest anstehend ist das Gestein nicht gefunden worden. Die enge Verknüpfung dieses Gesteins mit den Tristezagesteinen, sowohl örtlich wie in Bezug auf den Pyroxengehalt und den hypabyssischen Charakter, lässt vermuten, dass hier auch ein magmatischer und geologischer Zusammenhang vorliegt.

QUENSEL fand die Lakkolithen der Ostkordillera gewöhnlich mit basischen Gesteinen vergesellschaftet, welche einen alkalinen Charakter besaßen. Ausgesprochen alkaline Merkmale habe ich bei diesen Gesteinen nicht gefunden. Jedoch gebe ich zu, dass der Gabbrodiabas mit ebenso grossem Recht wie das entsprechende Oslo-Gestein als Essexit bezeichnet werden könnte. Sie sind nämlich identisch.¹

Die Porphyritgänge.

Die Granit-Quarzdiort-Serie lässt in keinem Punkte die porphyritischen Gänge vermissen. Die Gänge sind, wenn schmal, fast diabasisch ausge-

¹ Vgl. meine Darstellung in dieser Zeitschrift Bd. XXI. S. 101 bis 103. — Andererseits ist ein Zusammenhang mit der Effusivserie des Tronador nicht ausgeschlossen.

bildet, wenn breiter, saurer und dann gewöhnlich porphyrisch, mit diabasischem Salband. Zuweilen sind die Gänge sehr sauer und dicht und von hellroter Farbe. Dann ist gewöhnlich auch das Nebengestein sehr kiesel-impregniert.

Diese Gänge gehören wahrscheinlich nicht zu der Granit-Quarzporphyrit-Serie. Die kataklastische Beanspruchung ihrer Gesteine schon vor der Porphyritintrusion deutet einen zu grossen Zeitabstand an, als dass man in den Porphyritgängen ein Restmagma dieser Gesteinsserie sehen dürfte. Auch sprechen viele Tatsachen dafür, dass die Porphyritgänge zu den Tristeza-Gesteinen gehören. Es wurde schon hervorgehoben, dass sie diese Gesteinsserie nicht durchsetzen. Nach der Grenze gegen den Quarzporphyr sowie den groben Tristeza-Granit in Brazo del Viento zu schwellen sie aber mächtig an. Das Magma der Gänge hat hier sogar den Quarzporphyrit resorbieren können. Hier sieht man, in breiteren Gängen, den intermediären Porphyrit das Salband ausmachen, während hingegen die Gangmitte mit dem rosafarbenen Tristezagestein identisch ist, das von dem Quarzporphyr zum Aplitgranit hinüberführt und durch Biotit und Rostflecke charakterisiert wird.¹

Die Gänge streichen WNW oder NW mit mittlerem SW-lichen Einfallen. Auch gibt es O-W streichende, fast saigere Gänge.

Mehr zufällig treten im kristallinen Untergrund andesitische und diabasische Gänge auf.

Die Llanamilformation.

Auf der Südseite von Brazo del Viento, wo die Millaqueoformation auftritt, fand ich eine eigentümliche Bildung, die als grober, ungeschichteter, arkosenartiger, z. T. konglomeratischer Sandstein bezeichnet werden darf und Llanamilformation getauft wurde.² Die Kristallform und Frische seiner Körner gibt den Eindruck eines Eruptivgesteins. Dieser Sandstein ist fast ausschliesslich aus den Trümmern der granodioritischen Gesteine aufgebaut und zwar zum grossen Teil aus dem ophitischen Hornblende-gestein, der auch in kleinen Körnern kenntlich ist. Die Hornblende- und Plagioklaskörner sind an Form und Substanz oft ebenso gut in dem Sandstein wie in dem ursprünglichen Gestein erhalten. Während die Gesteine der Granodioritserie auch als grobes Geröll darin auftreten, findet man den Sandstein und ausnahmsweise den Schiefer nur als kleinere Körner

¹ Auf dem Inselchen Centinela, wo die Porphyritgänge häufig sind, kommt auch, wie oben erwähnt, eine kleine Partie des typischen Tristeza-Quarzporphyrs vor. Soweit ich mich noch erinnern kann — das Tagebuch aus 1928 entbehrt leider Annotationen darüber — liegt hier ein direkt verfolgbarer Übergang zwischen Quarzporphyr und Porphyritgängen vor.

² Llanamil war ein Indianerhäuptling dieser Gegend, nach dem auch das kleine Motorboot der Expedition benannt war.

eingemischt. In die konglomeratischen Anteile des Sandsteins ist eine liparitische Lava sehr intim injiziert worden, die z. T. glasig, z. T. kryptokristallin erstarrt ist.

Die Formation ist hauptsächlich an abgestürzten Riesenblöcken studiert worden. Den Kontakt erreichte ich durch Erklimmen eines Lavinenbetts (von der Expedition »Arroyo sin pava« genannt) bis zu 250 m Höhe. Höher zu gelangen war, wenigstens zur Winterzeit, nicht möglich; denn die Llancamilformation zeichnet sich durch senkrechte Wände aus. Den Kontakt konnte ich in zwei etwa 50 bis 100 m von einander entfernten Punkten beobachten, weiterhin ist er vom Urwald verhüllt. Obwohl längs des Kontaktes überall die saure Lava intrudiert war, konnte man feststellen, dass die untere Grenze der Llancamilformation mit dem Einfallen der Millaqueoformation etwa gleichlaufend ist (etwa 50° gegen SW). Dies wirkt sehr befremdend, und da ich das Vorhandensein des Millaqueoeröls im Llancamilkonglomerat, von dem oben erzählt wurde, nicht makroskopisch feststellen konnte, musste ich noch im Felde die Möglichkeit offen halten, dass die Llancamilformation die Basalbildung der Millaqueoformation ausmache. Dann würde der Kontakt in der Streichrichtung der Millaqueoformation bis zum Ufer fortlaufen. In den bei Hochwasser sichtbaren Felsen des Ufers war aber die Llancamilformation nicht zu finden. Ich glaube deshalb, dass die Konkordanz in dem Lavinenbach nur zufällig ist, und dass die Lagerung der Llancamilformation in der Hauptsache horizontal ist, wie auch die vom Fjord aus ersichtliche etwa horizontale Bankung dieser Formation andeutet.

Um das Verhalten der Llancamilformation zu den jüngeren Formationen feststellen zu können, fehlen direkte Beobachtungen. Einige Umstände sprechen aber dafür, dass die Llancamilformation älter ist als die Tristezaserie. Diese ist in der Llancamilformation nicht als Geröll vertreten; es steht aber dem nichts entgegen, dass die helle, injizierte Lava von der Tristezaintrusion her stammt. Die gewaltige Abtragung der Granodioritserie, von welcher die Llancamilformation Zeugnis ablegt, muss in der Tat zu sehr grossen Teilen schon vor der Intrusion der Tristezagesteine stattgefunden haben. Das beweist der Habitusunterschied der beiden Eruptivgesteinsserien.

Die Nahuel-Huapi-Serie.

Die Zone der »Porphyrite« und die »Zone sédimentaire orientale« WEHRLIS bilden eine einheitliche Effusivserie. Diese füllt eine Mulde aus, welche über die zentralen Teile des Sees sowohl gegen NW wie gegen SO hin weiter streicht. Diese Mulde ist etwas NW von Bariloche verhältnismässig eng, was damit zusammenhängt, dass die Faltung hier besonders intensiv war, mit Vertikalstellung der Schichten. Nach beiden

Richtungen hin aber, besonders gegen NW, erweitert sich die Mulde beträchtlich, und die Faltung wird weniger intensiv. Die Ostgrenze geht über die Isla Las Gallinas und Puerto Sabana und schneidet Brazo Huemul, die Westgrenze verläuft über Lago Gutierrez, die beiden Lagos Moreno und die Halbinsel Llau Llau und trifft unmittelbar N von Centinela in NW-licher Richtung die westliche Festlandsküste.

Westlich von der beschriebenen Hauptmulde fand ich zwei schmalere Mulden. Unmittelbar auf der Westseite von Centinela besteht schon die Nordküste des Brazo del Viento einige Kilometer wieder aus denselben Sedimenten, welche hier senkrecht stehen. Centinela bezeichnet also nur eine Felsrippe des granitischen Untergrundes. Entsprechend findet man auch auf der Halbinsel Llau Llau, dass die Granithügel von Puerto Llau Llau, welche die Westgrenze der grossen Mulde bezeichnen, in der Tat nur eine Felsrippe ausmachen, indem westlich davon ein schmaler Streifen der Effusivserie ansteht.

Viel bedeutender erweist sich die zweite Nebenmulde, die ich weiter SW unter Cerro Lopez fand, Taf. XI. Obwohl die Schichten steil bis vertikal stehen, nimmt diese Mulde eine Breite von 1000 m ein (von der Steilböschung des Cerro Lopez bis zum Fluss, der die beiden Lagos Moreno entwässert; etwas weiter gegen SO ist diese Mulde wohl 1300 m breit).

Dass die grosse Mulde wenigstens an ihrer Westgrenze mit normalem Erosionkontakt den Granit überlagert, geht aus dem Anstehenden auf der Festlandsspitze N von Centinela sehr deutlich hervor. Hier sieht man auch einen Porphyritgang, der von der alten Erosionsoberfläche abgeschnitten ist, und im Geröll des Basalkonglomerates ist auch der Tristeza-Quarzporphyr vertreten, der, wie oben erwähnt wurde, ein kleines Vorkommen auf dem nahebelegenen Centinela bildet. Auch an der SW-Grenze der zweiten Nebenmulde gibt ein arkosenartiges Konglomerat eine normale Überlagerung an (auch hier ist der Quarzporphyr vertreten). Der stratigraphische Aufbau der ersten Nebenmulde, mit der Hauptmulde verglichen, deutet an, dass auch die SW-Grenze der ersten Nebenmulde eine normale Überlagerung ist. Dagegen ist es nicht unwahrscheinlich, dass die Ostgrenzen der beiden Nebenmulden von Verwerfungen gebildet werden. Hier sind keine Kontakte gefunden worden, und es fehlen an den NO-Seiten die basalen Lagen der SW-Seiten. Auch an der NO-Grenze der grossen Mulde habe ich nicht die direkte Berührung mit dem granitischen Untergrund beobachten können. Dass hier wenigstens teilweise Verwerfungen vorkommen, davon zeugt der unregelmässige Verlauf der Muldengrenze bei Bariloche: Auf den Inseln Las Cabras und Las Gallinas steht der granitische Untergrund an, die Küste bei Bariloche aber ist ausschliesslich aus Sedimentgesteinen aufgebaut. — Weiter SO hat FERUGLIO die NO-Grenze der Mulde als Verwerfungsgrenze aufgefasst.

Es scheint also die Regel zu gelten, dass die SW-Grenzen der Mulden

normale Überlagerungen, die NO-Grenzen dagegen Verwerfungsgrenzen sind. In der Tat wäre es ja für den Granit nicht möglich, die Deformation der Sedimente bei der Faltung mitzumachen; nur in sehr grober Form und unter Auslösung von Verwerfungen kann er einer entsprechenden Deformation unterzogen worden sein. Die Faltung hat sich hier nämlich nicht in grosser Tiefe vollzogen. Der Granit weist gar keine Schieferung auf, auch nicht einmal die Sedimente, trotz der kräftigen Faltung, und keines der durchsetzenden Eruptive hat Tiefenhabitus. Der von SCHILLER beschriebene Lakkolith bei Bariloche erinnert zwar in seinem Aussehen teilweise an ein Tiefengestein; unter dem Mikroskop kommt aber die hypabyssische Struktur deutlich zum Vorschein.

Das Material der Sedimentmulden besteht hauptsächlich aus intermediären Tuffen andesitischer Zusammensetzung; auch weisse und schwarze kommen vor, oft in rascher Wechsellagerung. Zwischen die Tufflager sind aber viele Lavalager eingeschaltet, welche teils intrusiv, teils effusiv sind. Die Laven haben hauptsächlich, den Tuffen entsprechend, eine andesitische Zusammensetzung; es kommen aber auch Diabase (Basalte) und Dazite vor. Fast überall sieht man nahe an der Basis zwei oder drei Diabaslager, welche einen intrusiven Eindruck erwecken. Meistens handelt es sich um solche vom Åsbytypus, aber auch der Hunnetypus ist vertreten (Brazo Campanario). Die untersten Schichten sind zuweilen von Diabasgängen durchbrochen.

Mit Ausnahme der Landbildungen, welche den zentralen Teil der grossen Mulde einnehmen, sind die Sedimente im allgemeinen gut geschichtet. Der Fossilienreichtum der Cerro-Lopez-Synklinale gestattet uns festzustellen, dass hier alle Lager, auch die, welche Schichtung entbehren, marin sind. Die spärlichen Fossilien der Brazo-del-Viento-Synklinale sind alle marin. In dem SW-Flügel der grossen Mulde scheint sich der Fossilienreichtum auf eine Zone zu beschränken, die etwa über Puerto Pañuelo streicht. Diese Fossilien sind marin. In den ebenfalls gut geschichteten unteren Horizonten habe ich hier bisher vergebens Fossilien gesucht. Nur in den untersten sichtbaren Schichten habe ich etliche versteinerte Reste angetroffen, und zwar von Holz, welche von dem Charakter des Wassers, ob süsses oder salziges, nichts aussagen (in marinen Lagern von so ausgesprochenem Littoralcharakter, wie ihn sowohl die Schichten als die Fauna zeigen, können vereinzelte Holzreste nicht wunder nehmen).

