

9. Topographisch-geologische Studien in Fjordgebieten.

Von

Otto Nordenskjöld.

Einleitung.

Obschon die Fjorde ziemlich früh als selbständige geographische Bildungen anerkannt und später von den verschiedensten Seiten erwähnt und beschrieben worden sind, so giebt es wohl kaum eine andere Formation von derselben einheitlichen Natur und Bedeutung, über deren Wesen und besonders über deren Bildungsweise die Ansichten so vollständig auseinander gehen. Beinahe jeder Forscher hat eine neue Ansicht oder Modifikation der früheren Ansichten ausgesprochen; beinahe jede denkbare Erklärung ist schon in Vorschlag gebracht worden.

Die Ursachen dieser geringen Übereinstimmung hat man wohl z. Teil in der Natur der fraglichen Bildungen selbst zu suchen. Ihrer äusseren Begrenzung nach, wie man sie z. B. auf einer Karte sieht, treten die Fjorde nicht als selbständige Bildungen auf, sondern nur als Teile einer grösseren Wasserfläche, und zwar gewöhnlich des Meeres. Die wirkliche Grenze zwischen beiden liegt immer unterseeisch, und es ist deshalb schwer, ihre eigentliche Beschaffenheit näher zu erforschen und die Fjorde dadurch von anderen Küstenformen zu unterscheiden.

Dass es aber eine solche Grenze giebt, die nicht notwendig mit der Verbindungslinie zwischen den Vorsprüngen des Festlandes zusammenfällt, wurde schon früh erkannt. Schon COOK beobachtete in den Buchten des Feuerlandes, dass dieselben nach innen zu tiefer wurden, und LEIPOLDT ist wohl einer der ersten, die dies als allgemeines Gesetz ausgesprochen haben¹: »Bei allen Fjorden zeigt sich, dass an ihrem Ausgang der Boden viel seichter ist als im Hintergrund.«

Das Gesetz ist allerdings nur dann richtig, wenn man sich erinnert, dass der Ausgang oder richtiger das äussere Ende eines Fjords nicht im-

¹ PESCHEL-LEIPOLDT Physische Erdkunde, S. 480.

mer da zu finden ist, wo sich die Oberfläche der Meeresbucht mit dem offenen Wasser verbindet. In folgender veränderten Formulierung ist es aber allgemeingültig: *alle bekannten Fjorde ohne Ausnahme würden sich, wenn sie über die Meeresoberfläche gehoben würden, ohne dass andere Veränderungen einträten, als Seen oder Systeme von Seen darstellen.*

Wenn nun diese Erhebungen des Grundes oder sog. Schwellen am äusseren Ende der Fjorde für dieselben charakteristisch sind, so wäre es natürlich von der grössten Bedeutung, wenn man in einem gehobenen Gebiete deren geologische Beschaffenheit untersuchen könnte. Bisher hat man aber keine derartigen über das Meer vollständig gehobenen Fjordkomplexe sicher erkannt. Wie wohl zuerst DINSE deutlich ausgesprochen hat¹, bestehen indessen die Fjorde meistens nicht aus einem einheitlichen Becken, sondern häufig werden von ihnen Teile durch eine oder mehrere innere Schwellen abgeschnürt. Auch diese Schwellen liegen zumeist unterseeisch, aber es sind auch schon viele Beispiele bekannt, wo dieselben über die Wasserfläche emporragen, und wo deshalb die abgeschnürten Teile Süswasserseen sind.

Als ich mich in den Jahren 1893 und 1894 mit geologischen Arbeiten zum Zweck der Aufnahme der Gegend von den Sulitelma-Gruben in Norwegen beschäftigte, hatte ich Gelegenheit eine Karte über Tiefлотungen zu sehen, die von SCHÜTZ und JÖRGENSEN im Auftrage der erwähnten Minengesellschaft in einigen Seen am inneren Ende des Saltenfjords ausgeführt waren. Diese Messungen nebst einigen allgemeinen Bemerkungen sowie einigen geologischen und topographischen Beobachtungen habe ich später in einer kurzen Mitteilung veröffentlicht². Auf späteren Reisen habe ich die Fjorde und die mit ihnen zusammenhängenden Bildungen ausser in Norwegen auch an der amerikanischen Westküste, und zwar sowohl im Süden als im Norden, kennen gelernt. Zuletzt konnte ich im letztvergangenen Sommer eine leider nur sehr kurze Zeit dem Studium der Thal-, Fjord- und Seenbildung im nördlichen Norwegen und besonders in der Sulitelmagegend widmen, und dabei die schon erwähnten Tiefenmessungen durch eine Reihe von neuen, teils von mir selbst, teils von anderen ausgeführten vervollständigen.

Eine vollständige Monographie der Fjorde existiert zur Zeit nicht. Allerdings hat in seinem oben citierten Werke P. DINSE eine solche Arbeit angefangen³, bis jetzt aber, soweit ich kenne, nicht dieselbe abgeschlossen. In allen Fragen betreffs der geographischen Verbreitung der Fjorde, ihrer Umrisse, ober- und unterseeischen Reliefverhältnisse, sowie über die Abgrenzung des Begriffes Fjorde im Verhältnis zu anderen ähnlichen Bildungen giebt aber jene Arbeit sehr gute Aufschlüsse und Zusammenstellungen, so dass ich hier auf dieselbe verweisen kann. Zugleich zeigt sie aber, wie

¹ Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, XXIX: 218. Berlin 1894.

² O. NORDENSKJÖLD, Om sjöarne Övre Vand och Nedre Vand mellan Saltenfjorden och Sulitelma. Geol. Fören. Förh. XVII (1895): 511–522.

³ Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. XXIX: 189–259.

wenig wir noch über die Fjorde wissen, und in der That kann über dieselben eine allgemeine Arbeit kaum geschrieben werden, ehe wir wenigstens aus einem Gebiete von einer grösseren Gruppe ganz typischer Fjorde genaue Tiefenmessungen und ausserdem von der Umgegend eine gute topographische und geologische Karte besitzen. Wenn nachher vergleichende Untersuchungen zwischen verschiedenen Gegenden ausgeführt worden, dürften vielleicht allgemeine Resultate zu gewinnen sein.

Eine monographische Darstellung will die hier vorliegende Mitteilung in keiner Hinsicht sein. Auf keiner von meinen Reisen über wirkliche Fjorde habe ich ein eigenes Fahrzeug zur Verfügung gehabt, und deshalb habe ich weder Lotungen noch die nötigen Landsteigungen an geeigneten Stellen ausführen können. Ich hoffe aber diese Arbeiten vielleicht unter günstigeren Verhältnissen auch in den nächsten Jahren fortsetzen zu können; da es aber bis zu ihrer Vervollständigung noch lange Zeit dauern wird, möchte ich hier kurz einige von den bisherigen Beobachtungen vorlegen.

Der Begriff »Fjord« umfasst nach DINSE¹ »gesellig auftretende, in der Regel gewundene, steile und tiefe Buchten und Meeresstrassen an gebirgigen Festlands- oder Inselküsten, die im Querschnitt eine Trogform, im Längsschnitt ein zwischen sanften Wölbungen und seichten Mulden unruhig wechselndes Bodenrelief erkennen lassen«. An die Seite der Fjorde stellt er die fjordartigen Küstenbildungen, zu denen er die Fjärde, Schären und Föhrden sowie auch als Übergangsformen die sog. Fjorde an der Küste von Maine rechnet, und die sich von den ersteren hauptsächlich nur durch viel weniger bedeutende Unterschiede in ihren eigenen Reliefverhältnissen sowie in denjenigen der umgebenden Küstenlandschaft unterscheiden.

Wir bemerken hier nur, dass diese Definitionen in der That den wirklichen Verhältnissen sehr gut entsprechen, und werden später, nachdem wir einige Beispiele betrachtet haben, auf diese Fragen zurückkommen. Nur mag hervorgehoben werden, dass für alle Fjorde und die meisten anderen fjordartigen Bildungen die Beckenform charakteristisch ist, und dass sie ferner in den meisten Fällen mit ihrem Hauptkörper gegen die Küstenlinie radial oder beinahe radial gestellt sind. In vielen Fjordgebieten giebt es aber auch zahlreiche der Küstenlinie parallele Wasserstrassen, die sich als gesenkte Thäler oder häufig sogar geschlossene Becken erweisen, und mit den Fjorden durch Übergänge verbunden sind, aber schon bei unserer jetzigen unvollständigen Kenntnis zeigt sich, dass ihre Reliefverhältnisse von denjenigen der echten Fjorde hinreichend abweichend sind, um ihnen wenigstens vorläufig eine Sonderstellung zuzuweisen. Dagegen zeigt sich häufig, dass das, was oberflächlich als ein einziges Fjordsystem erscheint, thatsächlich eine komplizierte Bildung ist, indem viele Seitenzweige sich als selbständige Fjordbecken erweisen, die tiefer sind als angrenzende Teile des Hauptkanals, zu welchem sie ganz dieselbe Stellung einnehmen wie dieser selbst dem offenen Meere gegenüber.

¹ A. a. O. S. 234.

Während nun einerseits Untersuchungen über die Tiefenverhältnisse notwendig sind, um die Grenzen eines Fjordes festzustellen, so ist andererseits auf die innige Verbindung aufmerksam zu machen, welche zwischen den Fjorden und gewissen jetzt vom Meere abgesperrten Seebecken besteht. Es gehören hierher zunächst die eigentlichen Fjordseen, von denen wir unten einige Beispiele sehen werden, und welche in der Verlängerung der Fjorde belegen sind, sowohl im Längs- als im Querprofil dieselben Reliefverhältnisse wie sie aufweisen und bei einer unbedeutenden positiven Strandlinienverschiebung selbst Fjorde bilden würden. Ferner erinnern wir an gewisse typisch ausgebildete Felsenbecken, welche aber jetzt ganz oder teilweise leer sind, weil später Erosion den noch in seiner Hauptmasse fortbestehenden Thalriegel an einer Stelle durchgesägt hat. Das bekannteste Beispiel ist der See in dem durch E. VON DRYGALSKI beschriebenen »typischen Fjordthal« zwischen den Sermidlet und den Sermilekfjord in Grönland¹. Endlich erwähnen wir hier noch eine grosse Klasse von Seebecken, die sog. Randseen.

Mit diesem Namen bezeichnet man bekanntlich die Seen, welche man in sehr vielen Gebirgsgegenden im Grenzgebiete gegen die Ebenen trifft, und die sich sowohl durch äussere Begrenzung als durch ober- und unterseeische Reliefverhältnisse an die Fjorde anschliessen. So gross ist in der That die Ähnlichkeit, dass wohl jedermann apriori geneigt wäre, für beide Bildungen dieselben Entstehungsursachen anzunehmen. Dies sollte aber vorläufig nicht geschehen, besonders weil beide Klassen wahrscheinlich in sich heterogene Bildungen umfassen, die verschiedenartig entstanden sind. Wir werden im folgenden solche Randseen aus mehreren Gebieten kennen lernen und wollen hier nur kurz zum Vergleich diejenigen Randseen erwähnen, welche am besten bekannt sind, und zwar diejenigen der Alpen.

Diese Seen treten sowohl nördlich und nordwestlich als auch südlich von der Gebirgskette auf und sind, wenn man nur auf die eigentlichen Alpenseen Rücksicht nimmt², fast alle gegen dieselbe radial gestellt. Die Begrenzung ist besonders bei einigen von den Seen typisch fjordähnlich; der Lago Maggiore (Langensee) z. B. besitzt bei einer Länge von beinahe 60 Km eine mittlere Breite von nur etwa 4 Km³. Die meisten sind sehr tief; Tiefen von über 300 M. trifft man im Comosee (409 M.), Langensee (373 M.), Gardasee (346 M.) und auch in dem Genfer See. Doch unterscheiden sich diese Seen von den meisten Fjorden dadurch, dass sie weniger verzweigt sind; besonders fehlen die beinahe vertikalgestellten Querzweige oder die Beendigung durch etwa gleichwinkelig abzweigende, ziemlich gleichgrosse Buchten, die für so viele Fjorde charakteristisch sind, während sich umgekehrt der Comosee abwärts in zwei langgestreckte Arme verzweigt.

¹ Richthofen-Festschrift. Berlin 1893 S. 41. Auch Grönland-Expedition der Ges. f. Erdkunde. Berlin 1897. I: 40.

² Über die Entstehung der etwas anders angeordneten Seen am Fuss der Jura (Neuchatelersee u. a.) siehe SCHARDT, Arch. d. Sc. phys. et naturelles, Genève 1898.

³ Ähnliche Masse gelten z. B. in Norwegen für den Ranenfjord.

Das Alter der Seen, wenigstens in ihrer jetzigen Ausbildung, ist nach allen Untersuchungen quartär; an einigen konnte man auch feststellen, dass sie interglazial und jünger als die erste Vergletscherung sind. Die Geologie ihrer Umgegend ist sehr wechselnd, und sie treten in allen geologischen Formationen von dem Grundgebirge (Orta- und Langensee) bis zum Tertiär (Zürichersee u. a.) auf.

Für ihre Entstehung hat man die verschiedensten Erklärungen versucht. Hier können wir von den Hypothesen absehen, die sie als alte, zugeschlämmte und später durch das Eis ausgeräumte Becken oder als durch Moränen abgesperrte Thäler auffassen; ferner von der Theorie, dass sie durch Verwerfungen oder Grabsenkungen entstanden wären, da dieselbe kaum in späterer Zeit ernstlich als allgemeine Ursache verteidigt worden ist, und endlich auch von der Ansicht, dass sie durch die spätesten Vorgänge der Gebirgskettenfaltung entstanden wären, weil sich diese mit ihrem jugendlichen Alter nicht vereinigen lässt. Es bleiben dann eigentlich zwei Hypothesen übrig, die jetzt am allgemeinsten umfasst zu werden scheinen. Nach der einen, die neuerdings besonders von HEIM verteidigt wurde¹, sind die Seen nur Teile von Thälern, die durch ein späteres Einsinken rückwärtigen Fall bekommen hätten. Dies Einsinken hätte nach dem Aufhören der gebirgsbildenden Prozesse diejenigen Gebiete betroffen, welche durch die aufgestauten Gebirgsmassen überlastet worden waren, und die Realität dieser Erscheinung hat HEIM besonders durch Studium der frühglazialen Terrassen und Ablagerungen in der Umgebung des Zürichersees nachgewiesen².

Gegen diese Hypothese hebt PENCK³ hervor, dass der Zürichersee gerade in der Nähe von der Sattellinie der durch das Einsinken entstandenen Geoantiklinale seine tiefste Stelle hat. Er könne deshalb jedenfalls nicht ausschliesslich durch diese Einsenkung entstanden sein, und PENCK hält deshalb gleich vielen anderen Forschern an der zuerst von RAMSAY ausgesprochenen Ansicht fest, dass die Seen wenigstens teilweise durch die Erosion der ehemaligen Gletscher ausgehöhlt worden seien.

Diese Theorie erklärt in der That sehr viele von den Eigenschaften der Randseen, und besonders eine, welche die obenerwähnte HEIM'sche Theorie nicht zu erklären vermag, wenigstens wenn man nicht das Einsinken direkt auf die Eisbelastung, die doch lange vor dem Eintritt der Seenbildung aufgehört hatte, anstatt auf das Aufhören der Gebirgsbildung zurückführen will. Man findet nämlich, dass alle bekannten *Gebiete* von echten Randseen in solchen Gegenden gelegen sind, die einst gletscherbedeckt waren, und dass umgekehrt beinahe alle Gebirgsgegenden letzterer Art reich an Randseen sind. Hier hervorzuheben ist namentlich die innige Verbindung, welche in dieser Beziehung zwischen Fjorden und Randseen besteht. Fjorde treten in allen an ein Meeresbecken grenzenden Gebirgsgegenden auf, wo die Gletscher einst bis an das jetzige Meeresniveau reichten, und wirk-

¹ Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich. XXXIX. 1894.

² Congrès géologique intern. Sixième Session. S. 181 u. folg.

³ Morphologie der Erdoberfläche II: 317.

liche Fjordgebiete kommen nur in solchen Gegenden vor. Inseln und Halbinseln, die überall gebirgserfüllt sind und in den einst vergletscherten Gebieten liegen, sind an allen Seiten durch Fjorde zerschnitten; so z. B. Grönland, Island, Spitzbergen, Kerguelen Land. Aber alle Kontinente und Inseln, die an einer Seite Fjorde tragen, an der anderen Seite dagegen das Gebirgsland an Niedrigland grenzen lassen, zeigen an dieser inneren Seite Randseen. Dies gilt z. B. von Skandinavien, Patagonien, Nordwestamerika und Neu-Zeeland.

Interessant ist in dieser Beziehung, dass im westlichen Alaska, wo die Cordilleren nie eine ausgedehnte Gletscherbedeckung getragen haben, sowohl Fjorde als Randseen fast vollständig fehlen¹, während beide in den sonst ihrer Natur nach ganz ähnlichen östlichen Gegenden grossartige Entwicklung zeigen.

Wir gehen jetzt zur Beschreibung einiger Einzelgebiete über.

I. Über einige norwegische Fjorde und Seen mit besonderer Berücksichtigung des Thalsystems Salten-Sulitelma.

Trotz der grossen Menge von vorzüglichen geologischen Monographien aus Norwegen ist jedoch die geologische Untersuchung der entfernteren und weniger bevölkerten Teile des Landes z. Z. noch nicht weit genug fortgeschritten, um auf Grund der vorliegenden Litteratur eine vollständige, durch eine genügende Zahl von Specialuntersuchungen aus verschiedenen Gegenden gestützte Übersicht über die Geologie und Tektonik des Landes zu gewähren. Die geologischen Übersichtskarten sind schon ziemlich alt, und es scheint aus den neueren Untersuchungen hervorzugehen, dass auf denselben die Grenzen auch zwischen den Hauptabteilungen, z. B. zwischen dem Grundgebirge und den jüngeren metamorphosierten Schichtgesteinen, nicht immer genau angegeben sind. Specialkarten existieren nur über die am reichsten bevölkerten Gegenden in den südöstlichen Landesteilen, und gerade von den Küstengegenden, von denen hier in erster Linie die Rede ist, sind nur die Karten von den Umgebungen der Kristiania- und Trondhjemsfjorde sowie von Bergen veröffentlicht.

In besonders hohem Grade gilt natürlich das hier gesagte von dem nördlichen Norwegen, obschon auch hier viele guten Übersichtsarbeiten von CORNELIUSSEN, T. DAHLL, HELLAND, PETERSEN, REUSCH, VOGT u. Anderen vorliegen. Aus diesen Arbeiten geht hervor, dass die grösste Verbreitung regionalmetamorphisch-krystallinen Gesteinen von hauptsächlich paläozoischem Alter zukommt. Im grossen gesehen sind dieselben sehr stark gefaltet und aufgerichtet, mit einem der Küstenlinie parallelen Streichen, das aber in verschiedenen Gegenden wechselt und z. B. an der Nordseite des Ranentjords etwa ost-westlich verläuft. Diese Gesteine nehmen hauptsächlich die Mitte des Landes ein; an ihrer östlichen Seite sind weitausgedehnte Gebiete von dem Grundgebirge sowie von Eruptivgesteinen einge-

¹ Vergl. jedoch die Specialbeschreibung weiter unten.

nommen, und ebenso gehören an der Meeresküste sowie auf den Inseln die meisten Gesteine zu einer dieser beiden Gruppen. Die Eruptivgesteine bestehen hauptsächlich aus Graniten, mit denen jedoch häufig Gabbrogesteine innig verknüpft sind. Über ihr Alter lässt sich nur so viel sagen, dass sie z. T. älter, z. T. jünger sind als die gebirgsbildenden Faltungsprozesse, z. T. auch mit diesen gleichzeitig. Die letzte Gruppe dürfte wahrscheinlich die grösste Verbreitung haben. Zu den jüngeren gehört nach VOGT¹ eine Reihe von eigentümlichen Gesteinen mit grosser Verbreitung auf den Lofoteninseln.

Östlich vom Altenjord tritt am Eismeere statt aller dieser Gesteine die mächtige Reihe der Gaisagruppe zu Tage. Es sind wenig metamorphosierte Sandsteine und Dolomite von meistens ziemlich horizontaler Lagerung, die der Topographie dieser Gegenden einen ganz abweichenden Charakter verleihen.

Von grossem Interesse ist eine Beobachtung, die schon in älteren Zeiten in verschiedenen Gegenden gemacht, neuerdings ausführlicher von VOGT² erwähnt und beschrieben wurde. Es handelt sich um die Existenz eines grossen inneren Längsthals, das fast durch das ganze nördliche Norwegen vom Trondhjemfjorde ab zu verfolgen ist. Zuweilen sind mehrere parallele Längsthäler da, zuweilen muss man kurze Strecken Querthälern folgen, um von einem Thal zum anderen zu gelangen, aber im grossen gesehen ist das System zusammenhängend und würde schon bei einer Landenkung von ein paar Hundert Meter eine innere Fahrstrasse gleich den chilenischen und westcanadischen Kanälen bilden. Von 63° bis 70° Latitud liegt die Wasserscheide zwischen den Fjordgebieten nur dreimal höher als 250 M.

VOGT hat nun gezeigt, dass die wichtigsten Teile dieses Thalsystems dem Streichen der mächtigen Dolomit- und Kalksteineinlagerungen der sog. Tromsö Glimmerschiefergruppe folgen, und überhaupt sind alle diese Thäler im Gebiet der regimalmetamorphosierten Schiefergesteine zu treffen, während ihr ausgeprägtester Abbruch von einem ausgedehnten Granitfelde zwischen Ranen und Salten gebildet wird.

Mitten in diesen grossen, nur durch Übersichtsarbeiten bekannten Gegenden hat man dank dem Interesse und der Freigebigkeit der Kupferminengesellschaft Sulitelma eine Specialuntersuchung bekommen, welche für die Zukunft in vielen Beziehungen als ein Ausgangspunkt für unsere Kenntnis und für die Untersuchung dieser Gebiete gelten muss. Seit dem Jahre 1893 ist hier unter der Leitung von Professor HJALMAR SJÖGREN, eine genaue geologische Aufnahme mit petrographischen, paläontologischen und chemischen Untersuchungen unter Ausarbeitung. An der geologischen Feldarbeit nahmen ausser Professor SJÖGREN selbst P. J. HOLMQVIST und

¹ J. H. L. VOGT, Norsk marmor. Norges Geol. Unders. N:o 22, S. 176.

² A. a. O., S. 169.

der Verfasser dieser Mitteilung teil; die topographische Aufnahme rührt von O. KJELLSTRÖM her. Die ausführliche Beschreibung ist noch nicht veröffentlicht, aber wir verdanken SJÖGREN¹ eine Reihe von Mitteilungen sowie eine geologische Karte im Maasstab 1: 75,000.

Diese genauen Arbeiten umfassen allerdings nur ein 20—25 Km breites Gebiet, von der schwedischen Grenze gerechnet. Weiter westlich hat VOGT am inneren Ende des Saltenfjords mehrere geologische Beobachtungen zusammengestellt². Für das dazwischenliegende Gebiet an den Ufern der oberen Fjordseen und des Flussthals gründet sich die folgende Darstellung hauptsächlich auf eigene Observationen, die von einigen wenigen Ausflügen stammen³.

Der Transport der Erze geschieht über die Seen: den Langvandsee sowohl als die Fjordseen Övre Vand und Nedre Vand, mit Dampfer; zwischen den beiden ist eine Eisenbahnlinie angelegt. Wegen dieser bedeutenden Trafik wurden schon früh zahlreiche Tiefлотungen ausgeführt, die später weiter vervollständigt worden. Bei meinem ersten Besuch habe ich diese Lotungen kennen gelernt, und ich veröffentlichte über dieselben, soweit sie sich auf die beiden Fjordseen beziehen, die früher citierte Mitteilung, die aber nur als eine vorläufige bezeichnet wurde.

Im Sommer 1899 konnte ich die Gegend wieder besuchen, und durch das ausgezeichnete Entgegenkommen der Grubenverwaltung sowohl das ganze Material von Lotungen disponieren als auch dieselben durch einige neue Tiefenmessungen ergänzen, die an Bord der Dampfer der Gesellschaft ausgeführt wurden. Für diese Liebenswürdigkeit spreche ich den Besitzern und der Verwaltung der Minen, in erster Linie Herrn Konsul N. PERSSON und den Herren Direktoren STURE HENNING und E. KNUDSEN meinen verbindlichsten Dank aus.

Der Saltenfjord.

Der Saltenfjord, auf etwa 67° 10' N. Br. gelegen, besitzt vom offenen Meere bei Bodö bis zu seinem Ende bei Fineidet eine Länge in ziemlich genau ost-westlicher Richtung von etwas mehr als 50 Km; dazu kommt die südliche Fortsetzung nach Saltdalen. Die durchschnittliche Breite ist 4—5 Km, die sich aber an den Stellen, wo sich die nordöstlich gerichteten Seitenthäler der Nordseite: Hopen, Nordvigbotten und die Fauske-Bucht, anschliessen, bedeutend vermehrt. Die südlichen Seitenthäler, der Saltdalsfjord und besonders der Misværifjord, die nord-südlich verlaufen, sind schmaler.

Seiner Form nach erinnert der Fjord an mehrere andere aus dieser Gegend und besonders stark an seine beiden ersten grösseren Nachbarn im Norden und Süden, Sör-Folden und Ranen, während die kürzeren, im Grundgebirge auftretenden Fjorde südlich von Salten (z. B. Beieren und

¹ Geol. Fören. Förh. XVII (1895): 189 und XVIII (1896): 346 sowie Sulitelma. Stockholm 1898

² Salten og Ranen. Norges Geol. Unders. N:o 5 (1891) sowie Norsk Marmor. Taf. 3.

³ Vergl. auch die Karte und Beschreibung von P. J. HOLMQVIST in Geol. Fören. Förh. XXII (1900): 72.

der Holandstjord) auch im Verhältnis zu ihrer Länge schmaler sind. Dagegen unterscheidet er sich von fast allen anderen grösseren norwegischen Fjorden dadurch, dass er sich auch durch seine oberseeischen Formen als ein doppeltes Becken zeigt. Der äussere Teil, der eigentliche Saltenfjord, ist nur etwa 17 Km. lang und wird durch einen von einer¹ engen Strasse, dem Saltstrom, durchbrochenen Gebirgrücken von einem schmalen (nur etwa 1 Km. breiten) Parallelfjord getrennt, der die eigentliche Fortsetzung des inneren Beckens bildet. Durch die erwähnte Verbindungsstrasse, die an ihrer schmalsten Stelle nur etwa 200 M. breit ist, setzen die Zeiten mit ungeheurer Gewalt; nur beim Zeitenwechsel ist sie für Schiffe passierbar. Das Ende des erwähnten Parallelthals habe ich leider selbst nicht besucht, da aber die Mündung fast noch schmaler ist als der Saltstrom, erscheint es nicht zweifelhaft, dass an beiden diesen Stellen Felsenschwellen vorliegen². Dieselben trennen das innere, grössere Becken, den Skjerstadjord, ab.

Die Geologie der Umgegend dieser Fjorde ist nicht sehr gut bekannt. Im Westen treten krystallinische Schiefergesteine von meistens archaischem Alter auf, die von zahlreichen Granitgängen durchsetzt werden. Weiter nach innen trifft man die Schiefergesteine der Tromsögruppe mit mächtigen Einlagerungen von Kalkstein und Dolomitmarmor, z. Teil auch von Eisenerz (Næverhaugen). Schon das Seitenthal von Nordvigbotten mit dem Valnæsfjord dürfte mit diesen Einlagerungen in Verbindung stehen; noch mehr gilt dasselbe von dem grossen Längsthal, einem Teil des schon oben erwähnten Hauptlängsthal, das der Fjord an seinem inneren Ende trifft. Nach Süden zu liegt dies Thal mehr als 10 Km. unterseeisch und bildet die schon erwähnte Fortsetzung des Fjords; nach Norden zu bildet es das niedrige »Eid« von Fauske, das mit einer Länge von 9 Km. und einer Passpunktshöhe von nur 65 M.³ den Übergang nach dem Fjord Sörfolden bildet. In diesem Thal und an seinen niedrigsten Abhängen sollen nach VOGT von einer wenig mehr als 3,000 M. mächtigen Lagerserie etwa 2,000 M. aus Kalkstein bestehen. Dass der Verbindungsrücken ausschliesslich aus anstehendem Fels besteht, dürfte wohl unzweifelhaft sein. Noch in postglazialer Zeit existierte aber hier eine submarine Verbindungsstrasse zwischen den beiden Fjorden. Die Terrassen dieses Meeres sind im Saltenfjord nicht so schön entwickelt wie an vielen anderen norwegischen Fjorden, aber am inneren Ende der Fauskebucht kann man eine ziemlich gute Terrasslinie in einer Höhe von etwa 90 M. (Barometermessung) beobachten.

Über die tektonischen Verhältnisse wissen wir, dass die gewöhnliche Streichrichtung etwa N 25—35° O ist. Das Fallen beträgt nach VOGT an der Nordseite des Fjords bei Næverhaugen gewöhnlich etwa

¹ Eigentlich sind es zwei Strassen, aber die nördliche soll so seicht sein, dass sie bei niedrigster Ebbe beinahe trocken liegt.

² Eine ähnliche Erscheinung liegt in Schottland bei Loch Etive vor (Vergl. GEIKIE: The great ice age S. 234) und man kennt sie auch aus Westpatagonien und anderen Gegenden.

³ Vergl. VOGT: Norsk marmor S. 170.

25—40° West; bei Fauske, wo man sich in der Nähe von der Axe eines Sattels befindet, wechselt es zwischen 25—80° W. und ist gewöhnlich ziemlich steil. Auf der Öinæs-Halbinsel, die mit dem Festlande nur durch einen ganz niedrigen Rücken vereinigt ist, ist es etwa 45° W. Weiter östlich, z. B. bei Leifsæt, ist auch das Fallen östlich; die Umgebungen des Nedre Vand wollen wir unten näher betrachten.

Die Südseite des Fjords ist leider sehr wenig bekannt, so dass es auch nicht möglich war, die Fortsetzung der grossen Kalkbänke von Fauske zu identifizieren. Die topographische Fortsetzung des Tieflandes (»Eids«) bildet, wie erwähnt, der Saltdalstjord, aber die hier auftretenden Kalklager entsprechen, wie es scheint, einem östlicheren und wahrscheinlich etwas jüngeren Horizont. Bei Tjetnæs der Öinæshalbinsel gegenüber, wo die Breite der Wasserfläche nur etwa 2 Km. beträgt, beobachtet man eine ziemlich flache antikinale Falte mit ähnlichen Gesteinen wie auf der Nordseite, darunter auch ein charakteristisches Konglomerat; auch Kalksteine treten auf, aber ihre Mächtigkeit und petrographische Beschaffenheit ist wenig bekannt. Die Schichtenlage ist hier viel flacher als auf der Nordseite, und dies erklärt vielleicht die Verschiebung des Längsthals, das für seine Entstehung nicht nur ein weiches Gestein sondern auch eine steil aufgerichtete Lage desselben voraussetzt.

Nirgends sind Erscheinungen beobachtet, welche die Existenz von Verwerfungen andeuten können, und gegen die Ansicht, dass die Hauptzüge der Topographie durch solche bestimmt seien, spricht mit Bestimmtheit die Lage der öfters erwähnten Öinæshalbinsel mit der Fortsetzung der Konglomerate und Kalksteine des Fauskeid. Allerdings wäre es für die Entstehungsgeschichte des Fjords von grossem Interesse, genaue geologische Aufnahmen an den Uferabhängen sowie Tiefotungen anzustellen.

Die Fjordseen Nedre Vand und Övre Vand.

(Vergl. die Karte Taf. VII.)

Gegen Osten endet plötzlich der Salten-Skjerstadtjordkomplex, wo er das Längsthal erreicht hat. Nur an einer Stelle trifft ihn ein Seitenthal, dessen nördlicher Abhang genau in der Fortsetzung von der Richtung des Nordufers des inneren Skjerstadtjords liegt. Mit Ausnahme von der Mündungschwelle und einem einzigen schmalen Abbruch ist die ganze Bodenfläche dieses Thals von dem Wasser der beiden Seen Nedre Vand und Övre Vand bedeckt.

Die Länge des Thals beträgt 12 Km.; die Breite ist wechselnd, durchschnittlich aber etwas geringer als 1 Km. Im Verhältnis zu der Länge ist also dies Thal sogar etwas schmaler als der Saltenfjord.

Die Geologie der Umgegend ist derjenigen des inneren Saltenfjords ähnlich. Das Streichen verläuft etwa in N 25° O; das Fallen wechselt, weil die Lager mehrere Mulden bilden. Stellenweise zeigen die Schichten eine sehr intensive Faltung mit kleinen Faltenverwerfungen. Auf der Süd-

seite des Nedre Vand liegen sie gleich wie am Skjerstadjord viel flacher als auf der Nordseite des Sees. Die Gesteine gehören ebenso wie weiter westlich zu der »Tromsö Glimmerschiefergruppe« der norwegischen Geologen und bestehen hauptsächlich aus Glimmerschiefer von ziemlich wechselndem Aussehen und mit häufigen Einlagerungen von Kalkstein und auch etwas Konglomerat. Obschon diese Einlagerungen weit weniger mächtig sind als weiter westlich, waren sie doch für die Ausbildung der bedeutenderen Seitenthäler bestimmend. Auch wo Kalkstein nicht vorkommt, folgen alle kleinen einmündenden Bäche genau dem Streichen.

Schon bei den ersten Tiefotungen wurden in Övre Vand einige Wasserproben aus grösserer Tiefe heraufgeholt, und es zeigte sich dabei, dass das Wasser bei einer Tiefe von 50 M. brackisch und bei 100—150 M. ganz salzig ist¹. Ich habe diesen Umstand schon in meiner früheren Mitteilung über die Seen besprochen und ihn daraus erklärt, dass bei niedrigem Wasserstand in den Seen die hohe Flut ganz nach ihrem Ende hindringt. Der Wasserstand in Övre Vand soll je nach den Jahreszeiten zwischen 1,2—3,5 M. über der tiefsten Ebbe liegen; die entsprechenden Zahlen sind für Nedre Vand 0,8—3,2, während die höchste Flut 2,2 M. erreicht.

Auch die beiden sperrenden Wälle, denen die Seen ihr Dasein verdanken, wurden in derselben Mitteilung beschrieben. Der westliche Wall, welcher zugleich den Skjerstadjord abschliesst und absperrt, besteht aus zwei Felseninseln, von denen die nördliche niedrig und klein ist, die südliche sich dagegen in der Richtung des Streichens beinahe 4 Km. ausdehnt. Wie unten gezeigt wird, hat aber diese Insel mit dem eigentlichen Quer-Fjordthal nichts zu thun, sondern sie bildet die westliche Wand eines der Fauskebucht parallelen Längsthals, von dem eine kleine Bucht zu dem Gebiet des Nedre Vand gehört. Diese beiden Inseln werden sowohl unter einander als mit dem Festlande durch Endmoränenwälle verbunden, von denen ich die beiden nördlichen untersucht habe. Die Form ist typisch bogenähnlich, die beiden Abhänge sind ziemlich steil und die Höhe über d. M. etwa 25 M. Die Oberfläche ist mit grossen Blöcken bedeckt, die aber im Inneren fehlen oder selten sind. Die Geschiebemasse selbst zeigt deutliche Schichtung und besteht teilweise aus gut gewaschenem Geröll, während andere Partien typischer moränenähnlich sind.

Der kurze Fluss, der Nedre Vand mit dem Fjorde verbindet, hat den nördlichsten Moränenwall da durchbrochen, wo er an die Insel stösst, und sein Bett läuft auf der Südseite teilweise über anstehenden Fels.

Der östliche Wall, welcher die beiden Seen voneinander trennt, besteht aus einem einfachen, etwa anderthalb Km. langen Bogen zwischen hohen Felsenwänden. Die äussere Form ist der oben beschriebenen ähnlich², die innere Beschaffenheit weicht aber dadurch ab, dass man ausschliesslich gut gewaschenen Geröll findet. Man kann diesen Wall also nicht als

¹ Nach den alten, mir vorgezeigten Proben.

² Vergl. die Spezialkarte in meiner oben citierten Mitteilung in Geol. Fören. Förh.

eine eigentliche Endmoräne bezeichnen, obschon er unzweifelhaft vor dem Eisrande, vielleicht unterseeisch, gebildet ist.

Das ganze jetzt beschriebene Thal endet nach Osten zu ganz unvermittelt mit einer steilen, viele hundert M. hohen, kesselförmigen Wand, von deren Umkreis bedeutend mehr als die Hälfte zusammenhängend vorhanden ist (vergl. die Karte und die Abbildung Fig. 1 unten). Erst etwa 600 M. nördlich von dem innersten Teil öffnet sich die Felsenwand in der gewöhnlichen SSW-lichen Richtung der Längsthäler mit dem tiefen Thal des Langvandstromes. Die Erscheinung ist eine deutliche Kare und das Thal ein Sackthal. Solche Sackfjorde wurden in der Litteratur, soweit ich kenne, erst neuerdings von HELLAND beschrieben¹. Nach ihm sind sie für die nördlichsten Gegenden von Norwegen charakteristisch, wo die Gletscher noch jetzt bei-



Fig. 1. Ein Teil der den Övre-Vand See im Osten begrenzenden Karenwand.

nahe das Meeresniveau erreichen. Dazu stimmt auch, dass ich auch im Feuerlandsarchipel solche Fjorde beobachtete. Dort wie in Norwegen sind es meistens kurze, schmale Thäler, die in solcher Weise enden, während sich die grösseren meistens durch tiefe Fluss- oder Gletscherthäler fortsetzen.

Wir gehen jetzt zu einer näheren Beschreibung der verschiedenen Teile des Thals über, indem wir von Osten anfangen und sowohl die über- als unterseeischen Formen berücksichtigen.