Alle die bisher erwähnten Fossilienlokalitäten sind von mir persönlich entdeckt worden, in der grossen Synklinale 1928, in den anderen 1930.

Die fossilienführenden Schichten bei Bariloche, welche von WEHRLI (wurzelständige Baumstämme), ROTH und SCHILLER (marine Schichten) entdeckt oder beschrieben worden sind, liegen so weit innerhalb der in wiederholten Synklinalen gefalteten Hauptmulde, dass ihre stratigraphische Höhe nicht unmittelbar festgestellt werden kann. Es ist nicht einmal sicher fest-

gestellt worden, ob die Baumhorizonte des Ufers stratigraphisch unter den marinen Schichten liegen. Von der Ortsbevölkerung sind Fossilienlokalitäten weiter im SW, in dem eigentlichen SW-Schenkel der grossen Mulde, schon längst entdeckt worden; sie werden den Touristen regelmässig gezeigt. Obwohl ich 1928 davon hörte, habe ich bisher keine Gelegenheit gehabt, diese Lokalität zu besuchen. Aus dem Profil FERUGLIOS weiter im SO (siehe die Einleitung) geht aber hervor, dass dort unter den marinen Schichten, welche nur sehr dünn sind, eine 2000 m mächtige Landablagerung ruht, welche andesitisch ist, genau wie die marinen Bildungen meines Gebietes.

Es kann also festgelegt werden, dass das Meer von W eingebrochen ist.¹ In nördlicheren Teilen der argentinischen Kordillera ist die Andesitserie bekanntlich nur als Landbildung bekannt.

Die grosse Insel Victoria und die nächstumgebenden Inselchen sowie auch die Halbinsel Beatriz weiter im NW bestehen aus schlecht- oder ungeschichteten Lagern, in denen nur Pflanzenreste und zwar sehr grobe und teilweise wurzelständige Baumstämme, gefunden worden sind. Auch hier ist das Material ausschliesslich vulkanisch, vorzugsweise pyroklastisch andesitisch und basaltisch, grosse Steine sind mit feinstem Tuff gemischt.

Da es nicht möglich ist, zusammenhängende Profile über den See zu errichten, kann nicht ohne weiteres ausgesagt werden, ob die »Victoria«-Schichten jünger als die beschriebenen marinen Schichten der SW-Gegend, oder ob sie zeitlich entsprechende Landbildungen sind. Auf einigen Landspitzen S von der Isla Victoria habe ich im Vorüberfahren Landbildungen beobachtet, welche über marinen Lagern ruhen und an die Victoriabildungen sehr erinnern. Ich nehme deshalb an, dass die Insel Victoria einer jüngeren, terrestrischen Abteilung angehört, welche auf der marinen Abteilung ruht. Da sie mit der letzteren zusammengefaltet worden ist, ist sie wahrscheinlich mit dem Postpatagonico FERUGLIOS oder dessen unterem Teil identisch. Ganz natürlich befinden sich diese jüngsten Bildungen in der Mitte der grossen Mulde, in deren breitem Teil. Die Mitte und den nordöstlichen Teil der grossen Mulde habe ich aber bisher nur sehr wenig studiert.

Als zusammenfassende, vorläufige Bezeichnung für die gefaltete, teilweise marin, teilweise terrestrisch abgelagerte Effusivserie andesitischen Charakters dieser Gegend habe ich »Nahuel-Huapi-Serie« gewählt.

Das einzige, was über die Fossilien des Gebietes publiziert worden ist, ist die Liste, welche SCHILLER über die Funde auf dem Berg »Ottos Höhe« bei Bariloche gab.² Nur in seltenen Fällen hat Schiller seine

¹ Der grosse Reichtum an *Balanus* in allen Schichten der westlichsten Synklinale steht vielleicht damit in Zusammenhang, dass während der ganzen marinen Sedimentation das offene Meer im Westen vorhanden war.

² SCHILLER, a. a. O. S. 400.

Fossilien mit bekannten identifizieren können. Die meisten sind mit Fragezeichen, mit cf. oder nur mit Gattungsnamen angegeben.

Nach einiger Arbeit mit meiner eigenen Sammlung aus dieser Gegend (betreffs der grossen Mulde stammt sie aus dem Jahre 1928, betreffs der anderen von 1930) verstehe ich wohl des Resultat SCHILLERS. Das Material besteht hauptsächlich aus Abdrücken und kann erst nach Abgüssen studiert werden. Oft ist es deformiert. Dazu kommen andere Schwierigkeiten, z. B. dass die Originale der älteren Beschreibungen oft nur Fragmente, Steinkerne oder schlecht erhaltene Exemplare waren, oder die an sich sehr interessante Tatsache, dass die Fauna dieser Gegend zum grossen Teil eigenartig ist, insofern als sie viele neue Arten aufweist.

Der Charakter der Fauna kann also nicht in einer einfachen Liste wiedergegeben werden. Um schon hier etwas zu publizieren, habe ich den Ausweg gewählt, einen ganz kleinen, beliebigen Teil meiner Sammlung zu bearbeiten und die Resultate in möglichst kurzer Form darzulegen. In erster Linie wurden für diese Probebestimmung die von vereinzelt oder leicht zerstörbaren Exemplaren vertretenen Arten ausgewählt. Für die Fundorte sind folgende Abkürzungen angewendet: OH = Ottos Höhe, PP = Puerto Pañuelo — beide Lokalitäten in der grossen Mulde —, BV = Brazo del Viento, CL = Cerro Lopez.

Es können folgende Arten mit früher beschriebenen identifiziert werden:

Siphonalia noachina SOW. CL. Taf. VII, Fig. 6 und 7.

Struthiolaria Ameghinoi v. IH. OH CL Taf. VII, Fig. 1 und 2.

Buccinum Annae ORTM. PP.

Pyrula Carolina D'ORB. CL.

Malletia (Nucula) Volckmanni PHIL. CL.

Turritella ambulacrum SOW. CL.

Rhynchonella patagonica ORTM. CL.

Folgende Art gehört zu derjenigen Gruppe, welche auf Grund mangelhaften Vergleichsmaterials nicht näher bestimmt werden kann.

Pinna sp.

Taf. VIII Fig. 2—7.

Aus Cerro Lopez liegen mehrere deformierte Steinkerne vor, welche die Schalenskulptur scharf hervortreten lassen. In Fig. 2 ist oben etwas von der Schalensubstanz zu sehen. Dorsalrand gerade, Ventralrand schwach S-gekrümmt. Die von dem Wirbel ausstrahlenden Längsrippen, die in dem dorsalen Teil und noch in halber Höhe sehr kräftig entwickelt sind, verlieren nach dem Ventralrand zu an Relief. Die gebogenen Querrippen dagegen haben an dem Ventralrand ihr kräftigstes Relief, sind aber gewöhnlich bis zum Dorsalrand verfolgbar. Es sind einfache Bögen, welche

konzentrisch zum Wirbel angeordnet sind, also Wachstumslinien. Umriss der Querschnitte wegen Deformierung nicht feststellbar. Länge bis 17 cm.

Die Muschel hat (Fig. 2 und 3) grosse Ähnlichkeit mit der *Pinna tumida* PHIL., noch mehr aber (Fig. 4—7) mit *Pinna navidadis* STEINM. u. WILCK. (= *semicostata* PHIL.), vorausgesetzt, dass das philippische Exemplar ein Steinkern ist, der nur die kräftigsten Elemente der Schalenskulptur abspiegelt. Es ist möglich, dass *P. tumida* in der Tat dieselbe ist wie *P. navidadis* (*semicostata*). Das nimmt SCHILLER an. Ferner erscheint es nicht ausgeschlossen, dass die nie abgebildete *P. magellanica* v. IHERING damit identisch ist.¹ Für eine Revision warte ich weniger deformierte Exemplare ab. Für die Altersbestimmung der Nahuel-Huapi-Serie ist aber eine solche Revision ohne Belang, da sämtliche von PHILIPPI aufgestellte Arten, *P. tumida*, *semicostata* (*navidadis*) und *costata*, den mittelchilenischen Navidadschichten, *P. magellanica* dem damit gleichalterigen Patagonico entstammen.² CL.

Mehrere Arten, welche noch garnicht, oder wenigstens noch nicht von diesem Erdteil beschrieben worden sind, können neu aufgestellt werden. Die vorliegenden Exemplare weisen nämlich genügend charakteristische Merkmale für ihre Individualisierung auf, wenn auch in einigen Fällen die Unvollständigkeit der Exemplare den Gattungsnamen etwas unsicher macht. Die Arten sind im allgemeinen nach Personen benannt, welche an der geologischen Erforschung des Nahuel-Huapi-Gebietes teilgenommen haben (siehe Einleitung).

¹ R. PHILIPPI, Die teriären und quartären Versteinerungen Chiles. Leipzig 1887.

H. v. IHERING, Die Conchylien der patagonischen Formation. Neues Jahrb. Min. etc. 1889 II S. 12.

H. v. IHERING, Les mollusques Fossiles de l'Argentine. Anales Museo Nacional Buenos Aires. Ser. III Tomo VII, 1907, S. 242.

STEINMANN und WILCKENS, Kreide- und Tertiärfossilien aus den Magellansländern, gesammelt von der schwedischen Expedition 1895—97. Kungl. Svenska Vetenskapsakademien, Arkiv för Zoologi LV: 6, 1908, S. 31.

² Beim Lesen der älteren Beschreibungen (PHILIPPI, v. IHERING 1899, STEINMANN und WILCKENS 1908) muss man berücksichtigen, dass die Anatomie der *Pinna* falsch gedeutet wurde. Obwohl zur Gattungscharakteristik (LINNÉ, von PHILIPPI abgedruckt) gehört, dass das Ligament die ganze Länge des Rückenrandes einnimmt, fasste man den krummen Rand als Dorsalrand auf, ohne auf die mechanische Unmöglichkeit dieser Auffassung zu achten. Die »schrägen Falten« standen dann als eine für die anatomische Entwicklung der *Pinna* völlig bedeutungslose Verzierung da. Meine Abbildungen sind geeignet, die »schrägen Falten« als Anwachsflächen hervortreten zu lassen. Wirbel und Rücken werden somit zum geraden Rand verlegt. Diese einzige mechanisch mögliche Deutung wird auch dadurch bestätigt, dass eines meiner Exemplare längs des krummen Randes klappt.

Scalaria Willisi n. sp.

Taf. VII Fig. 3.

Erinnert an *Scalaria araucana* PHIL.¹, ist aber stumpfer und hat etwa doppelt so grossen Abstand zwischen den Rippen. Ein Abdruck. CL.

Trochus? Reicherti n. sp.

Taf. VII Fig. 4 und 5.

Ein einziger Abdruck. Gestalt pyramidal; Röhre mit rundem Querschnitt. Da die Mündung fehlt, ist der Gattungsname unsicher. Die komplizierte Verzierung, welche in der Vergrösserung Taf. VII Fig. 4 gut zum Vorschein kommt, ist aber sehr bezeichnend. Sehr feine Längsstreifen heben und senken sich wellenförmig, so dass etwa alle zehn Streifen einen Wellengipfel einnehmen. In gewissen Abständen schwillt der Gipfelstreifen an, dasselbe tun die nebenliegenden Streifen, und durch das Zusammenschmelzen dieser Anschwellungen entsteht ein Knoten. Die Knoten wiederholen sich so dicht (etwa 20 in einer viertel Windung), dass die Wellenrücken als Perlschnüre erscheinen. Der letzte Umgang trägt etwa zwanzig Perlschnüre. Die Perlschnüre können auf der Oberseite stellenweise unterdrückt sein, während die Streifen erhalten sind. Eine ziemlich hervorragende Perlschnur läuft genau in der Naht. Die Perlen der einen Schnur sind im Verhältnis zu den Perlen der benachbarten Schnüre durch Querstreifen geordnet, welche von der Spitze spiralenförmig, in dem der Windung der Schnecke entgegengesetzten Sinne, ausstrahlen. CL.

Malletia bicarinata n. sp.

Taf. VIII Fig. 1.

Diese Art, die in anderen Hinsichten mit *Malletia ornata* SOW.² übereinstimmt, unterscheidet sich sehr bestimmt von dieser durch den doppelten Kiel. Ich vermute, dass die Muschel, welche Schiller nach 8 Exemplaren aus Ottos Höhe als *Malletia ornata* bestimmte, in der Tat *N. bicarinata* ist. Nur Abdrücke. OH, CL.

¹ R. PHILIPPI, a. a. O., Taf. 9, Fig. 16.

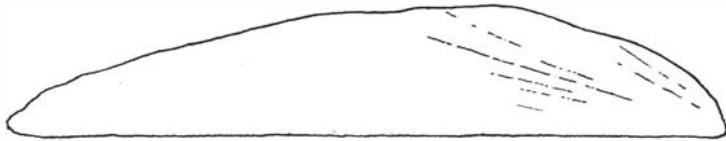
² G. B. SOWERBY, Description of tertiary fossil Shells from South America, in DARWIN, Geological Observations on South America. London 1845, Taf. II, Fig. 19.