1. *Das östliche Sackthal* hat eine Länge von 2,8 Km. und eine gleichmässige durchschnittliche Breite von etwa 600 M.; der innerste Teil ist ein wenig breiter, und nach Westen zu öffnet sich das Thal trichterförmig in die folgende Abteilung. Die Seitenwände sind überall hoch und steil, wenn man von der Öffnung des Langvandstromes absieht. Wirkliche Querprofile sind nicht aufgenommen; das Profil 8 auf der Tafel ist eher als eine Fortsetzung des Längsprofils durch die innere Bucht aufzufassen. Es

¹ AM. HELLAND. Tromsø amt, Kristiania 1899. H. 1, S. 66.

zeigt aber, dass die Neigung des Bodens ziemlich sanft ist, während das Hauptprofil in der geraden Linie des Hauptthals anfangs eine Neigung von 50 M. in etwa 150 M. (20°) zeigt. Nachher bleibt die Tiefe etwa 850 M. lang beinahe unverändert, nur mit einer flachen Einsenkung bis zu 57 M. (60 M. in der inneren Bucht). Dann aber fällt der Boden wieder terrassenförmig neue 50 M. in 150—200 M. ab., senkt sich dann in 600 M. bis zu einer Tiefe von 143 M., die mit geringer Veränderung über eine Strecke von mehr als 1000 M. konstant bleibt.

2. *Das Längsthal.* In dieser Entfernung trifft das Fjordthal ein ausgeprägtes Längsthal, von dem besonders die nördliche Fortsetzung sehr tief und hervortretend ist. Auch im Süden mündet ein Flüsschen ein, dessen Thal unten tief ist, weiter südlich allerdings schnell ansteigt. An beiden Stellen sind ziemlich mächtige, steil aufgerichtete Kalksteinbänke nachgewiesen, welche die Thalbildung begünstigt haben.

Das nördliche Thal ist ferner interessant, weil es beinahe vollständig durch einen Wall von anstehendem Fels abgesperrt wird. Oberhalb desselben dürfte ehemals ein See, ein Felsenbecken, gelegen haben, das aber durch spätere Erosion entleert wurde. Es ist dieselbe Erscheinung wie die schon erwähnte, welche v. DRYGALSKI aus Grönland beschrieben hat.

Dies Längsthal übte auf die Topographie des Seegrundes eine sehr bedeutende Einwirkung aus. In einer Entfernung von nur 100 M. fällt die Tiefe 118 M., von 167 bis 285 M., und ist nach weiteren 100 M. 320 M., eine Tiefe, die nachher mit einer Variation von nur 8 M. über eine Strecke von bedeutender Länge und Breite konstant bleibt. Ganz so steil ist nur der östliche Abhang dieser Einsenkung, aber auch an den anderen Seiten sind ihre Neigungswinkel bedeutend. Im Norden fällt die Tiefe von der Laxåbucht in 200 M. von 174 bis 265 M., im Süden ebenso in 200 M. von 186 bis 306 M. Die Kurven für 300 M. Tiefe verlaufen ziemlich genau in der Verlängerung von der Ostwand der Laxåbucht und der Nordwand des inneren Sackthals; nach Süden gehen sie aber viel weiter als das letzterwähnte Thal. Hier wird die sog. Skamskjerbucht nach O und SO von einer steilen, wilden Karenwand begrenzt, aber die unterseeischen Abhänge sind dort nicht übermäßig steil: eine Absenkung von 9 bis 153 M. in 300 M. Erst wo die Verlängerung der Längsthalslinie getroffen wird, fällt die Tiefe schnell bis 300 M.

Die nördliche Laxåbucht ist verhältnismässig ziemlich seicht, mit wenig ausgeprägtem terrassenförmigen Fallen; die Böschung der unterseeischen Seitenabhänge ist am steilsten an der Ostseite.

3. *Die Felsenschlucht zwischen Stornäs-Solövik.* Nach der vom Längsthale hervorgerufenen Erweiterung verengert sich das Seenthal auf einmal zu einer Breite von nur etwa 300 M. Die Felsenwände sind an beiden Seiten steil, auf der Nordseite unten so gut wie senkrecht. Dass dieselbe Steilheit sich auch unter die Wasserfläche fortsetzt, geht daraus hervor, dass die Tiefe fortwährend beinahe unverändert bleibt, und in der Mitte nur zwischen 300—326 M. wechselt; an einer Stelle war sie in einer

gemessenen Entfernung von nur 100 M. vom Nordufer 310 M., was einen Fallwinkel von mindestens 72° ausmacht. Ob aber diese Kluft U-Form oder V-Form besitzt, ist auf Grund der vorhandenen Messungen einer einzigen Linie entlang nicht zu entscheiden. Auch das Profil 6 der Tafel ist nur mit Hülfe dieser einen Messung gezeichnet.

Es ist interessant, die nördliche Felsenwand in der Nähe von der Ostspitze der Verengung zu sehen. Bis zu einer bedeutenden Höhe, wenigstens 100 M. oder mehr, ist sie abgehobelt und mit langgestreckten elliptischen Vertiefungen versehen, die, wie wohl kaum zu bezweifeln ist, vom Eise gebildet worden sind. Ähnliche Bildungen sind auch von anderen Stellen beschrieben, wo die ehemaligen Gletscher wegen der topographischen Verhältnisse besonders grosse Kraft gehabt haben müssen¹.

300 M. vom Eintritt in diese Tiefschlucht erhebt sich der Boden der Lotungslinie entlang schnell auf einer Strecke von nur 100 M. von etwa 300 M. bis zu 240 M., um ebenso schnell wieder zu 310 M. zu sinken. Es scheint mir doch wahrscheinlich, dass hier eine Schwelle nur scheinbar vom inneren Vorsprung des Südufers hervorgerufen wird, dem allerdings keine über der Wasserfläche sichtbaren topographischen Veränderungen entsprechen.

Noch auf einer Strecke von 600 M. hält sich die Tiefe unterhalb 300 M. In der Mitte dieser Strecke wurde ein Querprofil aufgenommen². Die Böschung ist an der Nordseite etwas weniger steil als früher, an der Südseite aber von einer Tiefe von etwa 50 M. ab ebenso steil als an dem steilsten oben erwähnten Punkte. Dann folgt aber eine 200 M. breite Zone, wo die Tiefe geringer ist als 50 M. Diese bildet eine kleine, der Mündung eines unbedeutenden Baches entsprechende Bucht gegenüber den östlichsten Höfen von Solövig. Es ist offenbar eine Fortsetzung desselben Vorsprunges, den wir in der folgenden Abteilung des Thales wiederfinden werden.

4. *Die Partie zwischen Solövig und Engan.* Westlich von dem jetzt beschriebenen Teil des Thales erhebt sich der Boden plötzlich zwischen zwei Messungen (100 M.) von 305 M. bis zu 80 M. Die folgenden Messungen ergaben resp. 55, 70 und 85 M., um nachher wieder plötzlich bis zu 225 M. zu fallen.

Ich habe diese Erscheinung in meinem früheren Aufsatz erwähnt und dabei die Ansicht ausgesprochen, dass das Thal durch einen unterseeischen, vielleicht moränenartigen Wall abgesperrt sei. Diese Ansicht ist aber, wie uns ein Querprofil (N:o 5 der Tafel) zeigt, kaum richtig. Nördlich von dem Längsprofil wurde nämlich eine Tiefe von 209 M. beobachtet, und es ist wahrscheinlich, dass eine tiefe Rinne, allerdings bedeutend seichter als die früheren Tiefen von über 300 M., überall an der Nordseite eines Vorsprunges entlang hinläuft. Interessant wäre die Frage, ob dieser Vorsprung aus anstehendem Fels oder losem Material besteht.

¹ Z. B. von A. KORNERUP in Meddelelser fr. Grönland I: 112.

² Dies Querprofil ist auf der Tafel nicht wiedergegeben.

Für die erstere Anschauung spricht die grosse Steilheit seiner Abhänge und auch der Umstand, dass an dem südlichen Ufer die ganze Halbinsel bis nach der tief eindringenden Solövigbucht eine niedrige Terrasse mit anstehendem Fels bildet. Andererseits wäre auch die Erklärung möglich, dass der in die letzterwähnte Bucht mündende, nicht unbedeutende Bach hier allmählich ein Delta vorgeschoben hätte, und diese Erklärung trifft wahrscheinlich wenigstens teilweise zu. Die Bucht und das Flussthal liegen genau in der Richtung des Schichtenstreichens, sind aber in keiner Beziehung mit dem östlicher gelegenen Längsthal zu vergleichen und finden auch keine Fortsetzung an der Nordseite des Hauptthals. Ob Kalkstein hier ansteht, weiss ich nicht.

Westlich von der Bucht folgt wieder eine Enge, teilweise sogar wenig mehr als 200 M. breit. Der Boden steigt allmählich in 300 M. von 225 M. bis zu 111 M. an, gerade in der Verlängerung des Westufers der Solövigbucht. Die letzte Tiefe bleibt nachher nicht nur in dieser Abteilung sondern für die tiefsten Teile des ganzen westlichen Sees ziemlich konstant. Wo an einigen Stellen die Lotungen für ganz kurze Strecken Anschwellungen angeben, sind diese wohl eher als vorgeschobene Terrassen zu deuten.

5. *Die westliche Erweiterung.* Nach dieser letzterwähnten Enge erweitert sich der See zu zwei offenen, etwas mehr als kilometerbreiten Becken, verbunden durch eine kurze Verengung, wo die Breite 400 M. beträgt. Die südliche Wand ist steiler als die nördliche, und auch die unterseeischen Abhänge sind dort steiler, aber sonst bildet das ganze ein ziemlich regelmässiges Becken, wo sich die Tiefe in einem ausgedehnten Flächenraum zwischen 100 und 120 M. hält. Nach Westen zu steigt der Boden, liegt aber noch in einer Entfernung von 300 M. von dem schon oben beschriebenen *sperrenden Walle* in einer Tiefe von 47 M.

6. *Nedre Vand.* Nachdem man die von dem etwa 500 M. langen Hjemgamstrome durchbrochenen, etwa 30 M. hohen Geröllwälle passiert hat, gelangt man in den letzten Teil des Thales, der den Nedre Vand-See bildet. Dieser ist breiter als irgend ein Teil von Övre Vand, ansser dem Längsthal; die Erweiterung, die eine Breite von etwa 2 Km. hervorruft, geschieht auch hier in den Richtungen des Schichtenstreichens, und die SW-liche Bucht dürfte ein typisches Längsthal sein, das auch nach NO zu eine allerdings weniger ausgeprägte Fortsetzung findet. Die Umgebungen des Sees sind von dem, was wir weiter östlich gesehen haben, nicht sehr verschieden, und besonders die südliche Wand ist steil, so dass man bedeutende Tiefen erwarten könnte. Solche existieren aber nicht. Das ganze Hauptbecken erreicht nirgends 20 M.; nur in der NW-Bucht ziemlich nahe an dem nördlichsten Moränenbogen reicht die Tiefe bis zu 26 M. Die SW-Bucht wurde nicht gelotet.

Der Boden besteht überall aus mehr oder weniger grobem Sand sowie aus Schlick und Lehm; grosse Blöcke oder Felsenboden sind nicht beobachtet. Im östlichsten Teile hat man 6 M. durch Thon mit Molluskenresten, hauptsächlich *Cyprina islandica*, gebohrt.

Die NW-Bucht ist fortwährend ein typisches Querthal, und Spuren von einer starken Eiserosion sind überall zu sehen. Eigentümlich sind langgestreckte Höhenrücken, die eine Höhe von bis zu 4 M. erreichen und in einer gegen das Schichtenstreichen beinahe senkrechten Richtung ausgezogen sind. Im Querprofil sind sie oben breiter als an der Basis; die Seiten sind unten senkrecht, oben überhängend.

Wie das Thal im Westen gegen den Skjerstadsfjord endet, wurde schon oben beschrieben.

Entstehungsweise des Seenthals. Die erste Frage, die zu beantworten ist, ehe man zur Erörterung der Bildungsweise des jetzt beschriebenen Thalbeckens übergehen kann, ist, ob man für dasselbe eine aus anstehendem Fels bestehende Schwelle anzunehmen hat oder nicht. Im ersten Moment würde man meinen, dass hier ein Beispiel von einem durch Moränenmaterial abgesperrten Thal vorliege, und sicher beweisbar ist das Gegenteil allerdings nicht. Die sperrenden Geröllwälle an den beiden Enden des Nedre Vand würden dann verschiedene Stadien im Stande des Eisrandes darstellen, und dieser See selbst, der unbedingt einst mindestens etwas tiefer gewesen ist, wäre in der Zwischenzeit von dem vom Gletscher transportierten Materiale gefüllt. Der Unterschied zwischen der jetzigen Höhe der Moränenwälle und der grössten Tiefe im Övre Vand ist etwa 360 M., was den Minimalbetrag der absoluten Schwellenhöhe ausmacht. Solche Endmoränen sind kaum sicher bekannt; die grossen neuzeeländischen Endmoränen z. B. erreichen nach v. LENDENFELD¹ nicht die Höhe von 200 M. Auch der Umstand, dass die Schwelle faktisch auch oberhalb des Wasserniveaus zu mehr als zwei Drittel ihrer Länge aus anstehendem Fels besteht, macht es wahrscheinlich, dass auch in den dazwischenliegenden Partien die losen Massen auf Felsenschwellen ruhen. Während sichere Moränenwälle von solchem Aussehen aus keinem Teil der Erde bekannt sind, ist, wie wir unten sehen werden, in eben demselben Thalsystem ein sicheres Felsenbecken von bedeutender Tiefe vorhanden, und die Ansicht gewinnt doch dadurch an Wahrscheinlichkeit, dass auch diese Seen Felsenbecken sind, und dass die Moränenwälle in nicht bekannter, wahrscheinlich aber geringerer Tiefe als diejenige des westlichen Övre-Vand-Becken (100 M.) auf den Felsenschwellen lagern.

Wie an anderer Stelle gezeigt wird, sind die Fjordbecken in ihrem jetzigen Aussehen durch Ursachen aus einer der drei Gruppen: direkte Erosion, Spaltenverwerfungen oder unregelmässige Bewegungen der Erdkruste anderer Art zu erklären. An die letzte Gruppe von Erscheinungen ist wohl hier kaum zu denken. Die verhältnismässig schmale Schwelle, die das Seebecken von dem tieferen Teile des Fjordes trennt, wäre höchstens durch eine intensive Faltung des Gesteinsgrundes erklärlich, aber eine solche Faltung ist hier äusserst unwahrscheinlich. Leichter würde sich denken lassen, dass wenigstens das einfache, tiefe Hauptbecken des mittleren Övre Vand durch Verwerfungen gebildet wäre. Aber auch dies

¹ Australische Reise (1892) S. 242.

halte ich für sehr unwahrscheinlich, erstens weil von diesen Verwerfungen weder im Thale selbst noch an seinen Enden Spuren nachgewiesen worden sind; ferner weil es doch ein merkwürdiger Zufall wäre, wenn ein solches gesunkenes Gebiet über eine so weite Strecke genau dem Streichen eines einzigen, weichen Gesteinslagers folgen sollte, endlich weil die Form von diesem Teile des Beckens dieser Annahme widerspricht, besonders die oben unter 3) beschriebene, äusserst tiefe und steilwandige Fortsetzung des Hauptbeckens. Dagegen wird die Erklärung leicht, wenn man für dieselbe eine starke Eiserosion zu Hülfe nehmen kann. Die primären Thäler, in den westlichen Gegenden vielleicht bedeutend tiefer als die jetzige Wasseroberfläche, waren z. T. Längsthäler, welche besonders dort grosse Ausbildung erreichten, wo sie steil aufgerichteten Karbonatlagern folgen konnten, z. T. waren sie an ein stark ausgeprägtes ost-westliches Klüftensystem gebunden. Es ist ja übrigens gut denkbar, dass hier ursprünglich eine tiefgehende Spalte vorhanden gewesen sei. Während der Eiszeit haben sich ausserordentlich mächtige Gletscher aus dem Hauptlängsthal in das Querthal bewegt. Eine allmählich stärkere Erosion wurde da, wo sich diese beiden Thalsysteme kreuzen, bedeutend vermehrt. Bis zu welchem Grade dieselbe durch echte Karenbildung an der SO-Seite des entstandenen Beckens verstärkt wurde, ist schwer zu entscheiden. Jedenfalls haben die ganzen Eismassen ihren Abfluss durch das Querthal gefunden und dabei besonders in dem ersten Teil, wo das Thal noch sehr eng war, dieselbe starke Erosion fortgesetzt. Weiter westlich nahm dieselbe schnell ab, aber es ist schwer, die Ursachen dazu bis in die Einzelheiten zu verfolgen, so lange wir nur die jetzige Bodengestaltung, nicht den Felsengrund selbst, kennen.

Östlich von dem erwähnten Längsthal, dessen Gletschermassen zu der jetzigen Beckenform die erste Veranlassung gaben, haben sich andere, kleinere Gletscher in dem Kluft- oder Spaltenthal ein etwa 2500 M. langes Sackthal rückwärts erodiert, konnten aber dabei nicht dieselbe Tiefe erreichen wie das Hauptbecken, gegen das dies Thal mit einer beinahe 150 M. hohen, steilen Wand abstürzt.

Das Thal des Langvandflusses.

Über eine Strecke von etwa 13 Km. fliesst von dem unten zu beschreibenden Langvandsee nach dem oberen Ende des Övre Vand in einem tiefen Thal ein besonders im Frühling, aber auch in anderen Jahreszeiten sehr bedeutender Fluss. Das Fallen beträgt auf der erwähnten Strecke etwa 130 M., d. h. durchschnittlich 1 : 100. Von diesen 130 M. kommen aber etwa 65 M. auf die untersten, 15 M. auf die folgenden und 40 M. auf die nächsten 3 Km., während nur 10 M. auf die 4 Km. des obersten Flusslaufes fallen.

Die Topographie und Geologie der Thalabhänge sind leider nicht gut bekannt. Immerhin bietet das Studium dieses Thals einige interessante Gesichtspunkte. Es zerfällt in zwei etwa gleichlange Teile, von denen der obere fast genau in der Fortsetzung des westlichen Langvandsees und

parallel den oben beschriebenen Fjordseen in ost-westlicher Richtung, der untere dagegen im grossen gesehen beinahe senkrecht dagegen von Süden nach Norden läuft. Wie wir auch schon oben gesehen haben, ist das Thal also nicht eine Fortsetzung von Övre Vand, sondern die untersten 1500 M. sind sogar ein typisches Längsthal, parallel den übrigen westlicher gelegenen Längsthälern, das das Seebecken ausserdem etwas westlich von seinem inneren Ende trifft.

Was die beiden übrigen Teile dieses Thales betrifft, ist es kaum zu bezweifeln, dass die obere Strecke denselben Ursachen ihre Entstehung und Lage zu verdanken hat wie das Langvandbecken selbst. Die centrale Strecke hat dagegen einen unregelmässigeren Verlauf, als dies bei den grösseren Thälern dieser Gegend sonst gewöhnlich der Fall ist, und bedarf zu ihrer Erklärung eines näheren Studiums. Dass sie vielleicht auch hier mit Kluftspalten in Verbindung steht, wird dadurch angedeutet, dass weiter östlich eine deutliche Verklüftungsrichtung in etwa derselben Direction zu der Bildung bedeutender Thäler Anlass gegeben hat.