E. A. ORTMANN, Tertiary Invertebrates. Reports of the Princetown University Expedition to Patagonia. Princetown 1902. Tome IV, Part. 1, Taf. XXVI, Fig. 4. Siehe auch bei PHILIPPI.

Mytilus Wehrlii n. sp.

Taf. VIII Fig. 8 und Textfig. 4.

Die äussere Form weicht von der anderer Arten ab. Ausserordentlich reichlich vertreten. Auch Exemplare mit vollständiger Schale. Da diese noch nicht herauspräpariert sind, wurden die Abbildungen nach einem Abdruck gemacht. CL, BV.

Fig. 4. Klappe des *Mytilus Wehrlii* von dem konkaven Rand aus gesehen. Nat. Gr.*Arca Schilleri* n. sp.

Taf. IX.

Das eigentümliche an dieser *Arca* ist, mit anderen aus Südamerika verglichen, die mangelnde Übereinstimmung in der Form der älteren und jüngeren Schalentteile. Aus den abgebildeten Schalentteilen der letzten Periode geht hervor, dass die Verzierung dieser Periode individuellen Variationen unterliegt. Nur deformierte Abdrücke nach Bruchstücken. CL.

Venus Feruglioi n. sp.

Tafel X Fig. 1 bis 11.

Schale kräftig, dick, von querovalen Umriss, konzentrisch lamelliert und radial gestreift. Rand innen gekerbt (das in Fig. 9 der Tafel X abgebildete Exemplar). Wirbel nach vorn mässig umgebogen. Hinterer Oberrand senkt sich mit nur geringer Konvexität fast bis zum Unterrand, wo die Umbiegung zum fast geraden Unterrand sehr eng, fast spitz ist. Vorderrand gleichmässig konvex.¹ Lunula im Längsprofil ein wenig sichtbar. Das Ligament liegt in einer ziemlich kräftigen Rille von beträchtlicher Länge. Schlossplatte breit. Jede Klappe hat drei von dem Wirbel divergierende Schlosszähne. Divergenz zwischen den äusseren Zähnen etwa 100° mit dem mittleren Zahn als Mittellinie. Die Zähne der rechten Klappe sitzen vor den entsprechenden der linken Klappe.

Rechte Klappe (Fig. 10). Hinterer und mittlerer Zahn gespalten. Mittlerer Zahn steht fast senkrecht, aber etwas nach vorn gerichtet. Der schwach entwickelte Vorderzahn sitzt dicht unter der Lunula, bildet jedoch mit dem Lunularrand noch einen Winkel von etwa 15°. In bezug auf das

¹ Die grössere Konvexität des Unterrandes in dem Exemplar Fig. 9 ist nur bei den unteren Anwachslineien erkennbar und wahrscheinlich eine Zufälligkeit.

Relief (Eingreifen in das Gebiet der anderen Klappe) ist der mittlere Zahn der am weitesten hervorragende, aber der hintere kommt ihm beinahe gleich, der vordere tritt in Fig. 10 in etwas abgeschwächtem Relief hervor. Die zwischen diesem und dem mittleren Zahn belegene Zahngrube ist die tiefste.

Linke Klappe (Fig. 11). Der mittlere Zahn erscheint gespalten (nicht sehr gut erhalten). Er ist nach hinten gerichtet. In bezug auf das Relief ist hier der dünne Vorderzahn der am weitesten hervorragende und hat hinter sich die tiefste Zahngrube. Am nächsten steht ihm in dieser Hinsicht der Mittelzahn. Hinterzahn mit der Nymphe zusammengewachsen.

Der Steinkern ist seinem Umriss nach völlig übereinstimmend mit mehreren den Quiriquinaschichten entstammenden Steinkernen, welche PHILIPPI zum Aufstellen 18 neuer Venusarten veranlassten. Sie wurden aber von MOERICKE¹ mit *Cytherea auca* D'ORB. identifiziert und können also hier nicht in Frage kommen. Nur Abdrücke und Kerne vorhanden. OH.

Venus? Annae n. sp.

Taf. X Fig. 13 bis 15.

Äusserer und innerer Abdruck eines vollständigen Exemplares. Umrisse oval mit hornförmig nach vorn stark hervorragendem Wirbel. Wie Fig. 12 aufweist, ist das vorliegende Exemplar zwar deformiert, aber der Grad der Deformierung scheint dem Verfasser nicht hinreichend zu sein, um die Umrisse des Exemplares Fig. 14 aus irgend einer bekannten Art hervorzubringen. Die Oberflächenskulptur ist derjenigen der vorigen Art ähnlich, doch treten die Lamellen in regelmässigerem Abstände auf. Schlossverhältnisse verborgen, weshalb Gattungsname unsicher. Vorausgesetzt dass diese Muschel ihre Selbständigkeit behaupten wird, nenne ich sie *Venus* (?) *Annae* nach meiner Frau, welche an der Einsammlungsarbeit in Puerto Pañuelo 1928 eifrig teilnahm. CL.

Ein Überblick über das nicht bearbeitete Material gibt an die Hand, dass in demselben die Gattungen *Venus*, *Panopaea* und *Turritella* reichlich vertreten sind, auch *Cardium*, *Cucullaea*, *Pecten*, *Fusus*, *Voluta*, *Dentalium*, *Terebratula*, *Discina*? etc. Ein *Balanus* ist in dem Cerro-Lopez-Synklinal ausserordentlich reichlich vorhanden; eine Krabbe und ein Seeigel sind bestimmbar. Bei der Bearbeitung des Materials hoffe ich das von v. IHERING bestimmte Material benutzen zu können, das dem Staatsmuseum für Naturgeschichte in Buenos Aires gehört, das aber wegen Lokalschwierigkeiten und Umzugs in ein neues Gebäude während der letzten Zeit nicht zugänglich gewesen ist.

¹ Neues Jahrb. Beil. XVIII, 1904, S. 243.

² Ähnelt der mangelhaft beschriebenen *Discina araucana* PHIL.

Für die Altersbestimmung unserer marinen Schichten haben wir hier Arten repräsentiert, welche aus den folgenden Formationen bekannt sind: a) aus dem argentinischen Patagonico: *Struthiolaria Ameghinoi* (von v. IHERING bestritten), *Buccinum Annae*, *Pyrula Carolina*, *Turritella ambulacrum*, *Siphonalia noachina* und *Rhynchionella patagonica* sowie *Pinna tumida*, b) aus dem argentinischen Superpatagonico: *Struthiolaria Ameghinoi*, *Siphonalia noachina* und *Pyrula Carolina*, c) aus den mittelchilenischen Navidadschichten: *Pyrula Carolina*, *Malletia Volckmanni*, *Pinna tumida* und *navidadis* (sowie *Discina araucana*).

Die marine Fauna der Nahuel-Huapi-Serie bildet der oben gegebenen Probebestimmung nach einen Übergang zwischen derjenigen des Patagonico und der damit schon längst als gleichalterig angesehenen Navidad-fauna¹, und zwar sind Arten repräsentiert, die früher nicht ausserhalb der Navidadschichten bekannt waren. Diese Tatsache knüpft — von der Menge neuer Arten abgesehen — ein besonderes faunistisches Interesse an dieses Gebiet. — Das Patagonico wird für etwa Oligozän gehalten.

Die Alto-Limay-Serie.

Die Berge am Ausfluss des Sees durch den Limay (Carmen Villegas, Trenque Malal etc.) zeichnen sich schon aus weiter Entfernung durch horizontale Lagerung aus. In dem Pofil WEHRLIS ruht diese Serie diskordant auf den Gesteinen seiner gefalteten »Zone sédimentaire orientale», und er charakterisiert sie petrographisch als »Laves et tufs néovolcaniques, basaltés, trachytes etc.». Obwohl ich diese Berge bis jetzt nicht besucht habe, nehme ich an, dass sie zu der Serie gehören, welche FERUGLIO in seinem Profil ausserhalb der Grenze unserer Kartenskizze fand, und welche jünger ist als die Faltung der Gesteinsserie, die ich hier »Nahuel-Huapi-Serie» genannt habe. FERUGLIO nennt sie »subandines Tertiär». GROEBER² verwertet die Resultate FERUGLIOS zu dem Schluss, dass es sich dort um Colloncurensen (mittleres bis oberes Miozän) handelt, während er die jüngste gefaltete Abteilung (das Postpatagonico FERUGLIOS) mit dem wahren Santa-cruzeano (oberem Oligozän bis unterem Miozän) identifiziert.

Um einen »Nahuel-Huapi-Serie» entsprechenden, geographisch begründeten Ausdruck zu wählen, der mich zu keiner vorzeitigen Stellungnahme in der Altersfrage verpflichtet, gebe ich auf der Kartenskizze die Formation vorläufig als »Alto-Limay-Serie» an.

¹ Siehe STEINMANN und MÖRICKE in Neues Jahrb. Beil. 10 S. 10, und 593.

² P. GROEBER, a. a. O. S. 108.

Die Tronadorserie.

Der Tronador (3550 m) ragt als einzige Erhöhung weit (etwa 1500 m) über die Gipfelflur empor.¹ Er ist aus Aschenagglomeraten mit Bomben, sowie von Basalten und Andesiten aufgebaut, welche auf dem granodioritischen Untergrund lagern. Die Schichtung ist im Tronador konisch aber ziemlich flach.² Es mischen sich auch, in peripherischen Teilen (ausserhalb des Kegels), flussgeschichtete Sandsteine ein, die teils eine rote Farbe, wahrscheinlich von Basaltasche, teils eine bläulichgraue Farbe, von Andesitasche, haben; besonders letztere enthalten zuweilen Einlagerungen von weissem Bimsstein, und hier sieht man auch Pflanzenreste.

Diese Effusivserie hat eine ziemlich weite Verbreitung, wie die Kartenskizze zeigt. Ich habe bis jetzt keinen Anlass gefunden, die Gesteine des Cerro Volcanico von der Tronadorserie zu unterscheiden. REICHERT hat auf seine schöne Kegelform hingewiesen. Die ursprüngliche Form ist jedoch auch hier durch die Abtragung verändert worden. Lager von Schlackenvulkanlava, welche an dem Ostabhang unter der losen Asche zu Tage ausgehen, zeigen einen geringeren Fallgrad als der heutige sehr steile Abhang. Von einem Krater ist auch nichts zu sehen. Ein Merkmal, das für eine jüngere vulkanische Tätigkeit dieses Berges sprechen könnte, sind die eigentümlichen, den tiefen Schnee durchsetzenden Schmelzlöcher, die ich oben auf dem Gipfel schon im Vorwinter beobachtete — oder ist es möglich, dass die Windpressung gegen einen Berg aus porösem Material eine innere Luftzirkulation verursacht, welche Schmelzlöcher erzeugen kann? — Das interessanteste Vorkommen der Tronadorserie befindet sich in den inneren Fjordarmen von Nahuel Huapi. Siehe S. 234.

Von dem Tronador erzählt REICHERT, dass gewisse aus dem Schnee aufragende Grate sowie auch die überhängende Wand des Gipfels aus Gips aufgebaut sind. Er hat leider nichts darüber geäußert, wie er diesen Gips auffasst. Es wäre indessen sehr merkwürdig, wenn es im Tronador einen sedimentären Gips gäbe und ganz besonders wenn die etwa 80 m hohe Gipfelpartie den Teil eines Gipslagers ausmache. In diesem Falle würde man nämlich zu der Annahme gezwungen sein, dass der Tronador trotz seiner nach allen Seiten hin einfallenden Schichtung keinen Vulkanberg darstelle, sondern dass die konische Schichtung durch eine sekundäre, zentrale Hebung zustande gekommen sei.

Ich habe unter zwei von den argentinischen Gletschern des Tronador

¹ Siehe die Panoramas in Frontera Argentino-Chilena. Exposición Argentina. Láminas. Taf. LXIV. Última Exposición Argentina. Taf. V.

² A. WINDHAUSEN hat (Geología Argentina I, Buenos Aires 1929, S. 104) den Tronador mit dem Aconcagua verglichen und die Möglichkeit angedeutet, sie als monogene Lavakegel zu deuten. Für den Tronador ist eine solche Ansicht nicht mit den Tatsachen vereinbar.

(darunter dem Ventisquero Grande) aus dem Moränenmaterial möglichst vollständige Sammlungen gemacht, um Auskünfte über die Zusammensetzung der höheren Teile zu erlangen. Es waren keine Gipsstücke zu finden, dagegen lag unter dem grossen Gletscher viel Schwefel, und dieser Schwefel kann nicht aus Gips hervorgegangen sein sondern zeigt sich als direkt vulkanischer Absatz, hauptsächlich als Imprägnation einer porösen bläulichgrauen Andesitlava.

Der offenbar vulkanische Schwefel spricht für die vulkanische Natur des Berges und somit für die Ursprünglichkeit der konischen Schichtung, was wiederum eine Gipssedimentation hier ausschliesst. Das Fehlen des Gipses unter den Gletschern ist zwar kein hinreichender Beweis, da Gipsstücke keine längeren Transporte vertragen, jedoch besser vereinbar mit der Annahme kleiner als grosser Gipsvorkommen.

Ist der Gips ungeschichtet und ist er nur in dünnen Graten und einer überhangenden Wand zu sehen, so kann er als ein sekundärer vulkanischer Absatz in vertikalen Spalten gedeutet werden. Da die daraus hervorgegangenen Grate und Wände gerade die schneefreien Teile des Berges ausmachen, kann leicht die quantitative Bedeutung des Gipses überschätzt werden.

Das einzige, was ich über das Alter der Tronadorserie geschrieben fand, ist die kategorische Aussage WINDHAUSENS¹, dass der Tronador den Rest einer oligozänen Andesiteruption darstelle. Auf welche Quelle diese Aussage zurückgeht, habe ich nicht herausfinden können. Da ich die Tronadorserie als Auffüllung von Tälern fand, welche die gefaltete Nahuel-Huapi-Serie (oligozän-miozän) durchschneiden, ist ein oligozänes Alter unmöglich. Höchstens spätmiozän könnte die Serie sein.

Die älteste Gesteinsserie, mit welcher man die Tronadorserie vergleichen könnte, wäre die Alto-Limay-Serie. Hat aber die Limayserie, welche ich bis jetzt nicht gesehen habe, wirklich einen trachytischen Charakter, dann passt die Tronadorserie schlecht mit ihr zusammen.

Aus dem südlichen Neuquen ist eine Reihe von Basalteruptionen bekannt (siehe GROEBER), welche sich vom jüngsten Miozän bis ins Pleistozän hinein erstreckt. Obwohl ich auch diese nicht näher kenne, scheint mir die Tronadorserie doch besser mit einer von ihnen übereinzustimmen.

Die Schichten des blaugrauen mit weissem Bimsstein bemengten tuffigen Sandsteins nahe der Base der Tronadorserie haben grosse Ähnlichkeit mit den von WICHMANN² aus dem unteren Teil des Rio Negro beschriebenen Schichten des araukanischen Sandsteins, welche auf Grund ihres

¹ Rasgos geologicos etc. S. 280.

² Anales Ministerio Agricultura Sección Geología Tomo XIII N:o 3. Buenos Aires 1918, S. 24—26 nebst Taf. IV Fig. 5.

³ Vgl. F. PASTORE in der folgenden Nummer S. 11 und A. WINDHAUSEN in Boletín de la Dir. Gral de Minas Ser. B. No. 29, Buenos Aires 1922 S. 30, 31.

Fossiliengehalts für Pliozän gehalten werden. Sie liegen unter dem Tehuelchegeöll.

Ein für die Altersfrage nicht unbedeutender Umstand ist das Bestehen des Tronador-Riesens hoch über der Gipfelflur trotz seiner geringen Widerstandsfähigkeit gegen Abtragung.

Auf die Altersfrage wollen wir später, S. 234 ff., zurückkommen.

Die glazialen Ablagerungen.

Glaziale Ablagerungen gibt es hauptsächlich am östlichen Ende des Sees, wo zwei grosse Bögen von Endmoränen vorkommen. Diese werden Dr. C. CALDENIUS und Herrn J. R. GUÑAZÚ beschreiben. Innerhalb der Seesenke sind einige Endmoränen zu verzeichnen. Die bedeutendste, welche ich gefunden habe, ist die von Puerto Blest, welche das Friastal vom Nahuel Huapi absperrt. Sie bildet in einer Länge von 2 bis 3 km das Ufer des Nahuel Huapi und wird 42 m über dem See von einer schönen Terrasse fast völlig abgeschnitten. 2 km südlicher ist das Tal wieder von einer Moräne gesperrt, welche eine Höhe von 19 m über dem Lago Frias erreicht und die natürliche Schwelle dieses Sees bildet. Hier ist aber das Tal viel enger. Zwischen diesen beiden Endmoränen erstrecken sich im Wechsel kleinere Moränen und Moore, welche das Ganze zu einem Komplex verbinden. Die beiden Lagos Moreno werden ebenfalls durch eine kleine Endmoräne voneinander getrennt. Letztere entspricht wahrscheinlich der Moräne der Punta Milleaqueo (W von Isla Victoria) sowie dem Komplex, der die Seen Gutierrez und Mascardi trennt.

Mit der Terrasse in 42 m Höhe bei Puerto Blest verbindet sich ein doppeltes Interesse. Sie bildet ein weit in die Kordillera hineinragendes Glied derjenigen Uferterrassen, mit deren Hilfe wir über eiszeitliche Deformationen der Kordillera Auskunft erhalten können. Die schon längst bekannten Uferterrassen bei Bariloche habe ich nivelliert. Es ergab sich eine grosse Terrasse in 18.₅₀ m, eine andere, schlechter ausgebildete, in 25.₅₀ m, eine dritte, sehr deutliche, in 48 und eine vierte in 55 m Höhe.

Ohne weiteres kann man nicht sagen, welcher von diesen Terrassen diejenige von Puerto Blest entspricht. Das Fehlen von niedrigeren Terrassen bei Puerto Blest kann die Vermutung begründen, dass die Puerto Blest-Moräne der untersten Terrasse bei Bariloche entspricht. In diesem Falle haben wir eine nacheiszeitliche Kippung nach Osten von 23.5 m in 45 km Entfernung zu notieren. Eine solche Annahme bedarf aber zu ihrer Bestätigung einer Nivellierung aller zwischen Puerto Blest und Bariloche belegenen Terrassen. Südöstlich von der Isla Victoria habe ich eine sehr schöne, ebenfalls in ein vertikales Dazitlager eingeschnittene Terrasse gesehen, die noch nicht nivelliert ist, und östlicher gibt es, auch auf der

Südseite des Sees, ein grosses, gehobenes Delta. Das ganze östliche Ende des Sees ist von Terrassen umrandet.

Das andere Interesse, das sich mit der Puerto-Blest-Terrasse verknüpft, bezieht sich auf die Frage nach dem Zeitpunkt der Senkung der Wasseroberfläche des grossen Sees. Diese Frage hängt zwar mit der eben berührten zusammen, aber auch für den Fall, dass die Puerto-Blest-Terrasse nur der untersten Terrasse bei Bariloche entspricht, geht hieraus hervor, dass die Seesenkung, wenigstens zum grossen Teil, sich vollzogen hat erst nachdem das Eis völlig verschwunden war.

Die Geomorphologie des Gebietes.

Orographische Übersicht.

In morphologischer Hinsicht ist das Gebiet von grossem Interesse und zwar besonders was die Talbildung anbetrifft.

Das Gebiet weist eine ausgezeichnete Gipfelflur auf, weil die Schwankung der herrschenden Höhen sehr gering ist. Grate und Gipfel, welche eine Meereshöhe von 2000 m erreichen, sind, mit unten anzuführenden Ausnahmen, in allen Teilen der Kartenskizze Fig. 1 vorhanden. Sehr selten (nur ein sicherer Fall bekannt) wird die Höhe von 2300 m erreicht oder wenig überschritten.

Besonders dicht liegen die 2000 m überragenden Parteen in einer Zone, die für den südlichen Kartenabschnitt von S her der Wasserscheide entlang bis S der Laguna Frey verläuft, für den mittleren Abschnitt um die Mündungen der Brazos Tristeza und Viento herum liegt. Die Fortsetzung der Zone nach N zu wäre wahrscheinlich dort zu finden gewesen, wo jetzt die Seesenke ist, hätte nicht hier die Erosion in der Ausräumung der jungen Mulde eine leichte Arbeit gefunden; denn beiderseits des Sees sind ansehnliche Höhenggebiete vorhanden, welche 2000 m überragen. Von diesem wenig erforschten Teil des Kartengebietes gibt die Photographie S. 207 eine gute Vorstellung.

Um das östliche, breite Ende herum senkt sich die Gipfelhöhe bis zu 1500 m herab. Man kann auch sagen, dass eine östliche Gipfelflur von dieser Höhe mit einer Bucht bis nach Bariloche vordringt.

Westlich des Rio Manso erreicht kein Berg mehr die Höhe von 2000 m, wenn wir von dem Tronador absehen, der mit einer Meereshöhe von 3550 m einen auf die Gipfelflur aufgesetzten Kegel bildet (siehe oben S. 225). Hieraus geht hervor, dass der heutige Verlauf der Wasserscheide für den südlichen Teil der Kartenskizze gar keine Anomalie bedeutet. Zwar ist es möglich, dass das Tronadorgebiet unter der Last der effusiven Massen eingesunken ist, westlich davon scheint es aber ebenfalls an 2000 m

betragenden Höhen zu fehlen, wenn man von den tätigen Vulkanen absieht.

Der See Nahuel Huapi hat eine Meereshöhe von 767 m. Seine maximale Tiefe überschreitet 400 m. Mit Ausnahme seines östlichen Endes ist er tief und unvermittelt in das sonst ziemlich geschlossene Bergland eingeschnitten, Fig. 2 und 5. Er erinnert sehr an einen Fjord. Dasselbe gilt von den anderen Seen des Gebietes wie dem Masecardi, Gutierrez und Correntoso.

In den engen Armen des Nahuel Huapi, z. B. dem Tristeza und Brazo del Viento, wird die Fjordnatur besonders hervorgehoben, Fig 6 und 7. In den sich anschliessenden Seen Laguna Frey und Laguna Frias erreicht die Steilheit der Wände ihre extreme Ausbildung, Fig. 3 und 9.



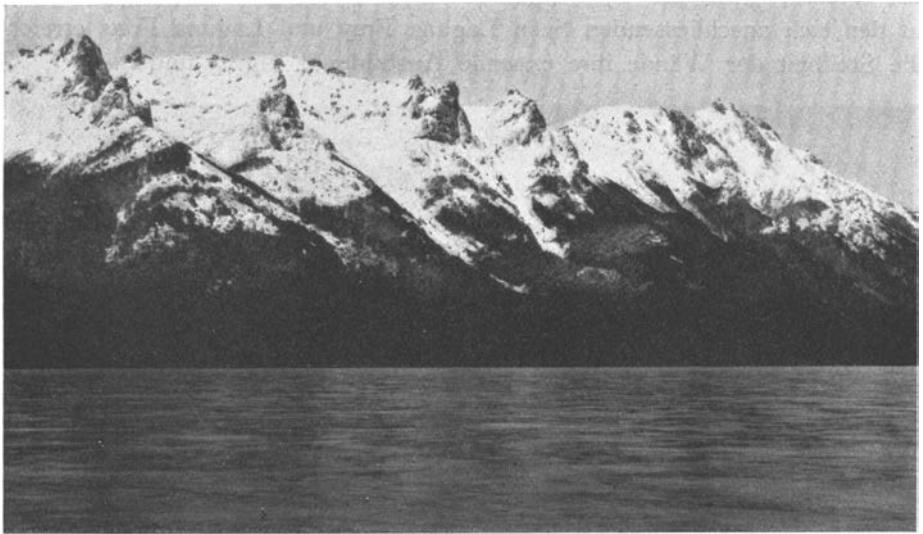
ANNA LJUNGNER phot. 3.III. 1928.

Fig. 5. Der nordwestliche Teil des Sees Nahuel Huapi, gegen NW hin gesehen.

Vergletscherung.

Die Grate, welche die Gipfelflur zusammensetzen, zeigen, unabhängig vom Gesteinsgrund, im allgemeinen schroffe Formen, welche den niedrigeren Graten fremd sind. Namen wie Cerro Catedral, Las Monchas (die Nonnen) etc. sind für die Zacken, Säulen und Türmen der scharfen Firste bezeichnend. An diesen Graten beobachtet man oft unter dem schroffen First eine Schulter mit glatter Oberfläche. Die Grenze zwischen beiden muss die Höhe der ehemaligen Eisüberflutung bezeichnen. Diese Grenze, die Schlifffgrenze, liegt ziemlich hoch, in den äusseren Teilen des Brazo Tristeza und des Brazo del Viento etwa 1700 m, in der Nähe vom Paso de las Nubes fast 2000 m ü. d. M. Es waren also nur unbedeutende Bergpartieen, welche über die Eisoberfläche emporragten, und für die Ausbildung einer Karlandschaft gab es während der Vereisung wenig Platz. Jetzt liegt die Schneegrenze nicht tief genug, um Kare in erwähnenswertem Umfange

erzeugen zu können. Unterhalb der Schliffgrenze sowie der heutigen Schneegrenze — etwa an der Waldgrenze — gibt es aber hie und da nischenartige Bildungen, welche während der Rückzugszeit Lokalgletscher beherbergt haben. Eine solche ist S der Laguna Frey, in dem Rücken des Cerro Capitan, zu sehen. Der Boden dieser Nische hängt mit der von dem oberen Kontakt des Tristezalakkolithen bedingten Felsterrasse (S. 213) in etwa 1600 m Meereshöhe zusammen. Er trägt kleine Moränen. Vielleicht hat auch die Nische an der Ostseite des Cerro Capilla zur selben Zeit einen Gletscher beherbergt.



Verf. phot. 26.VI. 1930.

Fig. 6. Die mittlere Südwand des Brazo del Viento (»brazo de Puerto Blest«) vom Nordufer, etwa 71° 41' w. L., aus gesehen. Schliffkehle und Trogschulter. Letztere von stark geneigten Miniatur-Hängetälern durchschnitten. Diese Photographie bildet mit der folgenden ein Panorama.