Auf der Nordseite des Flusslaufes habe ich einige topographisch-geologische Beobachtungen gemacht. Die von der Biegung des Flusses umschlossene halbinselförmige Bergspartie ist, grob gesehen, als ein von Felsenwänden umgebenes, an der Nordseite von einer hohen Felsenwand begrenztes Terrassenplateau zu betrachten, durch welches das jetzige Thal 60—120 M. eingeschnitten ist¹. Obschon ich keine Schrammen auffinden konnte, zeigen doch alle Einzelheiten der Topographie, dass dies Plateau einst das Bett eines grossen Gletschers gewesen ist, während das untere Thal entweder damals nicht existierte, oder doch aus anderen Gründen keine Spuren von Eisbewegung zeigte. Die Erscheinung ist in Gebirgsgegenden häufig; wir werden sie auch in Alaska wiederfinden.

Das Gestein besteht im Osten und im NW aus Schiefer, während in der Nähe der Biegung eine mächtige Linse von Granit auftritt.

Eine sichere Erklärung von der Umbiegung des Thals zu geben, ist unmöglich, ohne dass geologische Untersuchungen auch auf der Süd- und Westseite ausgeführt werden. Zwei Möglichkeiten scheinen aber zunächst vorzuliegen. Wie man auf der Karte findet, würde eine gerade Linie zwischen dem Anfang und der Mündung des Stromes fast genau in der Verlängerung des Langvandsees liegen. Entweder hat der obenerwähnte, harte und wenig verklüftete Granit das ganze Thal zu einer Umbiegung nach Südwesten gezwungen. Oder man kann auch denken, dass die sehr schwache Abbiegung des östlichen Teiles durch andere Ursachen, eine geringe Veränderung der Zerklüftungsrichtung oder ähnliches, hervorgerufen wurde, dass aber westlich von dem schon bekannten andere Granitmassive auftreten, welche zu der Bildung des nord-südlichen Durchbruchsthals durch die weicheren Schiefergesteine Anlass gegeben haben.

Auf einige Beobachtungen über die Profillinie des anstehenden Felsens in diesem Thalsystem kommen wir unten zurück.

¹ Vergl. das Bild Fig. 3. S. 179.

Der Langvandsee.

Der Langvandsee erstreckt sich in etwa N 55° W 11 Km. und besitzt auf dieser Strecke eine durchschnittliche Breite von 5—600 M. Etwa in der Mitte macht der See und besonders sein südliches Ufer eine geringe Biegung nach Norden und zerfällt dadurch genau genommen in zwei getrennte Becken, deren Hauptrichtungen jedoch ziemlich gleich sind. Die mittlere Höhe des Sees über der Meeresfläche ist 134,5 M.; seine grösste Tiefe, 91 M., ist nicht viel kleiner und jedenfalls im Verhältnis zur Breite recht bedeutend. Der See ist typisch für eine Gruppe von langen, schmalen und tiefen, fjordähnlichen Seen, die aber nicht direkt mit Fjorden in Verbindung stehen. Durch die oben erwähnten Untersuchungen ist sowohl er selbst als seine Umgebungen genau bekannt, und er eignet sich deshalb in vorzüglichem Grade zum Studium über die Entstehung derartiger Becken.

Topographie der Umgegend. Die Topographie dieser Gegend kennt man durch die im Massstab 1 : 20,000 aufgenommene Karte von KJELLSTRÖM, nach welcher die überseeischen Teile der Querprofile II: 1—4 auf der Tafel gezeichnet sind. Die Abhänge sind fast überall bis zu einer Höhe von 5—600 M. über der Oberfläche des Sees steil mit einer Neigung von 25—30°, die aber allerdings stufenweise stark wechselt, ohne dass es je zur Bildung echter Terrassen kommt. Die einzige Ausnahme liegt an der Südseite des westlichen Seenteiles, wo man 200 M. über dem See eine nicht unbedeutende Ebene hat (Furuhaugen). Weiter oben liegen die Höhenkurven entfernter, und das Land hebt sich allmählich bis zum Fuss der Hochgebirgspitzen, die in dem 1830 M. hohen Sulitelma gipfeln. Eine grössere Gesetzmässigkeit findet man aber in diesen Verhältnissen nicht.

Die Zuflüsse, die von den Seiten hineintreten, sind z. Teil nicht unbedeutend, ihre Thäler sind aber nie sehr markiert, und sie bilden alle hohe Wasserfälle über die Seitenabhänge. Das einzige bedeutende Thal stösst gerade am südöstlichsten Ende etwa rechtwinkelig von SSW zu. Aber auch hier fällt der Balmi-Fluss in den letzten 1500 M. in grossartigen Wasserfällen 170 M., und auch weiter oben ist die Steigung eine rasche, so dass auch ungeachtet der ausgesprochenen Thalform, mit steilen Wänden in einiger Entfernung, von einer Fortsetzung des Hauptthals in dieser Richtung keine Rede sein kann.

Letzteres endet dagegen ziemlich schroff gegen eine Felsenwand, die beinahe ebenso steil wie die Seitenabhänge zu Spitzen von etwa 900 M. ü. d. Meere ansteigt. Die steile, nördliche Thalwand kann allerdings meilenweit östlich verfolgt werden und bildet auch den Nordabhang des grossen Lommijauresees, der 580 M. über dem Langvandsee liegt. Aber der Fluss, der die beiden verbindet, bildet in seinen letzten 2 Km. einen unabgebrochenen Wasserfall von 460 M. Höhe, so dass hier noch weniger als im Balmithale von einer Fortsetzung des Hauptthals die Rede ist.

Eine solche existiert jedoch, allerdings wenig ausgesprochen. Der kleine Valfojokk-Bach läuft in seinen untersten 2 Km. in einer canyonartigen Kluft mit steilen Wänden, die zuweilen eine Höhe von 50—80 M. erreichen, und diese Kluft liegt genau in der Fortsetzung vom Südufer des Sees. Der Abstieg ist auch hier steil, 270 M. in 1500 M., geschieht aber stufenweise, und das unten verhältnismässig flache Thal endet in einiger Entfernung gegen eine hohe senkrechte Wand, um oberhalb derselben wieder verfolgbar zu sein.

Obschon das Seebecken seinem ganzen Aussehen nach sehr fjordähnlich ist, unterscheidet es sich doch von den meisten Fjorden von entsprechender Breite dadurch, dass die Abhänge etwas weniger steil und durch die Abwesenheit aller Seitenthäler einförmig sind.

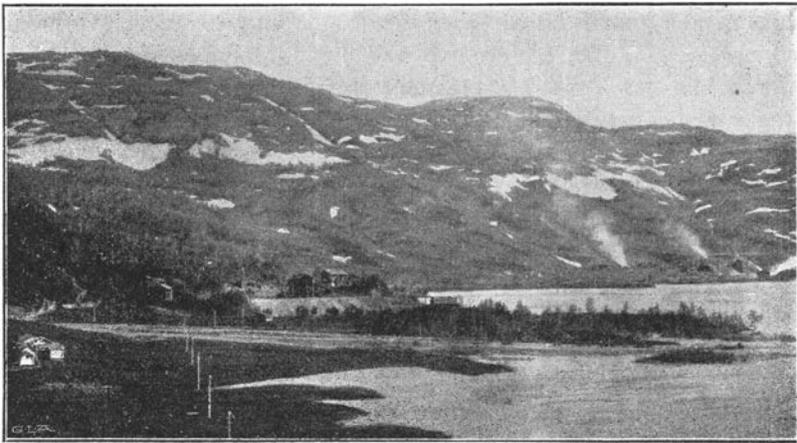


Fig. 2. Die begrenzende Wand am östlichen Ende des Langvand-Sees, von der Mündung des Giken-Flusses gesehen (rechts das Valfojokk-Thal).

Geologie der Umgegend. Unsere Kenntnis der Geologie dieser Gegend verdanken wir in erster Linie den schon citierten Arbeiten von HJALMAR SJÖGREN. Es sind lagerförmige Gesteine, die, wie zuerst VOGT hervorgehoben hat, einen »hyperbolischen Paraboloid« bilden, d. h. sie fallen östlich und westlich vom See flach gegen denselben ein, während sie im Querprofil einen flachen Sattel bilden, in dessen Kammlinie das Seenthal eingesenkt liegt. Wie Querprofile auf der Nord- und Südseite des Thals gezeigt haben, liegen auf beiden Seiten dieselben Gesteine, und zwar unten weicher »Sulitelma«schiefer mit zwei grossen und sehr weit verfolgbareren Einlagerungen von Eruptivmaterial: unten Gabbro und Amphibolitgesteine, an welche die Kupfererze gebunden sind, und dann Granit¹; ferner kommen schwarze Schiefer mit Quarzit und endlich Kalkglimmerschiefer. Die ersterwähnte, anfangs wenig mächtige Einlagerung schwillt

¹ Vergl. ausser den citierten Werken O. NORDENSKJÖLD, dies Bulletin II (1894): 118.

nach Osten zu einer mindestens 10 Km. mächtigen Linse von Olivin-gabbro aus, die auf das Streichen der umgebenden Schiefergesteine grosse Einwirkung ausübt. Geht man dagegen von dem östlichen Ende des Sees nach Osten, trifft man immer ältere Ablagerungen, und zwar zuerst den gewöhnlichen normalen Sulitelmaschiefer mit zahlreichen linsenförmigen Einlagerungen von Amphiboliten und Porphyriten. Diese streichen alle anfangs einförmig nach etwa N 30° O, biegen aber, wo sie die Verlängerung des Seebeckens erreichen, scharf nach Osten ab. Diese Umbiegung ebenso wie die sonstigen verwickelten tektonischen Verhältnisse dieser Gegend sind wahrscheinlich von der Einwirkung abhängig, welche die grossen Eruptivlinsen bei den Faltungsprozessen ausgeübt haben.

Interessant ist nun, dass trotz den langjährigen, sorgfältigen Beobachtungen in dieser Gegend nie eine sichere Verwerfung beobachtet worden ist. Trotzdem ist es nicht möglich direkt zu beweisen, dass nicht von den beiden Seiten des Seethals die eine gegen die andere ein klein wenig verschoben sein könnte. Von dieser Verschiebung würde man aber dann in der Verlängerung des Sees Spuren erwarten. Es fiel mir nun auf der Karte von SJÖGREN auf, dass dort, wo in der Verlängerung des Seethals, wie oben erwähnt, die unteren Sulitelmaschiefer nach Osten umbiegen, nur die unteren Amphiboliteinlagerungen an dieser Umbiegung teilnehmen, während die westlichen, höher gelegenen plötzlich auf einmal alle aufhören eben da, wo sie das Valfojokk-Thal treffen. Auf der Karte betrachtet, sieht dies sehr verwerfungsähnlich aus. Deshalb habe ich dem Studium dieser Gegend einige Tage gewidmet und konnte dabei konstatieren, erstens dass die eingelagerten Linsen nicht so plötzlich aufhören, wie die Karte zeigt, sondern dass sie zuweilen auch ein wenig nördlich vom Valfojokkthal auftreten; ferner dass ihr Aufhören z. Teil scheinbar ist und darauf beruht, dass sie weiter nördlich von jüngeren Gesteinen bedeckt werden, und endlich dass keine Verwerfungen beobachtet werden können, sondern dass in der Kluft, die in erster Linie der Verwerfungsspalte entsprechen sollte, Einlagerungen, die an einer Seite in der senkrechten Wand zu sehen sind, auch an der anderen Seite in ganz derselben Höhe auftreten.

Wenn also nun Verwerfungen fehlen, so zeigt uns dagegen die Arbeit von SJÖGREN, dass in der ganzen Gegend eine ausgeprägte Verklüftung vorhanden ist, und zwar folgen die Kluftpläne besonders zwei Richtungen, von denen die eine zwischen N 50—70° W wechselt, die andere etwa N 30° O beträgt. Die Diaklasen wechseln nur an Deutlichkeit, nicht an Richtung, je nach der Beschaffenheit des umgebenden Gesteins, und treten auch in den Gabbrogesteinen auf. Ihre Mächtigkeit beträgt mindestens 0.001 von derjenigen der Gesteinsmasse. Es wird besonders hervorgehoben, dass nach ihren beiden erwähnten Hauptrichtungen alle Thäler der Gegend, darunter auch dasjenige des Langvandsbeckens, orientirt sind¹.

Topographie des Seebeckens. Um die Tiefenverhältnisse des Langvandssees zu studieren, habe ich über 1000 Messungen zur Verfügung ge-

¹ SJÖGREN, Geol. Fören. Förh. XVIII: 374.

habt, welche für die Konstruktion der Specialkarte gebraucht worden sind¹. Diese Karte nebst den Profilen zeigt deutlich die Topographie des Sees. Abgesehen von unbedeutenden Einsenkungen, liegen drei oder richtiger vier getrennte Becken vor, von denen das östliche eine höchste Tiefe von 48 M. erreicht, mit verhältnismässig wenig steilen Abhängen im Längsprofil, während das Querprofil durch die steilen Seitenabhänge und den in der Mitte ganz flachen Boden interessant ist (Querprofil 4). Durch einen teilweise aus dem Wasser emporragenden Rücken, dessen höchste Tiefe 9 M. beträgt, wird es von dem etwa 4 Km. langen, sehr regelmässigen Hauptbecken getrennt. Der erwähnte Rücken fällt mit einer ausgeprägten Terrasse schnell bis zu einer Tiefe von etwa 70 M., eine Tiefe, die nachher allmählich mit kleinen Undulationen bis zu 84 M. steigt. Zu dieser Tiefe fällt besonders der nördliche Seitenabhang ziemlich steil (Querprofil 3).

Die grösste Tiefe des Sees, 91 M., liegt in dieser Abteilung etwas unregelmässig am westlichen Ende, von Tiefen von nur etwa 65 M. umgeben. Es dürfte aber doch kaum Grund vorliegen, an der Richtigkeit der Messung zu zweifeln.

Der trennende Rücken hat hier eine Tiefe von höchstens 11 M. Er liegt ziemlich genau dort, wo der See seine Biegung macht und wo seine Breite nur 300 M. ist, kaum 200 M. von der Mündung des Rupsjokk-Flusses entfernt. Obschon es nicht wahrscheinlich erscheint, ist es doch möglich, dass er mindestens teilweise von den Schuttmassen dieses Flusses gebildet wäre.

Das dritte Becken senkt sich ganz regelmässig bis zu 61 M., um sich wieder zu einem Rücken zu erheben, dessen Kammlinie zwischen 11 und 20 M. unter der Wasseroberfläche liegt. Auch hier trifft man den Rücken der Mündung des nicht unbedeutenden Willum-Baches gegenüber. Von ihm senkt sich der Boden wieder, aber nur bis zu 30 M., dabei ein viertes Becken bildend.

Aus dem westlichsten Teile des Sees liegen mir nur sehr wenige Messungen vor. Es scheint dass derselbe hier überall seicht ist, obschon die Möglichkeit nicht ausgeschlossen ist, dass noch eine tiefere Einsenkung existiert. Der Fluss selbst, der anfangs breit und ziemlich ruhig ist, besitzt eine Tiefe, die meistens zwischen 1,5 und 4 M. wechselt, zuweilen aber 9 M. erreicht.

Bildungsgeschichte des Langvandsbeckens. Wie gezeigt worden ist, zerfällt der Landvandsee in mehrere getrennte Becken. Ebensowenig wie sonst, wo es sich um unterseeische Rücken handelt, ist es hier möglich, sicher zu entscheiden, ob dieselben aus anstehendem Fels bestehen. Um deshalb zu ermitteln, ob der See ein echtes Becken ist, muss man seine Umgebungen und das Thal seines Abflusses näher untersuchen.

Was den Seitenabhängen betrifft, zeigt schon der erste Blick, dass der See niemals einen Abfluss an anderer Stelle als der jetzigen gehabt haben

¹ Diese Messungen, die sich auf die verschiedenen Teile des Sees etwas ungleichförmig verteilen, wurden nach Angabe hauptsächlich im Winter auf dem Eise gemacht.

kann, dessen Boden mit den tieferen Teilen des Sees oder auch gar mit seiner jetzigen Oberfläche in der gleichen Höhe gelegen hat. An seiner ganzen Nordseite kann man eine vollständig zusammenhängende Felsenmauer verfolgen, die an ihrem Ost-Ende nach Süden umbiegt, und über welche die Flüsse Wasserfälle bilden. Dasselbe gilt an der Südseite wenigstens vom Balmi-Thal bis zum Willum-Bach. Dass jenes Thal nicht einen früheren Auslauf repräsentiert, ist vollständig sicher. Erstens steigt es ohne Abzweigungen allmählich zu einer Höhe von 800 M. oder mehr an; ferner

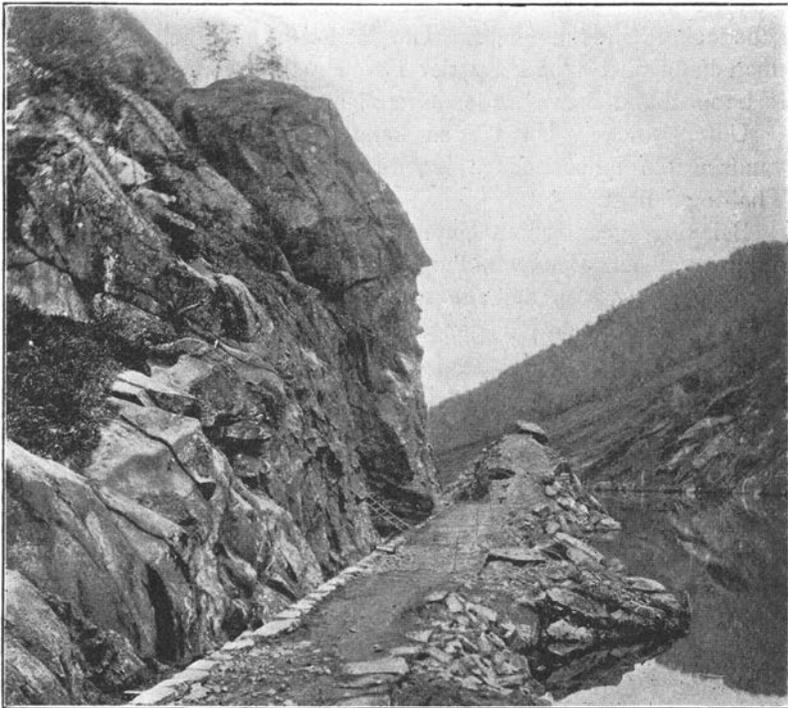


Fig. 3. Bild aus dem Thal des Langvand-Flusses.

kann man auch in seinem untersten Lauf bei genauerem Nachsehen den anstehenden Felsen fast Schritt für Schritt verfolgen. Eher liesse sich denken, dass das Willum-Thal einst, als die Seefläche um 250 bis 300 M. höher lag als jetzt, den Abfluss des Sees bis wo jetzt das Thal des Langvand-flusses seine grosse Umbiegung nach Norden macht (vergl. oben), gebildet haben könnte. Aber auch hier liegt die jetzige Wasserscheide mehr als 350 M. über der Seefläche, und anstehender Fels tritt überall zu Tage. Ein 450 M. tiefer, schutterfüllter Abflusskanal ist an dieser Stelle nicht denkbar.

Als die einzige Stelle, wo ein solcher älterer Ablauf denkbar wäre, bleibt also nur das Thal des jetzigen Ablaufsflusses übrig. Schon etwa 10

M. niedriger als die jetzige Seefläche, 70—80 M. höher als der tiefste Seeboden, fängt der Fluss an, Wasserfälle zu bilden, die über anstehenden Fels laufen und von denen sich senkrechte Felsenwälle etwa 50 M. hoch erheben. Oberhalb dieser Wälle trifft man aber das schon erwähnte Terrassenplateau, und die Möglichkeit wäre denkbar, dass hier ein älteres Flussthal von Schutt, z. B. von glazialer Entstehung, ausgefüllt worden wäre. Das ist aber nicht der Fall. Ein solches Thal, das um mit seinem Boden die tiefste Stelle des Sees zu erreichen von dieser Höhe ab eine Tiefe von mindestens 150 M. haben sollte, müsste doch eine obere Breite von wenigstens 3—400 M. besitzen. Ich konnte mich jedoch in mehreren Profilen auf der Nordseite überzeugen, dass es dort keine so breite bedeckte Strecke giebt. Die Südseite habe ich nicht untersucht, aber man kann dort schon aus der Ferne mehrere hundert M. hohe Wasserfälle beobachten, deren Boden überall anstehender Fels ist.

Unter solchen Umständen kann es als bewiesen gelten, dass der Langvandsee ein Felsenbecken ist, dessen Boden mindestens 70 M. unter dem Thalriegel liegt.

Bei einer genetischen Untersuchung müssen wir den Ursachen der Thalbildung und der Beckenbildung getrennt nachforschen, da es ja wahrscheinlich ist, dass das beinahe 1000 M. tiefe Thal für seine Entstehung andere Kräfte in Anspruch genommen hat als das nur etwa 70 M. tiefe Becken.

Die denkbaren Ursachen der Thal- und Beckenbildung lassen sich unter den früher erwähnten drei Gruppen zusammenfassen: eigentliche Erosion, Spaltenverwerfungen und unregelmässige Bewegungen der Erdkruste, die nicht Verwerfungen sind.

Es ist nun in der That deutlich, dass die oberen Teile des Thals direkt durch Erosion, wahrscheinlich durch fliessendes Wasser, gebildet worden sind. Die Erosion folgte einer allerdings sehr flachen Sattellinie und anfangs auch, wie es scheint, der Südseite einer starken Anschwellung der grossen Granitlinse. Neben diesen Ursachen ist wohl auch die Verklüftung für die Richtung und Lage des Thals bestimmend gewesen.

Wie wir oben gesehen haben, sind in der Gegend keine Verwerfungen angetroffen, und es ist überhaupt die wichtigste Seite der vorliegenden Untersuchung, dass sie in einer Gegend angestellt wurde, wo auch diese negative Beobachtung hinreichend gut begründet ist, um gelten zu dürfen. Es ist indessen deutlich, dass gerade dort, wo jetzt der See liegt, eine tiefe und ausgeprägte Verklüftungszone existiert hat, und dass sogar offene Spalten vorgekommen sein können, deuten die Verhältnisse der östlichen Wand an. Sogar wenn eine unbedeutende Verschiebung der Felsenpartien an beiden Seiten dieser Zone stattgefunden hätte, so wäre dieselbe kaum für die Beckenbildung von direkter Bedeutung gewesen, denn dass keine Grabsenkung vorliegt, lehrt uns die Untersuchung sämtlicher Ufer des Sees deutlich.

Dagegen ist es begreiflich, dass die Erosion in allen Formen eben

in dieser Zone der Schwäche grosse Dimensionen annehmen konnte. Durch die Erosion des strömenden Wassers ist das Thal entstanden, aber das Becken konnte, wenn es überhaupt durch Erosion gebildet ist, nur unter Mitwirkung des strömenden Eises entstehen. In der That wird seine Bildung in solcher Weise leicht erklärlich. Die grossartigen Gletscher des Sulitelmakomplexes vereinigten sich an seinem östlichen Ende mit den vielleicht beinahe ebenso grossen, die durch das Balmithal hinströmten, und erst westlich von dem Punkte, wo sie sich vereinigten, ist in dem schon früher existierenden Thale das Becken entstanden.

Die einzige weitere Möglichkeit einer Erklärung findet man in der Annahme unregelmässiger Krustenbewegungen, d. h. entweder eines ganz jungen Faltenauftriebs am westlichen Ende des Sees, oder einer Eindrückung der Gesteine seinen Körper entlang. Für eine solche Annahme könnte die schon erwähnte eigentümliche Muldenform der Gesteinslager, im Längsprofil des Sees betrachtet, sprechen. Die Bewegungen selbst würden eventuell durch die ungleichförmige Eisbelastung hervorgerufen sein. Diese Annahme erscheint deshalb unwahrscheinlich, weil eine solche ganz lokale, nach Osten und Westen plötzlich aufhörende Eindrückung vollständig unerklärlich ist. Aber auch die Annahme eines Faltenauftriebs ist keineswegs wahrscheinlicher. Auch dieser Auftrieb müsste lokal sein, denn in den entsprechenden nördlicher und südlicher belegenen Thälern existieren keine Seen, welche direkt mit dem vorliegenden verglichen werden können, und auch die Existenz einer solchen Flexur 20 Km. von der Thalmündung erscheint ganz unverständlich.

Wenn man also nicht eine Plasticität der Erdkruste annehmen will, wie sie unter ähnlichen Umständen sonst nirgends in demselben Masse bekannt ist, wird man zu der Annahme genötigt, dass das Seebecken am Boden eines früher existierenden Thals durch Erosion mittelst strömenden Gletschereises an einer Stelle gebildet worden ist, wo sich zwei bedeutende Gletscher vereinigten, und wo die Erosion durch starke und tiefgehende Zerklüftung erleichtert wurde.

Wenn die unterseeischen trennenden Rücken aus anstehendem Fels bestehen, wäre für sie dieselbe Erklärung anzunehmen.

Ein Vergleich zwischen der Grösse vom Betrag der Wasser- und der Gletschererosion lässt sich allerdings ausführen, würde aber so unsichere Resultate ergeben, dass wir hier nur auf die topographische Karte verweisen.

Die höheren Gebirgsseen und die östlichen Randseen.

Auf den umgebenden höheren Gebirgsterrassen findet sich eine Unzahl von kleinen Seen, im Gebiete der KJELLSTRÖM'schen Karte nicht weniger als 25, deren Längenausdehnung zwischen 500 und 3500 M. wechselt. Die meisten von ihnen zeigen ganz unregelmässige Begrenzung und sind wahrscheinlich als wenig tiefe Felsenbecken aufzufassen.

Grösseres Interesse bieten die Seen, welche in den höher gelegenen Teilen der bedeutendsten thalförmigen Einsenkungen dieses Gebirgslandes

vorkommen. Leider sind ihre Tiefenverhältnisse an keiner Stelle bekannt, und hier wollen wir nur den Lommijaur-See erwähnen, der sich 580 M. über der Wasseroberfläche des Langvands in der genauen Verlängerung dieses Sees 6 oder, wenn man seine obere, nur 7 M. höher gelegene Fortsetzung mitrechnet, über 10 Km. ausdehnt und eine Breite von über 2 Km. besitzt. Diese im Verhältnis zu der Länge bedeutende Breite ist für die oberen Seen charakteristisch. Wahrscheinlich sind sie auch relativ seichter. Diese Eigenschaften hängen damit zusammen, dass die ganze Thalform dort oben breiter und flacher ist. Nur in engen und scharf begrenzten Thälern konnte das Eis die langen und tiefen Becken aushöhlen, die wir in den Fjorden und den Seen vom Langvand-Typus wiederfinden.

Übrigens sind diese Seen sehr wenig bekannt, und es wäre von grossem Interesse, auch einige von denselben einer näheren Untersuchung unterziehen zu können.

Auf der schwedischen Seite, östlich von der Wasserscheide, sind die Verhältnisse den jetzt beschriebenen in vielen Beziehungen ähnlich. Oben auf dem Gebirgsrücken liegen unregelmässig begrenzte Seen, deren Tiefe bisher in keinem Falle erforscht worden ist. Weiter östlich, wo die Flusstäler besser ausgeprägt werden, machen diese z. Teil einem grossartigen System sehr langer und schmaler Randseen Platz, deren östliches Ende auf einer Strecke von etwa 600 Km. in beinahe gerader Linie liegt. Leider ist die Topographie und Geologie auch der meisten von diesen Seen bisher nicht näher bekannt, aber es scheint, dass sie in dieser Beziehung gern dem Langvandsee ähneln, sowohl an Tiefe als auch daran, dass sie dem Schichtenstreichen folgen oder jedenfalls zu dem Gebirgstechnik in inniger Beziehung stehen. So lange man noch glaubte, dass sie nie sehr tief wären, war man wohl häufig zu der Ansicht geneigt, dass sie durch Gletscherschutt abgedämmt seien, zumal seitdem HÖGBOM dies für einige jämtländische Seen teils bewiesen, teils wahrscheinlich gemacht hatte. Letztere hat AHLENIUS¹ gezeigt, dass einer von diesen Seen, den er untersucht hatte, sogar die Tiefe von über 200 M. erreicht, und damit fällt die auch schon früher zweifelhafte Wahrscheinlichkeit der erwähnten Annahme, als eine allgemeine Erklärung betrachtet. Zur Zeit ist es nicht möglich, die Bildung dieser Seen sicher zu erklären, aber hoffentlich lassen weitere Untersuchungen nicht lange auf sich warten.

Allgemeine Bemerkungen über die westskandinavischen Fjorde.

Fjorde oder Einbuchtungen, welche den Fjorden sehr nahe stehen, findet man längs der ganzen norwegischen Küste sowie noch am nördlichsten Teile der schwedischen Westküste etwa bis Göteborg südlich vom 58:sten Parallelkreis, eine Gesamtstrecke von etwa 2800 Km. Ausserordentlich zahlreich und so gut ausgebildet, dass man eigentlich keinem

¹ In einer Mitteilung, die in dieser Nummer des Bulletins erscheinen soll.

Gebiet vor den anderen den Vorrang einräumen kann, sind sie der ganzen offenen Westküste entlang; dagegen werden sie, wo die Küste nach Osten umbiegt, sowohl im Norden als im Süden weniger zahlreich und hervortretend.

Die auf dieser grossen Strecke auftretenden fjordartigen Bildungen sind von einander ihren Eigenschaften nach häufig sehr verschieden. Bisher ist nie ein Versuch gemacht worden, die Fjorde von wissenschaftlichen Gesichtspunkten aus einzuteilen. Eine solche Einteilung lässt sich auch schwerlich durchführen, ehe man von den Fjorden eine genauere Kenntnis gewinnt, als das sogar in Skandinavien noch der Fall ist. Indessen dürften die folgenden Bemerkungen von Interesse sein, wenn auch nur als eine Anregung zu weiteren Arbeiten.

Durch eigene Reisen kenne ich die Fjorde hauptsächlich nur von der Strecke zwischen dem Trondhjems- und dem Saltenfjord. Für die sonstigen Studien habe ich hauptsächlich die norwegischen¹ Seekarten benutzt. Leider existieren solche Karten bisher nicht gerade für die inneren, interessantesten Teile der meisten grösseren Fjorde, und dieser Mangel lässt sich durch nichts ersetzen. Andererseits sind besonders die neuesten Karten und viele von den Karten der äusseren Schärenzone, die sowohl für den Fischfang als für die Fahrtrafik von grosser Bedeutung ist, für derartige Zwecke vorzüglich.

Zur Einteilung der Fjorde eignet sich die geographische Lage keineswegs als erstes Princip. Fjorde von ganz verschiedenen Typen stossen häufig in derselben Gegend zusammen. Vielmehr muss man schon von Anfang an mehrere verschiedene Einteilungsgründe neben einander benutzen. Wir werden dabei im folgenden sehen, dass die Fjorde ihrer Formenbegrenzung und ihren Tiefenverhältnissen nach aufs innigste sowohl von der Topographie und den Reliefverhältnissen als auch von der geologischen Beschaffenheit ihrer Umgebungen abhängig sind. Von diesen Gesichtspunkten aus könnte man die westskandinavischen Fjordbildungen in folgender Weise einteilen:

A. *Beckenförmige Einsenkungen der untermeerischen Küstentafel.*

B. *Fjorde der Gebirgsgegenden.*

I. *Fjorde der Faltungszone.*

1. *Radialfjorde.*

a) *Das Fjordthal läuft dem Streichen parallel.*

b) » » überquert die Streichrichtung.

c) *Fjorde in massigen Gesteinen.*

2. *Parallelfjorde und -strassen (Kanäle).*

II. *Fjorde in Gegenden mit wenig metamorphosierten, bankförmig lagernden Gesteinen (Finmarkstypus).*

C. *Fjorde des niedrigen Rumpflandes.*

¹ Für die kurze schwedische Strecke die schwedischen.

A. Beckenförmige Einsenkungen der untermeerischen Küstentafel.

Wie allgemein bekannt und ausserdem aus jeder grösseren hydrographischen Karte zu ersehen ist, ist der skandinavischen Halbinsel ein wenig tiefes, unterseeisches Plateau vorgelagert, so dass man den Kontinentalabhang bei einer Tiefe von etwa 300 M. meistens erst in einer Entfernung von 200 Km. oder mehr erreicht; im Süden ist übrigens die ganze Nordsee zwischen Norwegen und Grossbritannien mit den Shetlands-Inseln noch bedeutend seichter. Aber in dieser Tafel haben die Lotungen eine Menge von unterseeischen Becken nachgewiesen, immer in unmittelbarer Nähe der Küstenlinie belegen, deren Entstehung in jeder Beziehung rätselhaft ist. Es ist sehr zweifelhaft, ob man sie mit den Fjordbildungen zusammenstellen soll; da sie aber zuweilen mit diesen bedeutende Analogien zeigen, wollen wir sie hier kurz erwähnen.

Ausser ganz unregelmässigen Einsenkungen, die sich jeder Deutung entziehen, findet man beinahe überall an der norwegischen Küste entlang, wenigstens im Gebiet zwischen dem Sognefjord, d. h. der Gegend, wo die sog. norwegische Rinne die Küste verlässt, und dem Westfjord, in unmittelbarer Nähe der Küste, häufig teilweise zwischen den äussersten Schären, eine unregelmässige, schmale und tiefe Rinne, die hauptsächlich aus einer Reihe voneinander getrennter, meistens länglicher aber sonst sehr unregelmässig begrenzter Becken besteht. Oft liegen mehrere dieser Becken in einer verhältnismässig breiter Zone neben einander. Beispiele von diesen Einsenkungen sieht man z. B. nördlich vom Trondhjemsfjord und ausserhalb der Ranen- und Saltenfjorde; ferner findet man dieselbe Erscheinung, obschon etwas verwickelt, in der (auf der Karte Fig. 4 wiedergegebenen) Gegend von Bredsund¹.

Diese Karte zeigt aber auch eine andere Erscheinung. Die länglichen Rinnen weisen häufig eine Tendenz auf nach aussen abzuzweigen, wobei die Querrinnen oft weniger tief sind. Ferner findet man bei den Fjorden nicht selten deutlich markierte, rinnenförmige Fortsetzungen, die sich meistens mit den Längsrinnen vereinigen, viel seltener aber dieselben überqueren. Das schönste bis jetzt bekannte Beispiel einer solchen unterseeischen Fortsetzung eines Fjords bildet die Bredsundtiefe, die auf der Karte Fig. 4 zu sehen ist. Überhaupt erinnert diese Gegend stark an eine gesenkte Fjordlandschaft; nur sind hier, wie immer, die Gegensätze in den Tiefenverhältnissen viel geringer als in den angrenzenden Fjordgegenden. Insofern erinnern sie allerdings an die Fjorde in Maine und in Bohuslän, die mit der abnehmenden Höhe der Berge seichter werden. Dennoch unterscheiden sich diese Einsenkungen von den echten Fjorden durch ihre häufige Parallelität der Küstenlinie, und wir wollen uns hier jeder Äusserung über ihre Entstehung enthalten, zumal da es vorläufig unmöglich ist, ihre ursprünglichen Formen festzustellen.

¹ Vergl. auch die Karte von CHR. SANDLER in P. M. 1890.

Jedenfalls bildet auch die bis zu 160 Faden tiefe Bredsundrinne keinen flussähnlichen Ablauf der viel tieferen Stor- und Jöringfjorde, da ihre äussere Zunge von einer höchstens nur etwa 55 Fad. oder für die breitere südliche Zunge etwa 95 Faden tiefen Tafel umgeben ist.

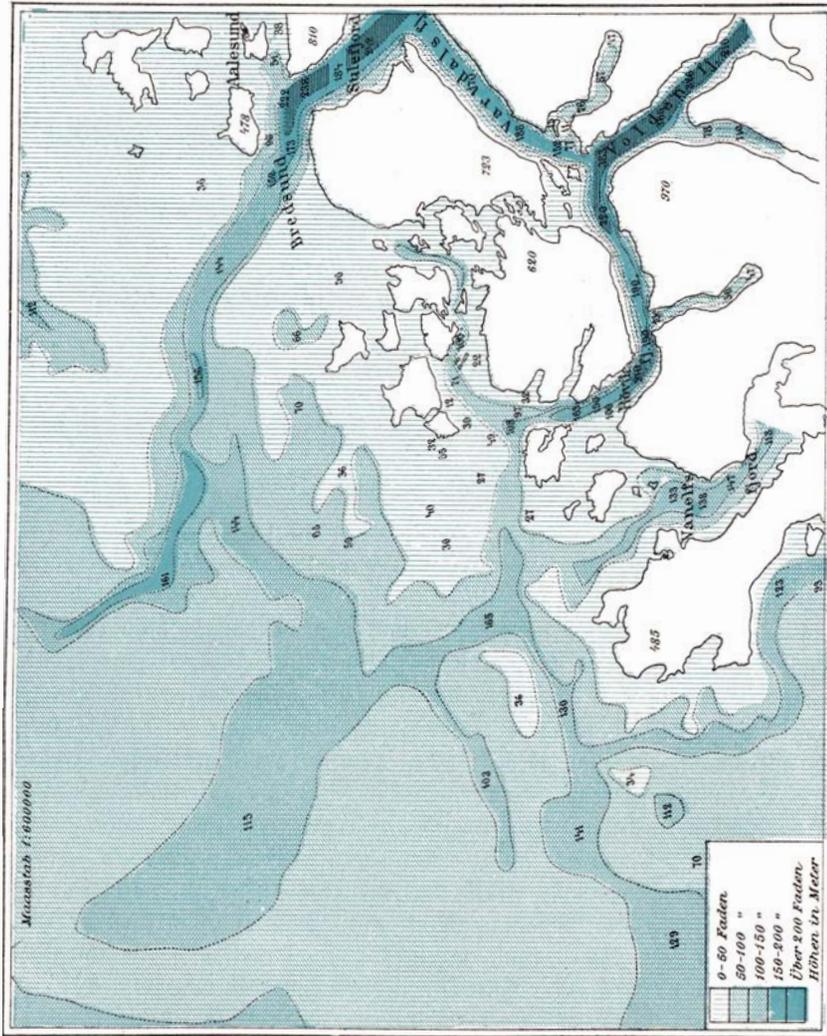


Fig. 4. Die Fjorde und die submarinen Kanäle in der Gegend von der Bredsundtiefe, (Aalesund 62° n. Br., 6° 10' ö. L.)