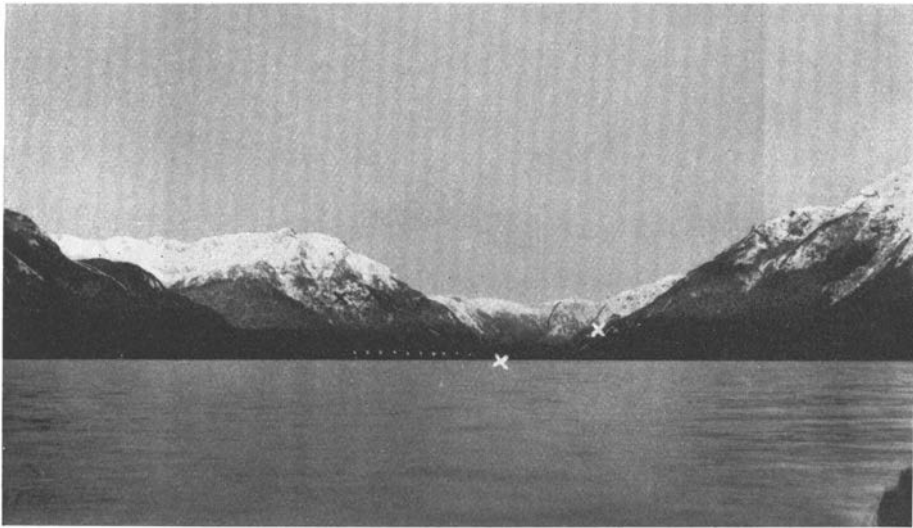
Die heutige Vergletscherung ist fast oder ganz auf den Cerro Tronador beschränkt. Dieser völlig schnee verhüllte Kegel sendet mehrere Gletscher aus, von welchen die bedeutendsten naturgemäss der feuchteren chilenischen Seite angehören. Zwei argentinische Gletscher senken sich jedoch bis zu einer Meereshöhe von 1000 m hinab. Dem Getöse seiner Gletscher verdankt der Berg seinen Namen (der Donnerer).

Nördlich von dem Brazo del Viento sollen nach unbestätigten Angaben Gletscher vorhanden sein.

Die glaziale Erosion und die Talbildung.

Im Brazo del Viento unterscheidet man, trotz der allgemeinen Steilheit, wie in den alpinen Tälern Trog, Trogschulter und Schliffkehle, Fig. 6

und 7. Es ist zwar nicht unmöglich, dass die an der Südseite scharf entwickelte Schliffkehle mit dem unteren Kontakt des Tristezalakkolithen zusammenfällt und dass sie deshalb so augenfällig ist. Ihre Lage ist aber normal. Am inneren Ende des Fjordes waren die Berge eisüberflutet. Der Trogrand des Brazo del Viento kann nicht von einer Gesteinsgrenze bestimmt sein. Ein in ein weiteres Tal eingeschalteter Trog tritt auch ausserhalb dieses Fjordarmes häufig auf wie im Gebiet des Brazo Tristeza, im Mascardi oder in dem von den Lagunas los Cantaros eingenommenen Tal, das gegenüber von Puerto Blest in den Brazo del Viento mündet. Sogar



Verf. phot. 26.VI. 1930.

Fig. 7. Der innere Teil des Brazo del Viento, Fortsetzung der vorigen Figur. Trog und Trogschulter. Eine Reihe weisser Punkte gibt Millaqueoformation, das schwarze Kreuz links darüber Llanccamilformation an. Reste der talausfüllenden Tronadorserie sind durch weisse Kreuze markiert. Zwischen diesen sieht man das innere Ende des Fjordes mit dem steilen Südabfall des Cerro Tres Hermanos.

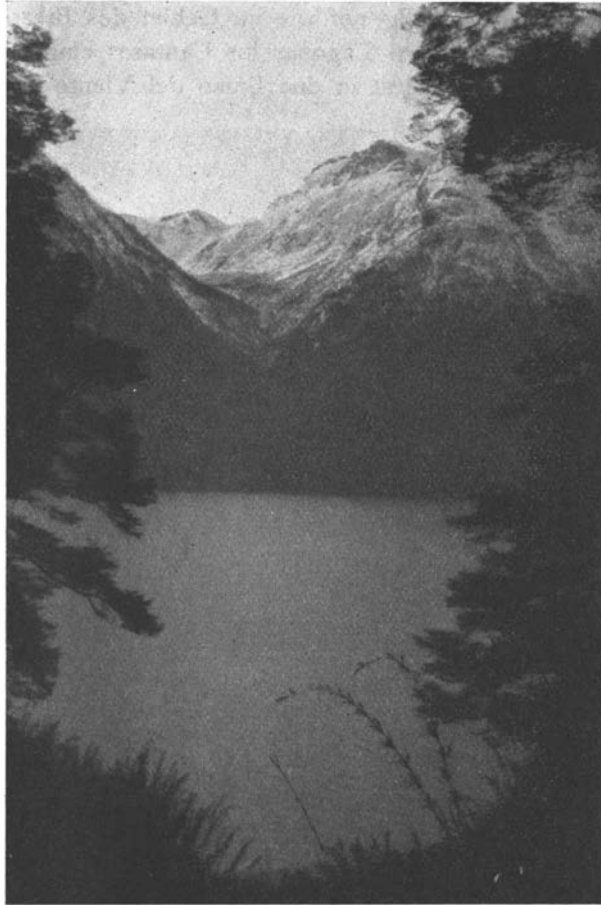
an den sehr steilen Wänden der Laguna Frias sieht man unten die Andeutung einer Versteilerung der Hänge.

Dass der unter dem konvexen Gefällsknicke sichtbare Teil des Fjordprofils wirklich einem Troge angehört, kann man im Brazo del Viento — ebenso wie in der Laguna Frias — nur vermuten, und zwar aus dem Grund, weil so steile Hänge eines V-Tales eine ungeheure Tiefe voraussetzen würden.¹ Im Tal der Lagunas de los Cantaros ist aber auch der

¹ Die Tiefenverhältnisse werden bald ausgeforscht sein mit Hilfe der von der geologischen Landesanstalt veranstalteten Tiefenlotung, welche seit 1927 im Gange ist und der die oben angeführte Ziffer entnommen wurde. Diese Lotung bildet ein wichtiges Glied in dem grossen Plan Dr. SOBRALS zu der geologischen und hydrographisch-meteorologischen Erforschung des Gebietes. Demselben Zweck dienen auch die fort-

Trogboden zu sehen. Im Brazo del Viento selbst gibt es einen Zug, der sich mit der Deutung des unteren Profilverteiles als Trog gut vereinigen lässt, nämlich die Häufigkeit der Hängetäler, Fig. 8. Die Fjordwände sind reich an Wasserfälle, welche direkt in den Fjordspiegel hinabstürzen.

In der Literatur findet man zwar keine Angaben über Trog und



Verf. phot. 6.VII. 1930.

Fig. 8. Hängendes Nebental in der Nordwand des Brazo del Viento.

Hängetäler. Die glaziale Erosion wird jedoch betont. Schon WEHRLI beobachtete die Schliiffgrenze im Brazo del Viento (brazo de Puerto Blest). ROVERETO bezeichnet diesen Fjord als einen der engsten und tiefsten Taleinschnitte, die er je gesehen habe, und weist ohne nähere Analyse auf

laufenden Beobachtungsreihen über das Klima sowie über die Temperaturverhältnisse des Seewassers in verschiedenen Tiefen. Klimatologische Studien über die Gletscher sowie eine photogrammetrische Aufnahme sind in Vorbereitung.

den »enormen Effekt der glazialen Erosion« hin. In zusammenfassenden Arbeiten findet man ganz allgemein den glazialen Charakter des Sees Nahuel Huapi hervorgehoben.¹

Es gibt indessen in der Kleinmorphologie, besonders des aus Tristeza-gesteinen aufgebauten Terrains, ein Element, das zu gewissem Nachdenken anregt. Das ist die schöne Bankung, welche auch noch im Wasserniveau mit den Fjordwänden parallel verläuft. Sie ist älter als die glazialen Kleinformen. An anderer Stelle habe ich die Entstehung der Bankung sehr ausführlich behandelt und gezeigt, dass die Bankung dieser Art jünger ist

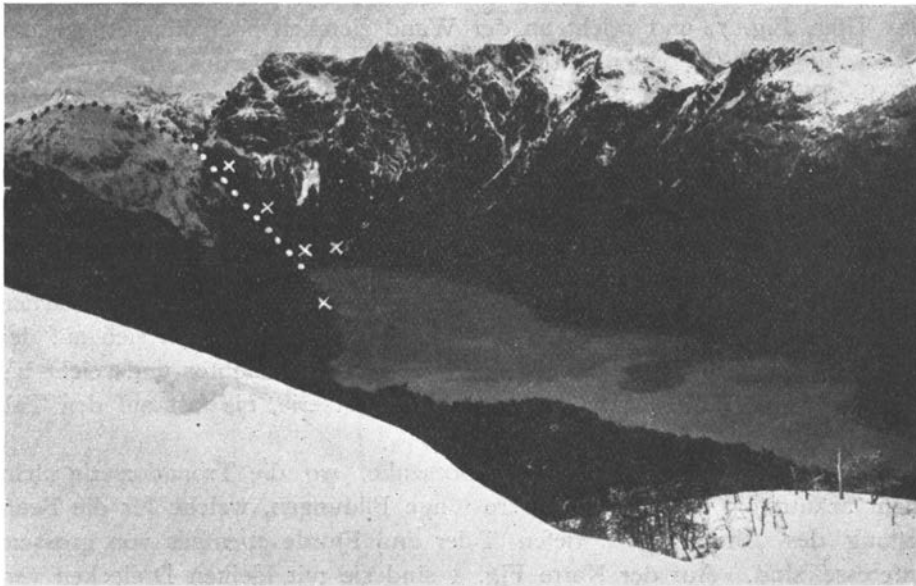


Fig. 9. Laguna Frias von SW. Die Ostwand ragt mehr als 100 m über die Seefläche empor. Die weisspunktierte Linie scheidet die östlichen und westlichen Berge von einander. Dazwischen fliesst der See ab. Jenseits der schwarzpunktierten Linie sieht man die Berge der Nordseite des Brazo del Viento. Die weissen Kreuze geben Reste der Talausfüllung an.

als das Relief. — In Bohuslän erweist sie sich sehr oft als von den kleinsten Spalten- und Klufttälern abhängig und ist doch präglazial.² Das heutige Relief ist also älter als die letzte Vereisung.

¹ z. B. DENIS in *Geographie universelle* XV: 2 S. 354, WINDHAUSEN in *Geología Argentina* S. 360 und in »*Rasgos geológicos . . . Nahuel Huapi* S. 281—283.

² E. LJUNGNER, *Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrak-Küste*. Bull. Geol. Inst. Upsala Vol. XXI Kap. 17.

Obwohl ich für diese Bankung die Deutung GILBERTS nicht völlig abgewiesen habe, halte ich die Entstehung durch Temperaturschwankungen für weniger problematisch und besonders bei grossen Fallgraden mehr plausibel. Die allgemeine Bedeutung dieser Art Bankung habe ich später grösser gefunden als früher. Ein 1927 von mir vergessenes Beispiel wurde nachträglich, 1930, in den Fig. 255—257 angeführt. Die Granitberge der

Einen völlig klaren Beweis für die Existenz der heutigen Talsenken bis tief unter den heutigen Seespiegel und somit auch die Existenz der Hängetäler vor der (letzten)¹ Vereisung erbringen von mir gefundene Reste einer ehemaligen Talausfüllung, welche selbst glazialerodiert sind. Im inneren Teil des Brazo del Viento wie auch im Frias-Tal fand ich nämlich an den Wänden angeklebte Tuffe, Agglomerate und Laven, an welchen ich sofort die Tronadorserie erkannte. Ein das Agglomerat teilweise durchsetzender Basalt der Tronadorserie zeigt glaziale Schleifspuren.¹

An der Südseite des Brazo del Viento bildet die talausfüllende Serie das Ufer, Fig. 7, und reicht an der Wand ziemlich hoch hinauf. An der Nordseite füllt sie einen seitlichen Einschnitt des Fjordes aus und bildet so die Fjordwand von der Nähe des Ufers aus bis zu etwa 300 m Höhe darüber, wo eine Terrasse entsteht. Diese gibt wohl die Höhe an, bis zu welcher der Fjord ausgefüllt war.

Die Ufer des tief eingeschnittenen Sees Laguna Frias, Fig. 9, bestehen, wenigstens in dessen nördlichem Teil, aus den Gesteinen der Tronadorserie, während die steilen Wände darüber aus Granodiorit aufgebaut sind. Nach S hin hat das Frias-Tal im Paso de las Nubes einen sackähnlichen Talabschluss aus Granodiorit. Hart am inneren Ende senkt sich auf der Westseite der Friasgletscher vom Tronador steil hinunter und reicht bis zum Talboden. Hier sinkt auch die Tronadorserie, bis fast auf den Talboden hinunter.