In diesem Zusammenhang sind auch zwei andere nicht weniger rätselhaftige Bildungen zu erwähnen. Die bekannte »norwegische Rinne«, welche von der Nähe des Kristianiafjords bis nach der Südspitze Norwegens und von dort in NNW-licher Richtung weitere 500 Km. bis nach dem Ende der Nordseetafel verläuft, besitzt über diese ganze Strecke bei einer durchschnittlichen Breite von etwa 100 Km. eine Tiefe, die immer mindestens ein paar Hundert M. grösser ist als die ihrer Umgebungen. Da

ihre innere, ost-westliche Fortsetzung ein tiefes, abgeschlossenes Becken bildet, ist man geneigt, die ganze Rinne, obschon ihr Hauptteil, wie es scheint, kein Becken ist, als einen grossen Fjord erster Ordnung aufzufassen, zu dem alle Fjorde des südlichen Norwegens Nebenfjorde bildeten. Dies sollte jedoch nicht geschehen, so lange keine Beweise dafür vorliegen, dass sie ihre Entstehung ähnlichen Kräften zu verdanken hätte wie die echten Fjorde. An Gletschererosion ist wohl hier unter keinen Umständen zu denken.

Eine gewisse Ähnlichkeit mit der norwegischen Rinne zeigt der Westfjord, der von Süden nach Norden verlaufend die Lofotsinseln vom Festlande trennt und nachher nach Osten umbiegt.

Es wäre möglich, dass alle diese der Küstenlinie parallelen Vertiefungen Reste einer grossen, zur Zeit der Gebirgskettenfaltung durch tektonische Ursachen entstandenen Einsenkung wären. Andererseits muss zugegeben werden, dass sie mit den Fjordkanälen durch Übergänge verbunden sind, obschon sie selbst, der sanfteren Topographie ihrer Umgebungen entsprechend, weniger tief sind.

B. Die Fjorde der Gebirgsgegenden.

I. Fjorde der Faltungszone.

Zu dieser Gruppe gehören beinahe alle norwegischen Fjorde mit Ausnahme von denjenigen der nordöstlichsten Halbinsel. Es sind dies die am schönsten und typischsten ausgebildeten Fjorde, in dieser Beziehung von keinen anderen in der Welt übertroffen und von keinen anderen europäischen erreicht. Sie sind im Verhältnis zu ihrer Länge immer schmal; die Breite wechselt gewöhnlich von dem innersten Ende bis nach der Mündung nur wenig, und auch bedeutende Seitenthäler üben nur geringe Wirkung aus. Besonders sind sie nie trichterförmig. Nur wo mehrere beinahe parallele Fjorde zusammenstossen, nimmt die Breite plötzlich und stark zu, bleibt aber auch nachher fortwährend gleichförmig. Die Tiefe ist fast immer bedeutend; Tiefen von etwa 500 M. findet man in fast allen grösseren Fjorden und in vielen von den kleineren; einige wenige erreichen 7—800 M., und ein einziger, der Sognefjord, der tiefste von allen bekannten Quersfjorden¹ der Welt, etwa 1,240 M. Diese bedeutende Tiefe unterscheidet sie von den ihnen sehr nahe stehenden Bildungen der angrenzenden in Abt. C. beschriebenen Gegenden des Tieflandes (Höhe der Berge 0—100 M., während diese in fast allen norwegischen Fjordgegenden mit Ausnahme von einigen Teilen der Südküste mindestens 250—400 M. erreichen); die etwas abweichenden Fjorde der Gegenden mit annähernd horizontal lagernden Gesteinen sollen unter Gruppe II geschildert werden.

Über die Geologie der hier zu beschreibenden Gegenden habe ich schon oben berichtet².

¹ Vergl. die Angaben über den Messier-Kanal in Westpatagonien weiter unten.

² Vergl. S. 162.

Bekanntlich haben viele Forscher hervorgehoben, dass die Fjorde meistens das Streichen der umgebenden Gesteine ziemlich rechtwinkelig überqueren, und einige haben diese Eigenschaft für ein wesentliches Merkmal sämtlicher Fjorde gehalten. Dies ist aber nicht richtig. Abgesehen davon, dass einige echte Fjorde, wie viele der unten besprochenen Kombinationen und wohl auch die meisten der schottischen Fjorde, typische Längsthäler ausfüllen, sowie davon, dass an allen fjordreichen Längsküsten (Beisp. Norwegen, British Columbia, Patagonien) lange, unterseeische Täler, sei es Meeresstrassen oder Fjorde zweiter Ordnung, welche häufig die quergestellten Fjorde erster Ordnung an Länge übertreffen, der Küste parallel laufen, hat es sich auch sowohl in Norwegen als in anderen Gegenden gezeigt, dass die Fjorde sich in ihrem Verlauf und in ihren Biegungen möglichst genau den Wechselungen des Schichtenstreichens anpassen, so dass sie immer danach streben, so weit als möglich als Längsthäler aufzutreten. Es ergibt sich ferner, dass die Längsfjorde, wenigstens wo sie rein sind, in Form und Reliefverhältnissen deutlich von den Querfjorden abweichen, und eine Einteilung nach diesen Prinzipien ist deshalb ganz angemessen. Viele Fjorde sind aber eben in den Gegenden, wo das Schichtenstreichens die Küstenlinie unter schiefer Winkel trifft, aus mehreren scharf getrennten Teilen zusammengesetzt, die abwechselnd Längsthälern und Querthälern folgen. Wenn sich der Wechsel innerhalb längerer Strecken vollzieht, oder wenn die Bildungen der einen Art die anderen als Nebenfjorde (Fjorde zweiter Ordnung) treffen, kann man sie leicht auseinander halten, was unter anderen Verhältnissen häufig sehr schwer ist.

Als Längsfjorde erweisen sich schon bei flüchtiger Betrachtung viele von den der *Küstenlinie parallelen Meeresstrassen*, welche der norwegischen Westküste entlang häufig äussere Inselgruppen von dem Festlande trennen. Als Beispiele nennen wir den — abgesehen von seiner südlichen Fortsetzung — etwa 70 Km. langen Hjeltefjord W. von Bergen, den sog. Trondhjemsleden sowie auch die Meeresstrasse, an der die Stadt Tromsø liegt. Die Lotungen zeigen uns deutlich die Beckenform, indem Schwellen, deren Lage oft durch emporragende Felseninseln markiert ist, tiefere Teile von einander trennen. Es ist aber charakteristisch, dass diese Tiefen immer geringer sind als in den angrenzenden Radialfjorden, (in der ersterwähnten Strasse nur in der Nähe von der nördlichen Mündung über 300 M., während die inneren Fjorde stellenweise über 600 M. erreichen) was aber doch vielleicht auch hier teilweise damit zusammenhängen könnte, dass die Topographie der Umgebungen in dieser Zone sanfter ist.

Einige Beispiele, wo ausgeprägte Längsfjorde mit Querfjorden kombiniert vorkommen, sollen unten zur Sprache kommen. In anderen Fällen liegen offenbar Strassen der eben beschriebenen Art vor, obschon dieselben durch eine über die Wasserfläche emporragende Schwelle (norwegisch: Eid) in zwei Hälften getrennt werden, an die sich radialgestellte Querfjorde zweiter Ordnung ausschliessen. Als ein ausgezeichnetes Beispiel dient der

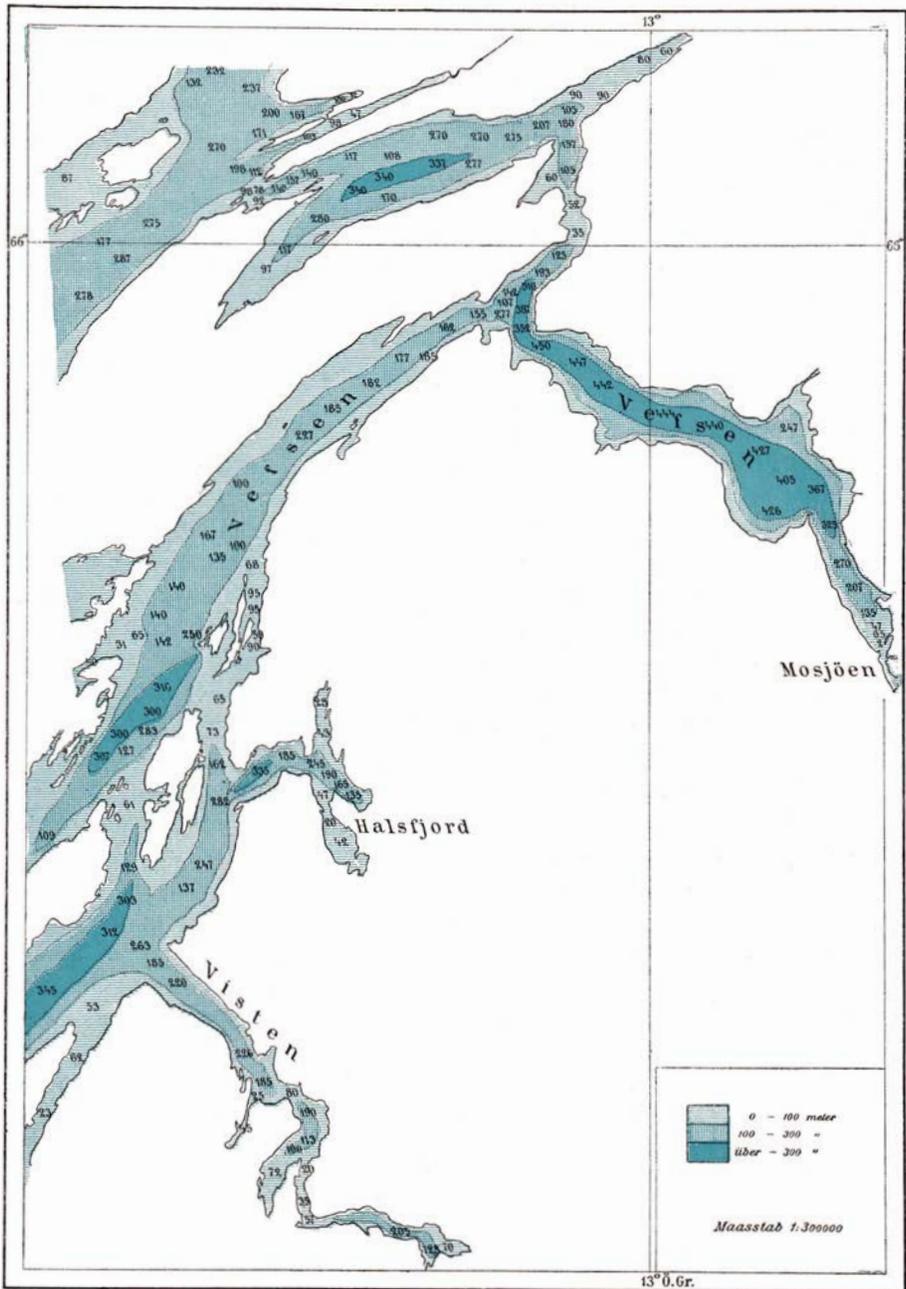


Fig. 5. Karte über die Fjorde und Längsstrassen zwischen Vefsen und Visten.

Folden-Fjord S. von 65° N. Br. Der äussere Teil, beinahe 70 Km., ist ein ausgeprägtes Längsthal, das, von einem kurzen Eid abgebrochen, durch die zusammen beinahe ebenso langen Sör- und Tosenfjorde fortgesetzt wird; seinem inneren Ende schliesst sich aber ein 25 Km. langer Querfjord an. Die grosste Tiefe des Hauptfjords, 556 M., liegt nahe an der Mündung; das innere Thal kenne ich in dieser Beziehung nicht. Ferner führen wir in diesem Zusammenhang die Fjorde und Fjordstrassen S. von Vefsen, zwischen etwa $65^{\circ} 30'$ und 66° Lat., an. Dieselben sind auf der Karte Fig. 5 in kleinem Massstab wiedergegeben. Eine lange Strasse, deren Tiefe meistens zwischen 150 und 200 M. liegt, nur im SW-lichsten Teile nahe der Mündung bis zu 300 M. und sogar 363 M. steigt, nimmt die Fjorde Vefsen (innerer Teil¹), Halsfjord und Visten auf, alle viel tiefer (resp. 450, 385 und 226 M.) als die angrenzenden Teile der Längsstrasse. Der innerste Teil des letzten Querfjords ist ein ausgesprochenes Becken von 205 M. Tiefe, mit einer nur $3\frac{1}{2}$ M. tiefen Schwelle.

An diesen und anderen Beispielen kann man die Unterschiede zwischen den Längs- und Querfjorden in Bezug auf äussere Formbegrenzung studieren. An den ersteren zeigt sich überall, und zwar deutlicher je besser und grösser die Karten sind, eine ausgeprägte Parallelität aller Begrenzungselemente, sowohl was die Fjorde selbst als auch die angrenzenden Inseln, Thäler u. s. w. betrifft, und dies auch über grössere Strecken gesehen. Daraus folgt, dass auch sehr schmale Thäler über lange Strecken geradlinig verlaufen, wie dies ein Vergleich des centralen Foldenfjords mit seinem innersten Teil, sowie viele andere Beispiele, auch auf der Karte Fig. 5, lehren². Die Erscheinung wurde zuerst von RATZEL beschrieben³, von ihm jedoch als eine allgemeine Eigenschaft der Fjorde gedeutet, was mit der gewöhnlichen Definition vom Begriffe Fjord kaum stimmt. Dass diese Längsthäler häufig weniger tief sind als die inneren Radialfjorde, haben wir schon aus mehreren Beispielen gesehen.

Als Gegensatz zu allen diesen der Kontinental- und Küstenlinie parallelen Strassen und Fjorden steht die Gruppe der *Radialfjorde*, die mit ihrem Hauptstamm die Küstenlinie senkrecht oder unter einem steilen Winkel treffen. Auch hier trifft man sowohl Längs- als Querfjorde, während zahlreiche andere doch in ihrer Richtung von dem Schichtenstreichen beeinflusst werden, ohne demselben genau zu folgen. Leider sind die Richtungen des Streichens an der norwegischen Küste meistens nicht hinreichend genau bekannt, um stets eine genaue Prüfung der Fjorde nach dieser Seite hin zu ermöglichen. Ein ausgezeichnetes Beispiel von einer Kombination der beiden erwähnten Klassen bietet der Trondhjemsfjord, der sich übrigens durch die genaue Aufnahme der Topographie und Geologie seiner Umgebungen sowie durch seine ziemlich gut bekannten Tiefenverhältnisse

¹ Der allerinnerste Teil folgt wiederum dem Schichtenstreichen; vergl. die Karte in Vogt, Norsk marmor, Taf. 6.

² Solche lange geradlinige Fjorde trifft man auch dort, wo dieselben einer sehr ausgeprägten Verklüftungsrichtung folgen.

³ Über Fjordbildungen an Binnenseen. P. M. 1880, S. 387.

besonders gut für eine exakte Detailuntersuchung eignen würde. Der innere Teil besteht aus zwei ausgeprägten Längsthälern, verbunden durch eine kurze schmale Querrinne. Das innere von diesen Längsthälern besitzt bei einer Breite von etwa 8 Km. eine Maximaltiefe von 270 M., während die Querstrasse trotz ihren geringen Dimensionen 388 M. erreicht, allerdings in anderen Teilen höher liegt als die tiefsten Stellen des inneren Beckens. Das äussere, breitere Längsthal liegt an seiner tiefsten Stelle 486 M. unter der Wasseroberfläche. Überall zeigen diese Teile schön ausgeprägt die früher besprochene Parallelität aller Elemente, immer genau an die Richtung des Streichens gebunden. Im Gebirgsgrunde selbst zeigen sich jedoch einige



Fig. 6. Der Sörfjord, ein Nebenfjord vom Hardangerfjord. Ein in Gneiss auftretender, der Küstenlinie annähernd paralleler Fjord.

Unregelmässigkeiten, die möglicherweise durch Verwerfungen zu erklären sind. Die äussere, fast senkrecht verlaufende Querrinne ist bedeutend tiefer, bis zu 578 M., und mündet wiederum in eine Längsstrasse, den schon oben erwähnten Trondhjemsleden, die an einer Stelle 400 M., sonst aber nirgends mehr als 250—300 M. erreicht. Eine unterseeische, deutlich ausgeprägte Fortsetzung dieser Rinne bildet zugleich eine Fortsetzung des ganzen Fjordsystems¹.

Von grösseren, echten Längsfjorden erster Ordnung ist mir aus Norwegen kein einziges Beispiel sicher bekannt. Der von BRÖGGER beschriebene Langesundsfjord² mit dem Frierfjord steht diesem Typus nahe,

¹ Vergl. DINSE, a. a. O. S. 233; ferner die geologische Karte von TÖRNEBOHM in K. Svenska Vet.-Akad. Handl. XXVIII (1896).

² W. C. BRÖGGER: Spaltenverwerfungen i. d. Gegend Langesund-Skien. Nyt. Mag. f. Naturv. XXVIII: 253.

ist aber kurz. Der Kristianiafjord ist kein typischer Längsfjord, da seine Umgebungen grossenteils aus massigen Gesteinen bestehen¹; wo aber ältere oder jüngere Gesteine mit ausgeprägter Streichrichtung auftreten, folgt derselben auch gewöhnlich die Richtung des Fjords. Die übrigen, gewöhnlich ganz kurzen Fjorde der norwegischen Südküste treten entweder in granitischen Gesteinen auf, oder sie sind Querfjorde².

Fjorde zweiter Ordnung, die wenigstens annähernd dem Schichtenstreichen folgen, sind zahlreich. Ein Beispiel bietet der etwa 180 M. tiefe Elfsfjord an der Südseite von Ranen³; übrigens dürfte der Ranenfjord selbst zum grossen Teil ein Längsfjord sein. Andere findet man in den Nebenfjorden vom Trondhjemsfjord, Salten und zahlreichen anderen.

Im Gegensatz zu den jetzt beschriebenen Fjordbildungen steht eine grosse Gruppe, die wir schlechthin als Querfjorde bezeichnen wollen, da wenigstens ihr Hauptverlauf gegen das durchschnittliche Schichtenstreichen einen bedeutenden Winkel macht. Sie besitzen alle die für die typischen Fjorde charakteristischen Eigenschaften, und zeigen häufig einen eigentümlichen gewundenen Lauf, dessen Ursachen nur durch genaue Untersuchungen festgestellt werden können. Die äussere Formbegrenzung wechselt bedeutend, und man kann sie deshalb in mehrere in einander übergehende Untergruppen einteilen. Die wichtigste von diesen Untergruppen bilden die langen, schmalen, gewundenen Fjorde, wie z. B. die inneren Fortsetzungen des Bukkenfjords, der Jöringfjord und der Nordalsfjord bei Bredsund, der Tingvoldfjord, die Fjorde zwischen Ranen und Salten und sehr viele andere⁴. Ob die grössten und bekanntesten Fjorde Norwegens, der Nordfjord, der Hardangerfjord und besonders der Sognefjord zu dieser Gruppe zu rechnen sind, ist ohne Einzeluntersuchungen nicht zu entscheiden; bemerkenswert ist die ganz verschiedene Richtung der beiden letzteren, einander doch sehr nahe belegenen Fjorde.

Eine etwas abweichende Gruppe von relativ breiteren Fjorden kommt besonders im nördlichen Norwegen vor; Beispiele sind der oben beschriebene Saltenfjord und auch andere, wie z. B. der Kvænangenfjord, die aber bis jetzt sehr wenig bekannt sind.

Zuletzt kommt eine sehr spärlich vertretene Gruppe von kurzen, breiten Buchten, wie z. B. der Bukkenfjord (Verhältnis zwischen der Länge und der Breite etwa 3 : 1) und der Björnefjord. Die ausgesprochene Beckenform mit grossen Tiefen zeigt, dass sie echte Fjorde sind.

Als eine besondere Gruppe müsste man hier diejenigen Fjorde ausscheiden, welche in ganz ungeschichteten Gesteinen, z. B. in massigen

¹ Vergl. BRÖGGER, Bildungsgeschichte des Kristianiafjords. *Nyt. Mag. for Naturvidensk.* XXX: 99.

² Vergl. z. B. KJERULF og DAHLL, *Geologisk Kart over det søndenfjeldske Norge.*

³ Vergl. die Karte in VOGT: Salten og Ranen, Taf. 6.

⁴ Vielleicht die meisten von diesen Fjorden kommen in Gneissgebieten vor. Dasselbe gilt nach den Übersichtskarten von dem Sörfjord in Hardanger (Fig. 6), einem sehr schön ausgebildeten, der Küstenlinie parallelen Fjord. Leider kenne ich nur ausnahmsweise, wie sich diese Fjorde zu dem Schichtenstreichen verhalten.

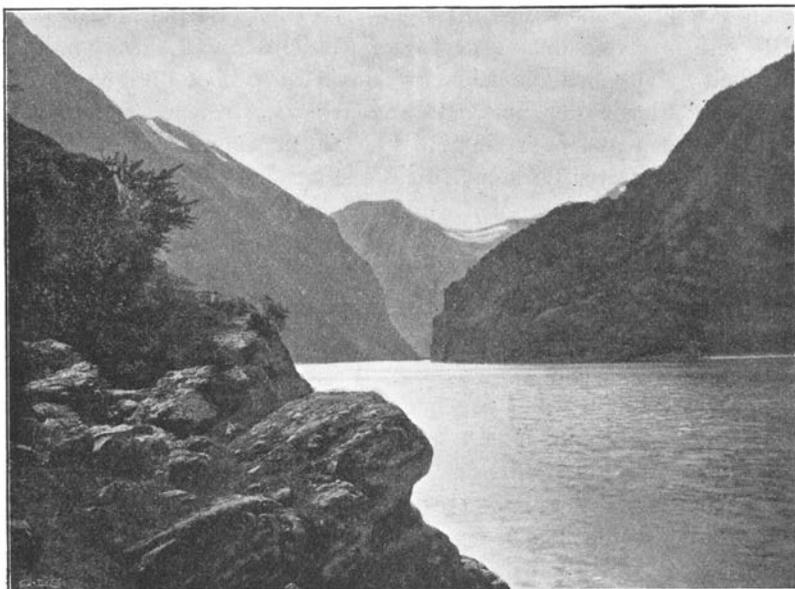


Fig. 7. Partie aus dem Nærøfjord.



Fig. 8. Partie aus der überseeischen Fortsetzung des Nærøfjords.

Eruptivgesteinen, Granit u. s. w., liegen. Soweit man diese Fjorde kennt, sind sie meistens sehr schön ausgebildet, tief, schmal und häufig gewunden, aber mit parallelen Wänden und frei von Inseln. Viele von ihnen sind kurz. Zu ihnen gehören viele von den Fjorden der südlichen und westlichen Lofotsinseln, ferner der bekannte Lysefjord und auch teilweise seine äussere Rinne, der Hölefjord¹, ferner auch der in einem Labradoritfels auftretende, grossartige Nærøfjord an der Südseite des Sognefjords, von dem Fig. 7 ein Bild zeigt².

II. Fjorde der Gegenden mit horizontaler Lagerstellung.

Wenn man eine Karte von Norwegen betrachtet, so wird die ganz abweichende Formenausbildung der an der Nordküste belegenen Fjorde sofort in die Augen fallen, auch wenn man von der vielleicht durch andere Ursachen bedingten trichterförmigen Erweiterung der Mündung des Varangerfjords absieht. Die vier grossen Fjorde, die Porsanger-, Laxe-, Tana- und Varangerfjorde, und im Verhältnis zu ihrer Länge auch die wenig zahlreichen kleinen, sind viel breiter als irgend welche anderen ähnlichen Bildungen in Norwegen; eine durchschnittliche Breite von etwa 15 Km., wie sie z. B. der 70 Km. lange Laxefjord besitzt, kommt bei keinem südnorwegischen Fjord, nicht einmal bei dem Bukkenfjord, vor. Dazu kommen die einfachen Begrenzungslinien, über grosse Strecken mit gar keinen Nebenfjorden, und noch wichtiger die fast vollständige Abwesenheit aller inselabschnürenden, der Küste parallelen Strassen.

Betrachtet man dagegen die Tiefenverhältnisse, so findet man, dass wenigstens der innere Teil des Varangerfjords mit einer Maximaltiefe von 424 M. gegen eine Schwelle 200—250 M. unter der Wasseroberfläche ein abgeschlossenes Becken bildet, und sich somit dadurch, ebenso wie durch die über die ganze Länge gleichförmige Breite³, als ein echter Fjord erweist.

Die geologische Karte zeigt nun, dass eben das Gebiet, wo diese Fjorde liegen, von den Gesteinen der Gaisa-Gruppe gebildet wird, die nach den Beschreibungen von DAHLL und REUSCH aus Sandstein, Konglomerat und Thonschiefer mit Dolomiteinlagerungen, in der unteren Abteilung auch aus Quarzit, Glimmerschiefer und sogar gneissähnlichen Gesteinen bestehen. Meistens befinden sich diese Gesteine in annähernd schwebender Lagerstellung, obschon auch Störungen vorkommen, und es scheint mir zweifelhaft, ob sich das abweichende Aussehen der Fjorde besser durch die annähernde Horizontalität der Gesteine oder durch ihre Tendenz, gleich vielen jüngeren unmetamorphosierten Sedimentgesteinen, in dicken bankförmigen Lagern aufzutreten erklären lässt. — Die nicht sehr zahlreichen, unregelmässigen Verzweigungen in der Halbinsel zwischen dem Tana- und dem

¹ Vergl. die Tiefenkarte in BERGHAUS' Physikal. Atlas Abt. II N:o VIII (Nebenkarte).

² Um auch von den überseeischen Fortsetzungen dieser Fjorde, von denen sonst hier nicht die Rede war, ein Bild vorzuzeigen, wurde die Figur 8 beigelegt, welche die besonders schöne Fortsetzung des Nærøfjords, das Nærøthal, zeigt.

³ Wir sehen hier von der breiten Mündungsbucht ganz ab.

Laxefjord befinden sich alle im Gebiet der älteren, schieferartigen Abteilung, und dass in der That die Beschaffenheit des Untergrundes die Ausbildung der Fjorde bestimmt, lehrt ein Vergleich zwischen der Nord- und Südseite des Varangerfjords. Die letztere wird vom Grundgebirge gebildet, und hier trifft man auch wieder eine Fjordlandschaft, die an die norwegische Westküste erinnert.

Dass die hier beschriebene Ausbildung der Fjorde keine lokal begrenzte und zufällige ist, wird dadurch angedeutet, dass andere Gebiete mit ähnlicher schwebender Gesteinslagerung, so z. B. Island und besonders gewisse Teile von Spitzbergen, in dieser Beziehung eine auffallende Ähnlichkeit mit diesen Gegenden zeigen.

C. Fjorde, die ausserhalb der Gebirgsgegenden gelegen sind.

Eine ganz besondere Abteilung bilden die Fjorde oder doch die den Fjorden sehr ähnlichen Bildungen, welche man als Tieflandsfjorde bezeichnen könnte, wenn nicht die meistens stark accentuierte Topographie ihrer Umgebungen, welche jedoch kaum je die Höhe von 100 M. erreichen, gegen diesen Namen spräche. Ihre Umgegend gehört zu dem stark abra-diirten ostskandinavischen Rumpfbetriebe und wird aus archaischen Gesteinen gebildet. Mit der geringen Höhe ihrer Umgebungen hängt auch, wie gewöhnlich, eine durchschnittlich bedeutend geringere Tiefe zusammen, und dieser Umstand sowie, und zwar in noch höherem Grade, der von derjenigen der typischen Fjorde ganz abweichende Charakter der umgebenden Landschaft haben veranlasst, dass man sie meist nicht als Fjorde anerkannt hat. Man könnte zu dieser Gruppe mehrere der kurzen Fjordbuchten der norwegischen Südküste rechnen, und als typische Beispiele möchte ich einige der Einbuchtungen an der Küste der schwedischen Landschaft Bohuslän anführen. Der Gullmarfjord besitzt eine Länge von über 30 Km., während die Breite nur etwa 1—2 Km. beträgt. Die grösste Tiefe ist 142 M.; an der Mündung findet man 78 M., zwischen diesen Punkten an einer Stelle sogar nur 51 M. Ausserhalb der Küstenlinie erreicht das Meer auf einer breiten Strecke nicht die Tiefe von 40 M. — Der nächste Fjord in südlicher Richtung, der Koljefjord mit dem Byfjord, ist ebenso schmal, aber noch länger. Im innersten Teil findet man 57 M.; dann folgt gegen eine der Küste parallele Strasse eine Schwelle von nur 6 M. Im äusseren Teil findet man Tiefen von bis zu 66 M., welche von dem Meere durch Schwellen getrennt werden, die höher als 25 M. liegen.

Zwischen dem Festlande und den Kosterinseln liegt im nördlichsten Bohuslän eine unterseeische, bis zu 265 M. tiefe Längsrinne, die der Richtung des Streichens der umgebenden Gneissgesteine folgt.

Die angeführten Zahlen zeigen die Fjordähnlichkeit dieser Bildungen. Bei anderen Buchten derselben Gegend sind die Tiefen geringer und die Schwellen fehlen, aber die Erklärung liegt nahe, dass sie hier bei späterer Sedimentation versteckt worden, was natürlich bei diesen nicht sehr tiefen Bildungen leicht denkbar wäre.

Die nahen Beziehungen zwischen der Richtung dieser Fjorde und derjenigen der Kluft- und Spaltensysteme im Gebirgsgrunde der Umgegend wurden zuerst von G. DE GEER hervorgehoben¹.

In diesem Zusammenhang wollen wir schnell einen Blick auf die fjordähnlichen Bildungen an der schwedischen Ostküste werfen. DINSE hat die Verschiedenheit dieser sog. Fjärde von den Fjorden hervorgehoben; doch sind gerade die von ihm gewählten Beispiele aus dem nördlichsten Schweden kaum für diesen Begriff typisch. Ihre schönste Entwicklung erreichen sie etwa zwischen dem nördlichen Småland (57° 30') und der Gegend von Stockholm. Überhaupt ist es wohl kaum richtig, wenn DINSE meint, dass man sie schon durch die äussere Formenbegrenzung von allen echten Fjorden, auch den vom Haupttypus abweichenden, unterscheiden könne. Plötzliche Erweiterungen kommen auch bei Fjorden vor, wenn sich mehrere beinahe parallele Thäler vereinigen (Beisp. Bukkenfjord, Trondhjemfjord), und die seenartigen Erweiterungen mehrerer Fjärde sind häufig eben eine Folge von der geringen Höhe der umgebenden Landschaft, die den überquerenden Strassen eine viel grössere Einwirkung erlaubt.

Der Unterschied den Fjorden gegenüber liegt hauptsächlich in den Tiefenverhältnissen, indem die Fjärde nur selten als abgeschlossene Becken erscheinen. Allerdings kommen Schwellen häufig vor (z. B. in dem in seinem innersten Teil 39 M. tiefen Gamlebyfjärd mehrere ganz seichte Schwellen), aber es lässt sich nicht beweisen, dass sie aus anstehendem Fels bestehen, und das angrenzende Meer ist meistens schon in der Nähe der Küste ebenso tief oder tiefer als die inneren Einsenkungen.

Alle diese Verhältnisse können allerdings von sekundärer Natur sein, aber vorläufig empfiehlt es sich, diese Bildungen, wie auch bisher geschehen ist, den eigentlichen Fjorden als besondere Gruppe an die Seite zu stellen.

II. Über einige Fjorde und Thäler im SO-lichen Alaska.

Im Mai 1898 machte ich von Vancouver durch Puget Sound und die Kanäle von British-Columbia und Alaska die Reise nach Dyea am innersten Ende des Lynn Canals, und von dort über den Chilkoot-Pass nach dem Lindeman-See und ferner dem Yukon-Fluss herunter nach Dawson City. Im September desselben Jahres bin ich denselben Weg mit geringen Veränderungen nach Seattle zurückgegangen. Über einige von den Reiseergebnissen habe ich an anderer Stelle berichtet²; zu eigentlichen Fjordstudien bot sich dagegen wenig Gelegenheit, aber da die betreffenden Gegenden in dieser Beziehung wenig bekannt sind, dürfte doch eine kurze Zusammenstellung von einigen der Beobachtungen nicht alles Interesse entbehren.

¹ Geol. Fören. Förh. XIII (1891): 298.

² American Geologist XXIII (1899): 288; ferner Ymer XIX (1899): 81.

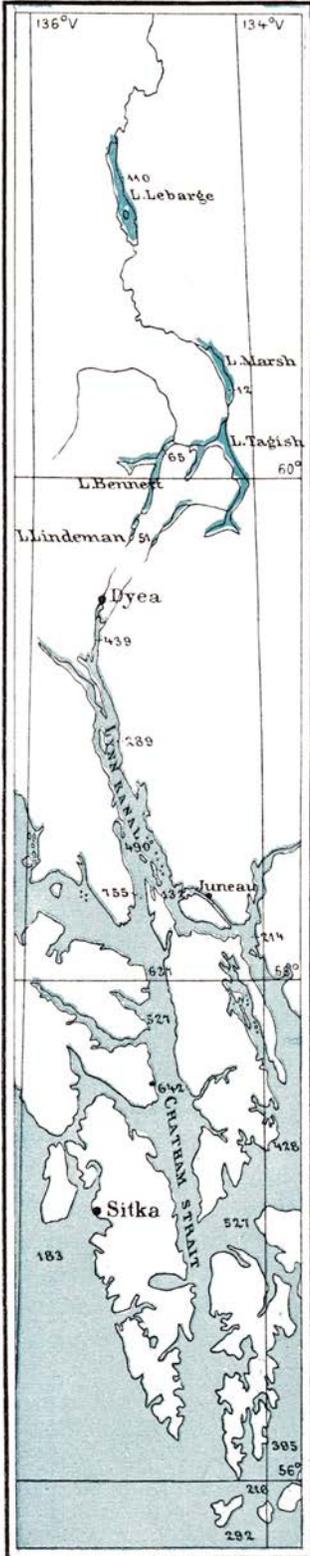


Fig. 9. Karte über das Fjordssystem von Chatham Strait mit Lynn Kanal und dem oberen Yukonthal.

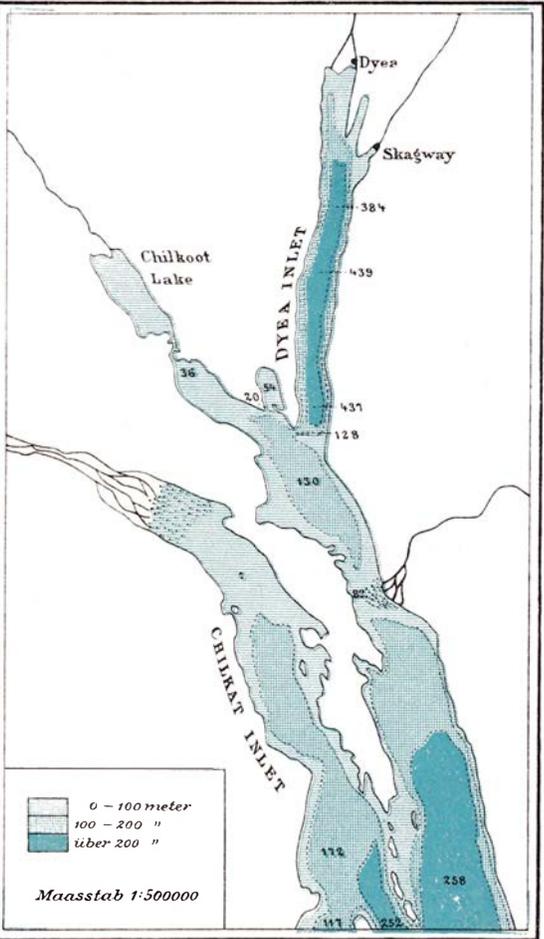


Fig. 10. Karte über den inneren Teil von Lynn Kanal.

sten der Welt; solche Fjorde wie z. B. der Portland Kanal werden kaum weder an Länge noch an grossartiger oder typischer Ausbildung übertroffen, und dasselbe gilt sogar schon von den südlichsten Repräsentanten, wie z. B. Jarvis Inlet.

¹ Vergl. die Karte Fig. 11 unten.