In den zentralen Teilen der Seesenke, wo die Tronadorserie nicht mehr anzutreffen ist, gibt es andere junge Bildungen, welche für die Beurteilung des Alters dieser tiefen Täler und Fjorde ebenfalls von grossem Interesse sind. Auf der Karte Fig. 1 sind sie mit kleinen Dreiecken vermerkt.

Im Brazo del Viento, dicht am Nordufer, wird auf einem kleinen Inselchen die Nahuel-Huapi-Serie von einem breccienartigen Konglomerat diskordant überlagert. Die Schichten der Nahuel-Huapi-Serie sind saiger, die Diskordanzfläche ist etwa horizontal. Das Geröll des Konglomerates stammt aus einem Andesit, der 100 m weiter WSW eine ziemlich hohe Landspitze bildet. Das einbettende Material ähnelt den unterlagernden Tuffen.

Am Nordostufer des Lago Moreno Este, unweit dessen östlicher Ecke, werden ebenfalls die Nahuel-Huapi-Schichten von einer aus etwa demselben Material gebildeten Kappe diskordant überlagert. Jene fallen hier mit 70°

brasilianischen Küste haben mir noch schönere Beispiele gegeben, welche teilweise schon von BRANNER angeführt wurden.

¹ WEHRLI hat diesen Basalt beobachtet aber nicht dessen talausfüllenden Charakter erkannt.

gegen NO ein, während diese etwa 45° gegen SW, also der allgemeinen Böschung des heutigen Terrains parallel, einfällt.

An der etwa 1250 m hohen Steilböschung des Cerro Lopez gegen den Lago Moreno Oeste fließt, in 200 m Höhe über dem See, ein reisender Bergbach von dem granodioritischen auf den sedimentären Untergrund hinüber. In den granodioritischen Untergrund hat er einen sehr tiefen Cañon eingeschnitten, der sich auch in dem basalen Diabas der Nahuel-Huapi-Serie abwärts fortsetzt, Taf. XI. Noch in dem granodioritischen Milieu zeigt dieser Cañon einen seitlichen Taleinschnitt, dessen Boden so steil zu dem des Cañons abfällt, dass man nur mit Mühe hinaufklettern kann. Den Boden dieses Einschnittes bildet ein festes, breccienartiges, grobes Konglomerat, in dem man teils den Granodiorit des Untergrundes, teils den höher anstehenden Quarzporphyr der Tristezaserie vertreten findet. Hätte dieses Konglomerat ein wenig weiter unten, auf der Grenze gegen den Diabas, gelegen, dann hätte man es für das Basalkonglomerat der Nahuel-Huapi-Serie gehalten. In dieser Lage muss es jedoch der Rest einer Ablagerung sein, welche den ganzen Cañon einst ausgefüllt hat. Nur 5—8 m kann der Cañon nachträglich vertieft worden sein; denn in dieser Höhe über seinem Boden findet man noch die Reste des groben Konglomerates.

Diese drei Ablagerungen von rein örtlicher Abstammung sind zu Gestein verfestigt, ohne dass sie die Diagenese besonders förderndes Material enthalten und können deshalb nicht postglazial sein. Sie beweisen also, genau wie die Gesteine der Tronadorserie für die von ihnen ausgefüllten Talstücke, dass das heutige Relief älter ist als die (letzte) Vereisung. Besonders ist das letztbeschriebene Vorkommen von morphologischem Interesse, weil seine Lage genau in dem konkaven Gefällsknick beweist, dass der Steilabfall des Cerro Lopez, einer der mächtigsten der ganzen Seesenke und in den zentraleren Teilen überhaupt der mächtigste, zur Zeit der Ablagerung des Konglomerates nicht weniger steil war.

Das ganze Fjord- und Talsystem, von den zentralen Teilen des Sees bis zu den im Herzen der Zentralkordillera gelegenen Talabschlüssen, ist also, mit seinen steilen, geschlossenen Wänden (Trögen) und hängenden Nebentälern, älter als die (letzte) Vereisung.

Will man behaupten, dass der glaziale Zyklus einen wesentlichen Anteil hat an der Schaffung dieser Topographie, so muss man eine ältere, von der letzten völlig getrennte Vereisung sowie die interglaziale Entstehung der Tronadorserie annehmen. Hier kann es sich nicht um eine blosse Oszillation des Eisrandes handeln. Die Tronadorserie ist ja bis auf den eisscheidenden Rücken verbreitet, und andererseits sind Findlinge der Tronadorgesteine wenigstens bis zu $70^{\circ} 31'$ w. L. vorhanden. Die in Frage gestellte Interglazialzeit muss also ein völliges Verschwinden des Eises aus der Kordillera bedeutet haben. Es muss ihr eine weitgehende neue Ver-

eisung gefolgt sein, die mit der Vereisung identisch sein muss, welche eine der Endmoränenzüge östlich des Sees abgelagert hat; denn zwischen diesen und dem erwähnten Findling sind keine Endmoränen vorhanden, welche einer selbständigen Vereisung entsprechen könnten. — Durch die Annahme einer grossen Interglazialzeit hat man ja mehr als ein Rätsel Patagoniens lösen wollen, niemals hat man aber eine solche feststellen können.

Was hier bestimmt werden muss, ist die Stellung der Tronadorserie zu der Eiszeit. Es gibt zwei Wege, zwischen prä- und interglazial zu entscheiden. Teils kann man unter der Tronadorserie sowie unter den Talusbreccien und Konglomeraten eiszeitliche Spuren — Moränen oder Gletscherschliff — suchen, teils kann man versuchen, das absolute Alter der Tronadorserie zu bestimmen.

Als ich oben am Tronador, bei dem nördlichsten Gletscher des Manso-Gebietes, war aber noch nicht Brazo del Viento oder Laguna Frias besucht hatte, fiel mir die völlige Frische des Granodiorites unter der Tronadorserie auf. Es schien mir sogar möglich, dass diese auf einer glazial-erodierten Oberfläche abgelagert worden wäre. Ich habe dann ein wenig von der granodioritischen Oberfläche in dem Kontakt entblösst. In der Tat fand ich eine glatte, gestreifte Oberfläche. Die Orientierung stimmte aber auch mit den Gleitflächen innerhalb des Granodiorites überein, und das Resultat dieser kleinen Untersuchung muss deshalb als negativ bezeichnet werden. Später hatte ich ähnliche Untersuchungen in den Fjorden geplant. Das Hochwasser sowie der einbrechende Winter zwangen mich aber, diese Untersuchung auf eine bessere Gelegenheit zu verschieben.

Über die Möglichkeiten einer absoluten Altersbestimmung der Tronadorserie war oben S. 226 die Rede. Überhaupt dürfte es schwieriger sein, auf diesem Wege zu einer sicheren Entscheidung zu gelangen.

Auch für den Fall, dass die Täler und Fjorde vor der Ablagerung der Tronadorserie eine glaziale Umformung erlitten hätten, ist ihre Anlage fluvial. Eine interessante Aufgabe wäre es, die Pässe W vom Puerto Blest zu untersuchen um festzustellen, ob möglicherweise das Tal des Brazo del Viento mit dem gegenüberliegenden chilenischen Tal des Peulla eine Verbindung hätte, die durch Ablagerungen der Tronadorserie gesperrt worden wäre. Der Boden des chilenischen Tales liegt jedenfalls tiefer. Es ist sehr leicht möglich, dass der Brazo del Viento einst als Entwässerungsbahn des östlichen Gebietes gegen W hin gedient hat. Wir haben oben gesehen, dass das patagonische Meer hier von W hereinbrach, und FERUGLIO hat im Postpatagonico SO des Nahuel Huapi Geröll östlicher Herkunft gefunden. Während des älteren Tertiärs bis zur miozänen Faltung war also die allgemeine Böschung des Gebietes gegen W gerichtet. Hat sich dieser Fluss während der Hebung der Zentralkordillera halten können, so muss er natürlich einen sehr tiefen Einschnitt ausgearbeitet haben.

Derart antezedente Täler hat GROEBER¹ etwas nördlicher in der Kordillera nachgewiesen.

Die grosse Erosionsintensität, welche sich in der Form des Brazo del Viento widerspiegelt, könnte dem oben Gesagten nach mit der ev. Natur dieses Fjordes als antezedentes Durchbruchstal im Zusammenhang stehen. Die hierdurch erhöhte Erosionsintensität wäre durch zwei Momente begründet: 1:o durch die viel grössere Wassermenge des Flusses, weil er im O ein viel grösseres Entwässerungsgebiet hätte haben können, 2:o durch die viel näher liegende Erosionsbasis.

Ebenso tief eingeschnitten wie Brazo del Viento sind aber auch der Brazo Tristeza und das Friastal, welche beide ein verschwindend kleines Entwässerungsgebiet besitzen und als Entwässerungskanäle des Ostens — wenigstens in späteren Stadien — nicht gedient haben können. Die letzte Entwicklung des Brazo del Viento, zu welcher das Hängendwerden seiner Nebentäler gehört, darf man also kaum seinem ev. Charakter eines O—W-lichen Durchbruchstaales zuschreiben, und dieses noch weniger, wenn auch Brazo Tristeza Hängetäler besitzt, was aus den vielen Wasserfällen längs seiner Wände zu schliessen wäre.

Die Entstehung des sog. »glazialen Formenschatzes« der Fjorde und Täler des Gebietes — Tröge, Trogschluss, Hängetäler — ist also entweder auf eine ziemlich normale Flusserosion in einem sich hebenden Gebiete oder auf die glaziale Erosion zurückzuführen.

Ich könnte vieles hinzufügen, sowohl an Beobachtungen wie an Auseinandersetzungen, um dieser Frage näher zu treten. Da aber grosse Aussicht vorhanden ist, durch fortgesetzte geologische Beobachtungen innerhalb des Gebietes die Frage definitiv lösen zu können, halte ich es nicht für angebracht, die Diskussion hier, auf hauptsächlich morphologischer Grundlage, weiter zu führen.

Als ich von meiner letzten Reise zurückkam, empfing ich BACKLUNDS Aufsatz aus Grönland², der in diesem Zusammenhange von Interesse ist. Es gibt nämlich auch dort geologische Fakta, die gestatten, die Entwicklungsgeschichte der Fjorde näher zu erforschen. Die Verhältnisse erweisen sich als sehr verschieden. Die Fjorde Nordostgrönlands waren nach BACKLUND schon in subdevonischer Zeit als Erosionstälern vorhanden, während die Nahuel-Huapi-Fjorde erst im Miozän angelegt wurden. Jene sind zum grossen Teil mit Verwerfungen, ja sogar mit Gräben verbunden,

¹ P. GROEBER, Origen de los Valles transversales de la Cordillera Patagonica. *Anales de la Soc. Argent. de Estudios Geograficos* »Gaea«. Tomo III N:o 3 Buenos Aires 1927.

² H. G. BACKLUND, Contributions to the geology of Northeast Greenland. *Meddelelser om Grønland* LXXIV. Kopenhagen 1930. — Ein Meinungs austausch zwischen BACKLUND und O. KULLING ist später in *Geolog. Fören. i Stockholm Förhandlingar* publiziert worden.

während wenigstens die Arme Nahuel Huapi vollständig einer (von Spaltenzonen geleiteten) Erosion ihre Entstehung verdanken. Die Basalte und Liparite, von denen talausfüllende Reste in Grönland gefunden wurden, sind eozän, die effusive Talausfüllung des Nahuel Huapi ist viel jünger, pliozän oder — pleistozän. Alles ist in den Anden jünger.

Es ist nur natürlich, dass sich mit dieser Verschiedenheit in den Verhältnissen auch ein gewisser Unterschied in den Bestrebungen verknüpft. BACKLUND ist von der langen Vorgeschichte der Fjorde fasziniert, während für mich die Frage nach dem glazialen Anteil in der Fjordtopographie im Vordergrund steht. Um dieser Frage näher zu treten, finde ich das Nahuel-Huapi-Gebiet besonders geeignet — das präglaziale Alter der Tronadorserie vorausgesetzt — da die beiden Fjordwände wenigstens in zwei engen Querprofilen noch Reste von Talausfüllung tragen. Erweist sich die Tronadorserie als interglazial, so wird das Resultat nicht weniger interessante Konsequenzen haben, in erster Linie das Feststellen einer bedeutenden Interglazialzeit für die südliche Halbkugel.

Zusammenfassung der präpliozänen Geschichte.

Die Altersfolge der auftretenden Gesteinsformationen ist nachstehende:

Tronadorserie	Pliozän oder Pleistozän (interglazial)
Alto-Limay-Serie	Miozän oder Pliozän
Faltung	Miozän
Nahuel-Huapi-Serie	Oligozän bis Altmiozän
Tristezagranit	Eozän
Llancamilserie	Kreide
Granodiorit	Malm
Faltung	Malm (ev. Kreide)
Millaqueoformation	etwa Lias
Quarzporphyr	Rhät.

Von diesen Formationen ist nur die Nahuel-Huapi-Serie ihrem Alter nach durch Fossilien bestimmt. WINDHAUSEN hat 1924 eine Karte über die Verbreitung des Meeres gegeben, in dem die patagonische Formation gebildet wurde.¹ Dieses Meer bildet eine grosse Bucht des atlantischen Ozeans, welche nach Nahuel Huapi zu einen schmalen Arm aussendet, greift aber nirgends über die heutige Kordillera hinaus. Jetzt wird nicht nur das Nahuel-Huapi-Gebiet diesem Meeresarm angeschlossen, sondern es wird sich hier eine sichere Verbindung gegen W öffnen; denn das Nahuel-

¹ A. WINDHAUSEN, Einige Linien der geologischen Entwicklungsgeschichte Patagoniens. 17. Jahresbericht des Niedersächsischen Geolog. Vereins zu Hannover. Tafel XX.

Derselbe, Las antiguas conexiones de la Patagonia. Bol. Acad. Nac. de Ciencias en Cordoba, T. XXVIII, 1925, Lam. IV.

Huapi-Gebiet wurde von W her transgrediert.¹ Das Nahuel-Huapi-Gebiet verbindet aber nicht nur das patagonische Meer mit dem Stillen Ozean sondern verbindet auch zeitlich die Andesitserie mit der patagonischen Molasse und den Navidadsschichten, indem hier zum erstenmal die Andesitserie als fossilienführende marine Ablagerung angetroffen wurde.²

Zwischen die Nahuel-Huapi-Serie und die Alto-Limay-Serie fällt die miozäne Faltungsepoche. Das NW-liche Streichen der miozänen Faltung in der Gegend von Nahuel Huapi ist offenbar ein Einfluss der durch die ältere Faltung herbeigebrachten Struktur oder der Einfluss einer noch älteren, für die beiden Faltungen bestimmenden Gross-Struktur. Diese vortertiäre Faltung kann kaum paläozoisch sein sondern ist als mesozoisch aufzufassen. Wir kennen nämlich keine Effusivserie so hohen Alters, dass sie Material zu einer paläozoischen Faltenkette hätte liefern können, zumal der Quarzporphyr den Schluss einer Effusionsepoche bezeichnen dürfte. Die älteste aus dem südlichen Südamerika überhaupt bekannte Effusivserie ist die permo-triassische, welche erst in Zusammenhang mit der permischen Faltung in Erscheinung trat, und zwar zuletzt als Quarzporphyr, dem man schon triassisches Alter zuschreibt.

Nun ist es überhaupt kaum wahrscheinlich, dass es die permo-triassische Effusivserie ist, welche das Material zu der Millaqueformation geliefert hat, sie hat ein viel nördlicheres und östlicheres Verbreitungsgebiet. Die in der patagonischen Kordillera entfaltete Effusivserie ist die supratriassische. — Die Produkte der dritten und letzten vortertiären effusiven Epoche, welche vom mittleren Neuquen ab gegen N hin eine zusammenhängende Zone bilden, sind wiederum nicht in Patagonien nachgewiesen (GRÖBER 1929 S. 17).

Ihrem allgemeinen Charakter nach erinnert die Millaqueoformation am meisten an nördlicher vertretene Bildungen des oberen Trias bis mittleren Jura. Unter den Formationen, welche ich in Süd-Mendoza gesehen habe, können nur der Lias und der Dogger in Frage kommen. Im chilenischen Gebiet des Rio Bio Bio bestehen die in Jura gefalteten Schichten aus wechsellagernden Tonschiefern und Grauwacken. In dem unteren Teil dieser Formation sind obertriassische Fossilien (rhätische Flora und karnische marine Fauna) gefunden worden.³ Über liassische Sandsteine in Neuquen schreibt BACKLUND: »Laut persönlichen Beobachtungen in der Kordillera del Viento stammen die untersten Sandsteine aus den Verwitterungspro-

¹ Die Vermutung einer derartigen Verbindung etwa über diese Gegend hat GROEBER 1927 ausgesprochen, nachdem er die chilenischen bituminösen Bio-Bio-Schiefer als teriär gedeutet hatte (Origen de los Valles etc. S. 442 mit Tafel I).

² Aus anderen Gründen hat GROEBER auf das miozäne und oberoligozäne Alter der Andesitserie geschlossen (Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera etc. »Physis«, Revista de la Soc. Argentina de Ciencias Naturales T. IV, 1918, S. 231).

³ E. JAWORSKI, Marine Trias in Südamerika. Neues Jahrbuch Mineralogie. Beilageband 47 (1923), S. 195—198.

dukten eines hellen, quarzföhrnden Effusivgesteins ('Quarzporphyre' GROEBERS), das sich unmittelbar an die 'Porphyritserie' ohne sichtbare Diskordanz anschliesst».¹

Die in Frage kommenden Faltungsepochen sind die suprajurassische und die erst seit den letzten Jahren bekannte kretazische. Die suprajurassischen Faltenzüge der Anden haben in Chile und Neuquen ein NS-liches Streichen. Die kretazischen, welche nur am Ostrand und ausserhalb der Kordillera beobachtet worden sind, bilden Bögen, welche ihre konkave Seite gegen SO wenden, also in der Hauptsache NO streichen.² Die Millaqueofalten stimmen in ihrer westlichen Lage innerhalb der Kordillera und ihrem NW-lichen Streichen am besten mit den suprajurassischen Faltenzügen überein. Ein jurassisches Alter der Faltung ist auch aus dem Grund wahrscheinlicher als ein kretazisches, weil die betreffende Faltung durch eine lange Geschichte von der tertiären Faltung getrennt ist.

Zwischen die mesozoische und die tertiäre Faltungsepoch fallen zwei Granitintrusionen. Die ältere ist die der Granodioritserie. In Neuquen ist beobachtet worden, dass Granodiorite gefaltete jurassische Schichten (Lias und Dogger) durchsetzen. Dagegen war eine obere Begrenzung der Granodiorite bis jetzt nicht bekannt. STELZNER hielt die von ihm aufgestellten Andengesteine, zu welchen die Granodiorite der Kordillera gerechnet werden, für tertiär. MOERICKE und WOLFF verlegten sie auf die Grenze zwischen Mesozoicum und Tertiär, und ihnen folgte sowohl NORDENSKJÖLD als auch QUENSEL. Als Hauptargumente für ein geringes Alter wurde immer das Fehlen einer Druckmetamorphose angeführt, weshalb man die Granodiorite für jünger als die Hauptfaltung der Kordillera ansehen wollte. GROEBER ist 1918 geneigt, die grossen chilenischen Granodioritintrusionen mit den Effusionen der Andesitserie zu verbinden und sie für ein wenig jünger als diese anzusehen, 1929 hält er sie für suprakretazisch.³

Unsere Granodioritserie ist nun nicht nur älter als die Andesitserie, sondern es fällt noch eine Granitintrusion dazwischen, und zwischen diesen beiden Granitintrusionen liegt eine beträchtliche Abtragungsperiode. In der Tat dürfte die Granodioritserie kurz nach der suprajurassischen Faltung emporgedrungen sein.⁴ Für die endgültige Bestimmung fehlen nur die Fossilien der Llanamilformation, welche mutmasslich kretazisch ist.

¹ H. G. BACKLUND: Der magmatische Anteil der Kordillera von Süd-Mendoza. Acta Academiae Aboensis, Mathematica et Physica II. Åbo 1923, S. 37.

² Die SSO streichenden Falten weit SSO von Nahuel Huapi, bei Rio Senguerr, welche KEIDEL 1917 als supratriassisch beschrieb, deutete er 1922 als kretazisch, ohne anderen Grund anzuführen als die Intensität der Faltung. Wegen dieser Unsicherheit ist es nicht angebracht, die Senguerrketten für Konnektionen auszunützen (J. KEIDEL, Depositos glaciares del permico. Bol. Acad. Nac. de Ciencias, Cordoba. XXV, S. 338).

³ P. GROEBER, Edad y Extensión etc. S. 231, Lineas fundamentales S. 14—16. GROEBERS Berufung (S. 16 unten) auf QUENSEL ist in allen Teilen unrichtig.

⁴ BACKLUND beschreibt (S. 77, 78) aus dem Malm orogene Shastaite.

Die Bestimmung des Alters unserer Granodioritserie ist von Bedeutung nicht nur für die Granodioritvorkommen überhaupt — auch die Möglichkeit zeitlich getrennter Gruppen zugegeben —, sondern auch für die Deutung der »Granite unbestimmten Alters« QUENSELS. Es scheint, als ob unsere Granodioritserie einen wesentlichen Teil dieser Gruppe ausmache. Ich bin ihr bis zur Reichsgrenze gefolgt. Nach der Beschreibung einiger Handstücke zu urteilen, welche NORDENSKJÖLD zur Verfügung standen¹, herrscht sie noch an der chilenischen Seite des Tronadors sowie am See Llanquihue. Im S unseres Gebietes hat RASSMUSS in Epuyen einen Granodiorit als jüngstes Tiefengestein angegeben.²

Den Tristezalakkolith³ will man gern mit den von HAUTHAL und QUENSEL beschriebenen Lakkolithen der Ostkordillera zusammenstellen. Von diesen durchsetzt der Payne-Lakkolith regional gefaltete senonische Lager (QUENSEL S. 59). Dagegen ist für keinen dieser früher bekannten Lakkolithen eine obere Grenze gesetzt. Der Tristezalakkolith ist nun deutlich älter als die oligozänen Ablagerungen der Nahuel-Huapi-Serie, ja, er war schon teilweise abgetragen, als diese Sedimentation anfang. Sind die Lakkolithen gleichalterig, so sind sie also ihrer Entstehung nach auf einen engen Zeitraum begrenzt; denn die Faltung der senonischen Lager im Cerro Payne kann wohl erst an der Grenze des Tertiärs stattgefunden haben. Die Lakkolithen selbst bleiben somit eoän.

Erklärung zu den Tafeln.

Wenn nichts anderes vermerkt wird, ist das Grössenverhältnis 8:7. OH = Ottos Höhe, CL = Cerro Lopez, PP = Puerto Pañuelo.

Tafel VII.

- Fig. 1 und 2. *Struthiolaria Ameghinoides* v. IHERING Abguss OH. S. 219.
 » 3. *Scalaria Willisi* n. sp. Abguss CL. Hinterseite fehlt. S. 221.
 » 4. *Trochus Reicherti* n. sp. Abguss CL. Vergrößerung. Von unten. S. 221.
 » 5. Dasselbe Ex.
 » 6. *Siphonalia noachina* SOW. PP. Mündung rechts hinten. S. 221.
 » 7. Dasselbe Ex. von unten gesehen.

¹ O. NORDENSKJÖLD, Die krystallinischen Gesteine der Magellansländer: Svenska Expeditionen till Magellansländerna. Bd. I. N:o 6. S. 202.

² J. RASSMUSS, Carbon al Sur del lago Nahuel Huapí. Bol. Dir. Gral Minas. Ser. F 28. Buenos Aires 1922. RASSMUSS glaubte, in der Kreide eine obere Zeitgrenze für den Granodiorit gesetzt zu haben. Diese Annahme erwies sich indessen als übereilt, insofern als die betreffenden Fossilien nicht der Kreide sondern dem Patagonico angehören.

³ Petrographisch und strukturell erinnert die Tristezaserie sehr an gewisse Tiefengesteine, welche BACKLUND zu seinem mittelkretazischen Stamm zählte, deren Alter aber nicht geologisch fixiert worden ist.

Tafel VIII.

Fig. 1. *Malletia bicarinata* n. sp. Abdruck OH. S. 221.

- » 2. *Pinna* sp. Bruchstück vom Steinkern eines ausgewachsenen, in der Längsrichtung und von oben her gedrückten Exemplars mit ein wenig Schalensubstanz (hell) CL. S. 219.
- » 3. Dasselbe Stück von vorn bis zu einem Querschnitt über die Mitte der vorigen Figur gesehen. Nat. Gr.
- » 4. *Pinna* sp. Steinkern eines kleinen, von den Seiten her gedrückten Exemplars CL.
- » 5. Dasselbe Exemplar. Blick senkrecht auf den Dorsalrand. Das Muster der Skulptur ist angedeutet.
- » 6. Dasselbe Ex. Blick auf die linke Klappe.
- » 7. Dasselbe Ex. parallel dem Dorsalrand von vorn gesehen. Das Muster der Skulptur ist angedeutet.
- » 8. *Mytilus Wehrli* n. sp. Abdruck CL. S. 222.

Tafel IX.

Fig. 1—4. *Arca Schilleri* n. sp. Abguss CL. S. 222.

- » 5—6. Dieselbe, anderes Ex. Abguss CL.
- » 7—8. Dieselbe, anderes Ex. Abguss CL.
- » 9—10. Dieselbe, andere Ex. Abdrücke CL.

Tafel X.

Fig. 1—3. *Venus Feruglioi* n. sp. Abguss eines Gehäuses mit fehlendem Hinterteil OH. S. 222.

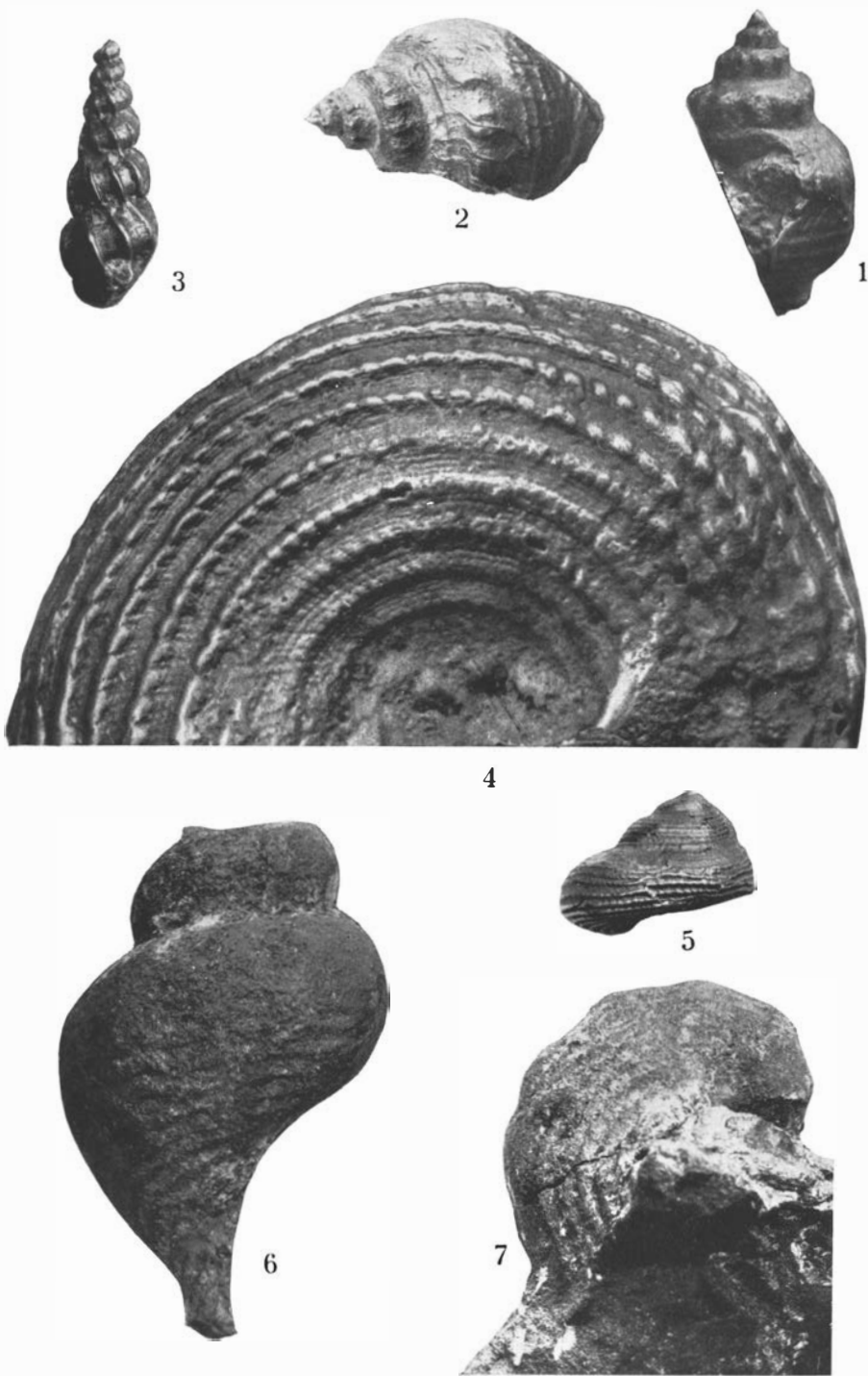
- » 4. Dieselbe, Abguss eines Gehäuses mit fehlendem Wirbel OH.
- » 5. Dieselbe, Abguss eines Gehäuses mit fehlendem Vorderteil OH.
- » 6 u. 7. Dieselbe, Teil eines Gehäuses. Abguss OH.
- » 8. Dieselbe, rechte Klappe, Steinkern mit Abguss eines Schalenteiles OH.
- » 9. Dieselbe, rechte Klappe, Steinkern mit Abguss eines Schalenteiles (mit Schloss) OH.
- » 10. Dieselbe, Abguss einer rechten Klappe OH.
- » 11. Dieselbe, Abguss einer linken Klappe OH.
- » 12—14. *Venus Annae* n. sp. Abguss CL. S. 223.
- » 15. Steinkern desselben Exemplares.

Tafel XI.

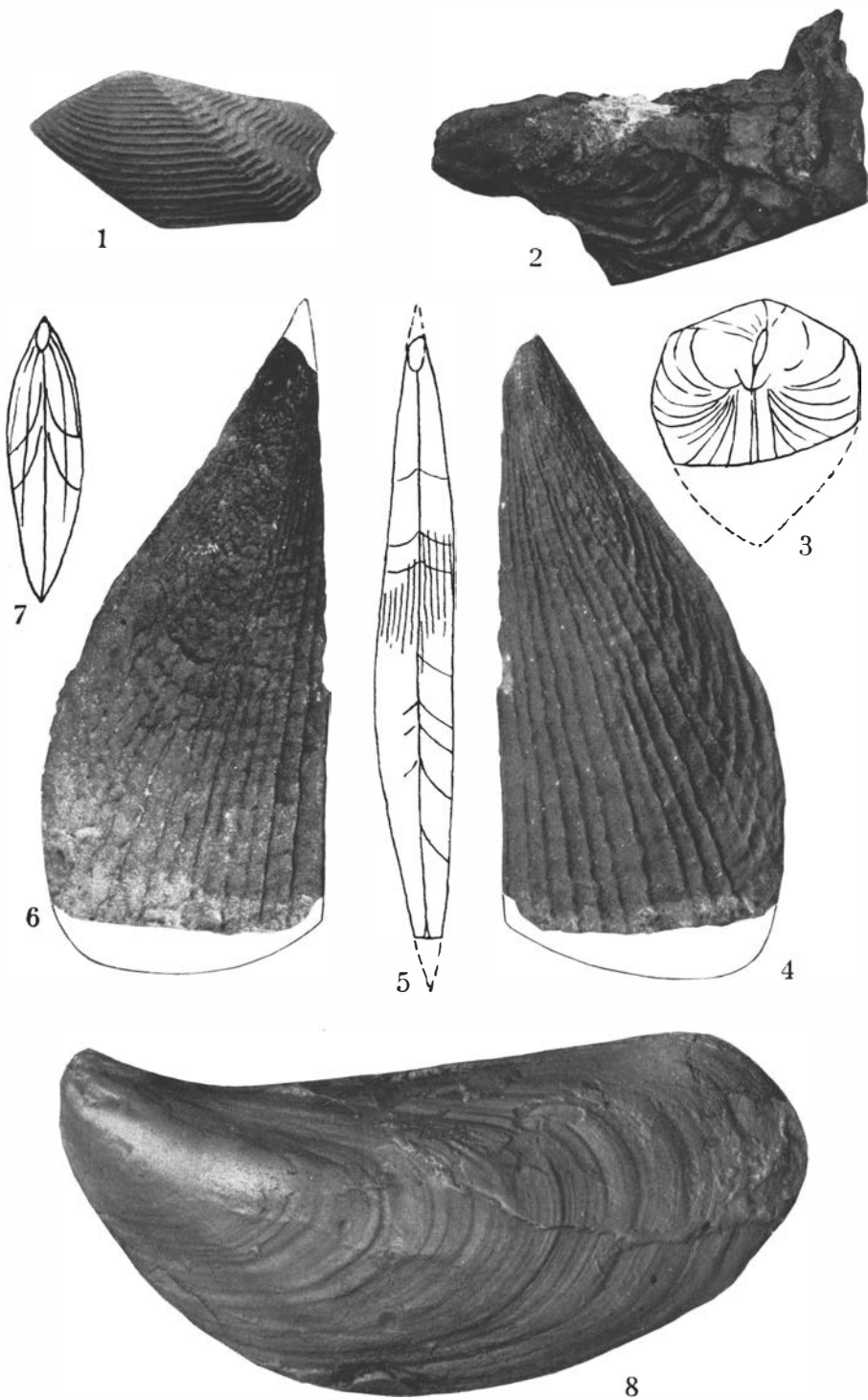
Blick auf den Cerro Lopez von NNO.

Die schwarze Linie umrahmt den von dem betreffenden Punkt aus sichtbaren Teil der Nebenmulde der Nahuel-Huapi-Serie (S. 216). Das weisse Kreuz markiert die Lage eines noch jüngeren Konglomerates in der Wand eines Cañons (S. 235).

Gedruckt ²/₇ 1931.



E. Ljungner phot.





1



2



3



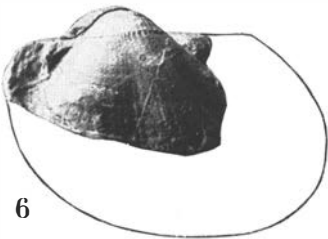
4



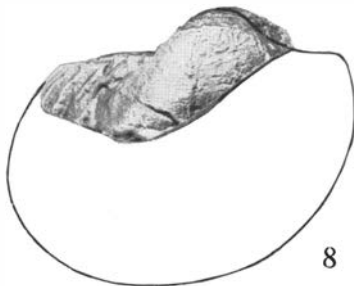
5



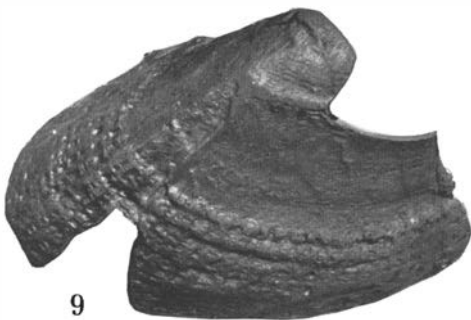
7



6



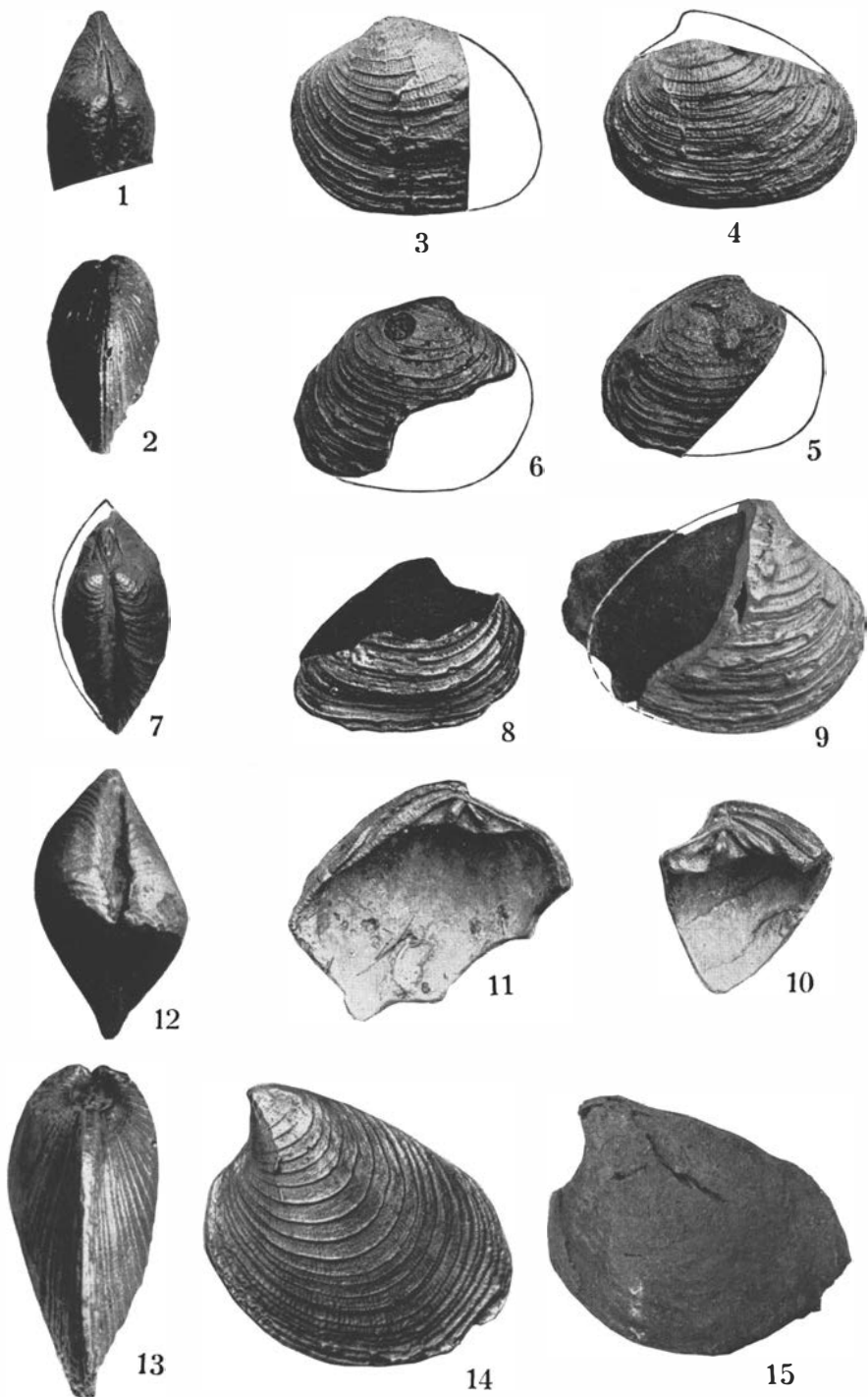
8



9



10



E. Ijungner phot.



Anna Ijungner phot. 22/3 1928.