Wir verdanken DINSE¹ einige kurze Zusammenstellungen über die Geologie und Topographie jener Gegenden sowie über die Tiefe und Schwelenhöhe einzelner Fjorde. Über diese südlichen Gegenden beschränke ich mich deshalb auf einige wenige Bemerkungen. Von der Juan de Fuca-Strasse bis nach Dixon Entrance, eine Strecke von etwa 700 Km., ist zwischen dem Kontinent und einer äusseren Inselkette ein breites Centralthal vom Meere überflutet. Ausser durch die beiden erwähnten Strassen steht dies Thal zwischen der Vancouver-Insel und der Königin Charlotte-Gruppe durch eine über 200 Km. breite Öffnung mit dem Meere in Verbindung. Seine Breite steigt bis zu 130 Km., beträgt aber im Süden in der Georgia-Strasse nur etwa 20—30 Km., und in dem Discovery Passage nähert sich die Vancouver-Insel dem Festland bis zu einer Entfernung von nur etwa 2 Km. Eine ähnliche, dieses innere Centralthal an Grösse erreichende Erscheinung findet sich sonst nirgends, aber sie entspricht ziemlich dem nördlichen Anfang der westpatagonischen Kanäle, dem Canal de Chacao zwischen der Insel Chiloe und dem Festlande, der übrigens in dem grossen chilenischen Centralthal seine natürliche Fortsetzung findet. In Norwegen könnte höchstens der Westfjord oder die unterseeische Tief Rinne mit diesem Centralthal verglichen werden, obschon die Bildungsweise dort wahrscheinlich eine andere ist. Dagegen ist die von diesem Längsthal begrenzte innere Küste des britisch-columbischen Festlandes der norwegischen ganz ähnlich: man findet dasselbe Netzwerk von langen Quersfjorden, die nach aussen zu häufig in ebenso schmale Längsthäler übergehen, ganz wie z. B. der Trondhjemsfjord in Trondhjemsleden, und dabei zahlreiche kleine Inseln vom Festlande abtrennen, allerdings bei weitem nicht in solcher Menge wie in Norwegen. Auch die Westküste der Vancouver-Insel ist reich an Fjorden, aber die Inselabschnürung ist hier noch weniger weit gediehen. Dagegen fehlen Fjorde beinahe vollständig an der inneren, östlichen Küste derselben, im schärfsten Gegensatz zu der Chiloe-Insel, die an ihrer inneren Seite mehrere fjordähnliche Buchten trägt, während solche an der entsprechenden Festlandsküste sowie auf der dem Meere zugewandten Seite der Insel fehlen oder doch zurücktreten. In wie weit dies von abweichenden geologischen Verhältnissen abhängt, mag dahingestellt werden; in beiden Gebieten kommen neben älteren, massigen oder metamorphischen Gesteinen auch junge Sedimente der Kreide- und Tertiärformationen vor, die, wie es scheint, für die Ausbildung von Fjorden ungünstig sind.

Auffallend ist, dass in der Nähe der erwähnten Enge zwischen der Vancouver-Insel und dem Festlande der nördlich und der südlich liegende breitere Teil der Strasse beide in solcher Beziehung zu gegen einander landeinwärts konvergierenden Fjorden stehen, dass es den Anschein hat, als ob sie in ihnen ihren eigentlichen Anfang fänden.

Erst nördlich von Dixon Entrance in 55° n. Br. beginnen die eigentlichen Kanäle, den patagonischen vollständig entsprechend. Es sind

¹ A. a. O. S. 202, 217, 258.

der Küstenlinie parallele Strassen, gewöhnlich zwei oder mehrere neben einander, von bedeutender Länge und wenig gewundenem Verlauf, mit einer ihrer Länge entsprechenden Breite, die aber gegen diejenige des obenerwähnten Centralthals stark zurücksteht. Wo einer von diesen Kanälen endet, steht er gewöhnlich durch ein kurzes Querthal mit einem anderen ganz ähnlichen und in derselben Richtung sich ausdehnenden Längsthal in Verbindung. Dies geschieht jedoch nicht unvermittelt, sondern in derselben weichen Weise wie auch die Flüsse dieser Gegend häufig aus einem Längsthal in ein anderes übergehen. Auf diese Weise steht ein inneres System von Kanälen, das mit der Clarence-Strasse anfängt, durch Frederick Sound mit einem äusseren nördlicheren in Verbindung. Ersteres liegt genau in der Fortsetzung der inneren, das Centralthal begrenzenden Festlandsküste, letzteres mehr in der Richtung der Westküste der Königin Charlotte-Inseln, wo die Küste ihre grosse Biegung nach Westen macht. Nach Norden zu konvergieren beide Systeme gegen einander.

Keiner von den grösseren Seitenfjorden verläuft senkrecht gegen diese Kanäle und die Küstenlinie, sondern sie schlagen allmählich eine südliche Richtung ein und gehen in Kanäle über. Dies ist ein Unterschied im Vergleich zu Patagonien, wo an mehreren Stellen Systeme von typischen, wenn auch häufig kurzen Querfjorden quer durch die äussere Inselkette hindurch ihre Fortsetzungen finden.

Dass in anderen Beziehungen die quergestellten Fjorde auch hier im Norden typisch entwickelt sind, zeigt uns z. B. der etwa 20 Km. lange, 1—2 Km. breite Endicott Arm (in $57^{\circ} 30'$ n. Br.), dessen innerster Teil eine Tiefe von 201 Faden (367 M.) aufweist und durch eine 72 F. tiefe Schwelle von einem äusseren Becken abgesperrt wird, wo die grösste Tiefe 178 F. beträgt. An der Mündung des Fjords liegt eine nur 51 F. tiefe Schwelle, von welcher in dem breiten Stephens-Kanal der Boden steil bis zu 190 Faden fällt¹.

Es ist das westliche von den beiden erwähnten Kanalsystemen nebst seiner Fortsetzung nach Norden, das wir hier etwas näher betrachten wollen.

Der Hauptkanal, die Chatham-Strasse, fängt etwa bei 56° n. Br. an und zieht sich mit einer gleichbleibenden Breite von etwa 10—12 Km. in einer Richtung nach $N 10^{\circ} W$ hin. Anfangs wird er vom Meere nur durch die schmale Baranoff-Insel getrennt, aber wo er zum letzten Mal mit jenem in Verbindung steht, bei $58^{\circ} 10'$, ist die Entfernung schon über 100 Km. Die Verbindung wird durch die südliche Fortsetzung des grossen Längstjords Glacier Bay vermittelt, aber dieser übt auf die überseeische Form des Kanals ebensowenig wie einige andere bedeutende, von rechts und links mündende Fjorde und Meeresstrassen irgend welche Einwirkung aus. Mit unveränderter Breite und ähnlichem Charakter, nur mit einer sehr schwa-

¹ Eine mit allerdings unvollständigen Tiefenangaben versehene Karte des inneren Teils der Chatham-Strasse findet sich in BECKER, Gold Fields of Alaska, U. S. Geol. Surv. 18th ann. Rep. S. 60. Vergl. auch die Kartenskizzen S. 196.

chen Umbiegung nach Westen setzt sich dieser in dem Lynn Kanal fort, der zuletzt von einer Halbinsel in zwei schmalere Buchten geteilt wird. Dieselben enden bei $59^{\circ} 15'$, und nur die östliche setzt sich durch eine schmale, typisch fjordähnliche Rinne, Dyea Inlet, weitere 35 Km. fort.

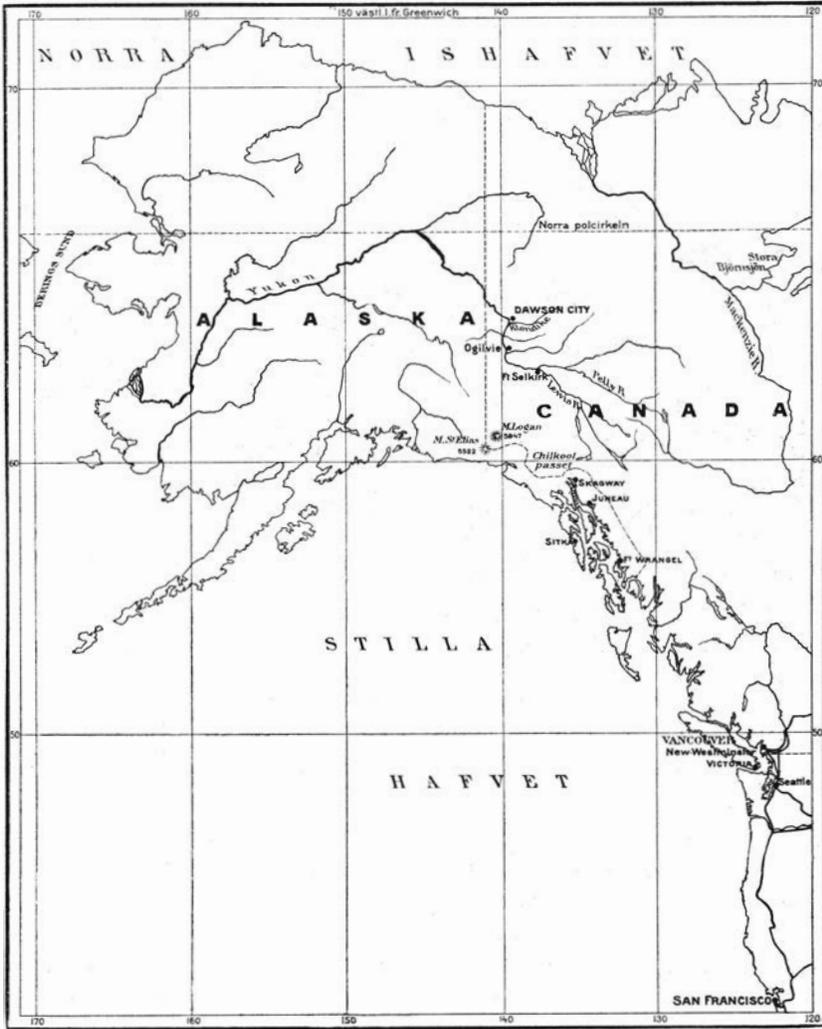


Fig. 11. Übersichtskarte über das NW-liche Nordamerika.

(Vergl. die Karten Fig. 9 und 10). Wie sich das überseeische Thal weiter nördlich verhält, werden wir unten sehen.

Die ganze Wasserstrasse besitzt in beinahe gerader Linie eine Länge von 350—380 Km. Von den echten Fjorden unterscheidet sie sich allerdings dadurch, dass sie gegen die Küstenlinie nicht radial verläuft; viel-

mehr bildet sie dadurch, dass sie gegen dieselbe einen Winkel von etwa 45° macht, einen Übergang zu dem eigentlichen Kanaltypus. Rechnet man sie jedoch zu den Fjordbildungen, so ist sie die grossartigste Bildung ihrer Art in der Welt, mit der höchstens nur einige komplizierte Bildungen im Magellansarchipel verglichen werden können.

Die Tiefenverhältnisse dieser Wasserstrassen sind leider nur teilweise gut bekannt. Wir wissen sogar nicht sicher, ob diese nördlichen Fjorde und Kanäle von dem offenen Meere durch Schwellen einer oder der anderen Art abgesperrt sind, was aber aus den wenigen vorliegenden Lotungen wahrscheinlich gemacht wird. Jedenfalls ist es sicher, dass ihre

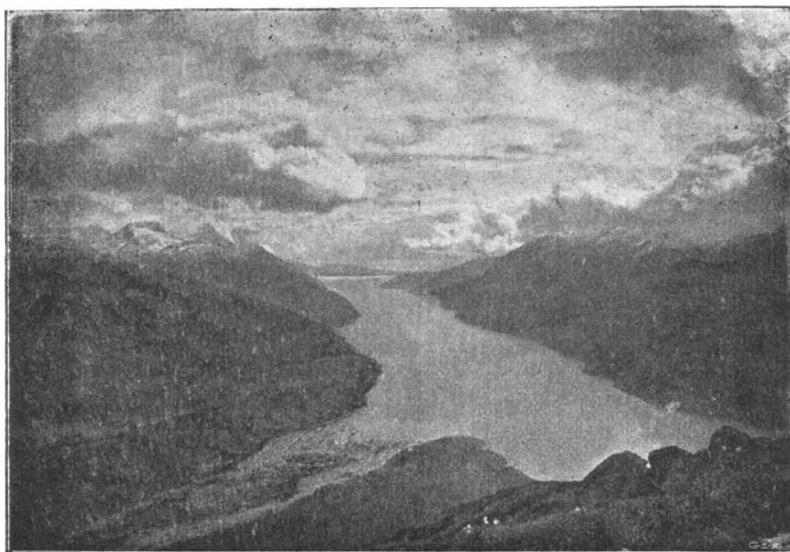


Fig. 12. Ansicht von Dyea Inlet, einem in Granit auftretenden Fjord, mit dem Skagway-Thal.

inneren Teile abgeschlossene Becken bilden, wie uns auch die Karten S. 196 zeigen. Eine von den bedeutenderen Tiefen der Chatham Strasse trifft man mit 351 Faden (642 M.) bei $57^\circ 30'$; es ist sehr unwahrscheinlich, dass ihre Mündung so tief liegt als 250 Faden. Weiter nördlich zeigen zahlreiche Messungen an der Mündung des Lynn Kanals eine Tiefe zwischen 250—350 F. (an einem Punkt wird jedoch 428 F. angegeben), während dieselbe noch weiter nördlich steigt und bei $58^\circ 20'$ zwischen 376 und 413 Faden (688—756 M.) wechselt. Dann wird sie wieder allmählich geringer und sinkt nördlich von 59° nie tiefer als bis zu 150 F. An einer Stelle liegt sogar eine Schwelle von nur 43 F. (78 M.), und wenn auch diese teilweise durch das Delta des Katsehin-Flusses bedingt wird, so ist doch auch sonst bis nach der Mündung von Dyea Inlet die Strasse überall seichter als 70 F.

Im Gegensatz zu diesen geringen Wechselungen steht die letzt-erwähnte, 24 Km. lange und und 2,5 Km. breite Bucht selbst; durch ihre

unterseeischen Formen ebenso wie durch die oberseeischen erweist sie sich als ein echter Fjord. Von der Eingangsschwelle sinkt die Tiefe schnell bis zu 240 Faden (439 M.) und bleibt dann in einer Strecke von etwa 10 Km. beinahe konstant, um nachher in 3—4 Km. bis zum Niveau der überseeischen Thalsohle zu steigen.

Von der Geologie dieser Gegenden weiss man nur, dass sowohl metamorphische als massige Gesteine, und zwar sowohl saure als basische, hier vorkommen. Soweit man kennt, sind dieselben alle von mesozoischem Alter. Am inneren Ende des Lynn Kanals und besonders in der Umgegend des Dyea Inlet besteht der Untergrund überall aus einem jungen

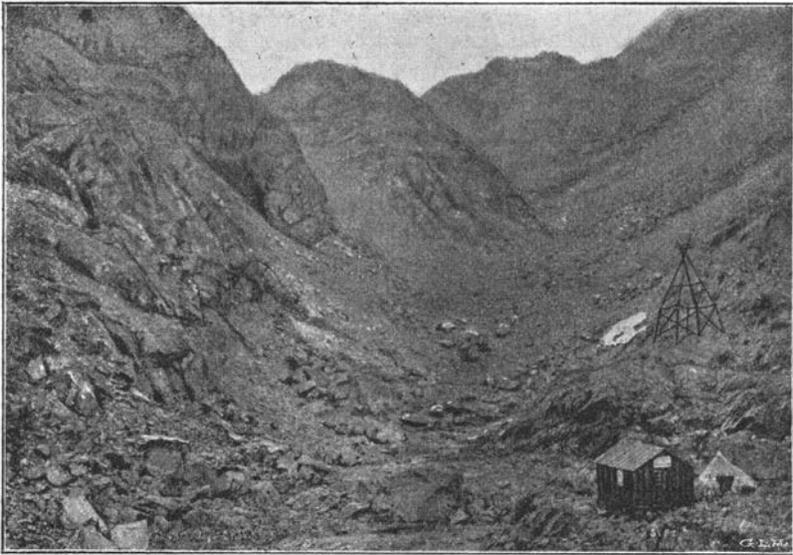


Fig. 13. Der Anstieg zum Chilkoot-Pass vom Süden gesehen.

Granit, den man auch weiter nördlich verfolgen kann. Von Verwerfungen sind keine Spuren nachgewiesen, aber weitere Untersuchungen sind vonnöten, um diese Fragen und die näheren Beziehungen zwischen der Richtung und Lage der Fjorde und der Tectonik der Gesteine festzustellen.

Von Dyea Inlet setzt sich das Thal mit unveränderter Richtung überseeisch fort. Die Breite ist anfangs dieselbe wie früher, der Thalboden flach und zu unbestimmter Tiefe zuerst aus Sand, dann aus Geröll bestehend. Aber schon in einer Entfernung von etwa 12 Km. endet das Thal gegen einen stufenähnlichen Abhang, der vom Flusse in einem tiefen Canyon durchbrochen wird, während passierende Leute ihn erklettern müssen, um die höhere Stufe zu erreichen. Hier läuft wieder der Fluss in einem schön U-förmigen Thal mit überall sichtbarem Felsenboden. Der Boden steigt indessen allmählich immer höher, und zuletzt steht man nur 20 Km. vom Meeresufer wieder vor einem etwa 200 M. hohen, steilen Abhang.

Über seiner Spitze läuft in einer Höhe von etwa 1000 M. der in der Geschichte des Klondikegebietes berühmte Chilkoot-Pass (Vergl. Fig. 13). Derselbe bildet die Wasserscheide zwischen dem eigentlichen Stillen Ocean und dem Berings Meer.

Auch nördlich vom Passpunkte folgt ein steiler Abhang, aber nur über eine sehr kurze Strecke; dann ist von dem sog. Krater-See aus im Gegensatz zu dem steilen Aufstieg der Abstieg ein sehr allmählicher, was schon daraus hervorgeht, dass die Entfernung von dem Meere den Fluss entlang über 4000 Km., und auch in gerader nördlicher Richtung über 1000 Km. beträgt.

Schon wenige Kilometer von der Passhöhe fängt eine lange, später beinahe unabgebrochene Kette von Gebirgsseen an. Der erste von den grösseren ist der Langensee (Long Lake), von 4 Km. Länge, dann folgen der Lindeman-See (7 Km.) und der Bennett-See (35 Km.), dessen unteres Ende durch ein Querthal (Nares-See und den oberen Teil des Tagish-Sees) mit einem Parallelthal verbunden ist, wo der Tagish-See weitere 12 Km. fortsetzt und durch einen kurzen Strom mit dem Marsh-See (etwa 30 Km.) verbunden ist. Hier endet anscheinend das hier erwähnte Parallelthal; der bedeutende Lewes-Fluss, der Hauptarm des Yukon-Stromes, biegt nach Westen um, gelangt aber bald wieder in ein nord-südliches Thal, eine typische Fortsetzung von der Einsenkung des Bennett-Sees, und hier trifft man bald nachher den letzten und zugleich grössten von diesen Gebirgsseen, den Lebarge-See (Länge etwa 50 Km., grösste Breite 7 Km.), und noch von seinem Ende, in $61^{\circ} 30'$ n. Br., 600 Km. von der Südspitze der Baranof-Insel, kann man dies grossartigste aller Querthäler seiner Art eine kurze Strecke überseeisch verfolgen.

Ganz wie in den Kanälen der Küstenzone ist auch hier die Ausbildung mehrerer nebeneinander liegenden parallelen Thäler bemerkenswert. Ein solches geht von dem Dyea Inlet, nur ein Paar Km. S. von Dyea, aus; an seiner Mündung liegt die Stadt Skagway. Der Passpunkt (White Pass) liegt nur etwa 8 Km. O. vom Chilkoot-Pass, ist aber bedeutend niedriger, weshalb die Eisenbahn hierher verlegt wurde. Sonst sind die Terrainverhältnisse den oben beschriebenen ganz ähnlich. Es folgt eine lange Seenkette (Summit Lake, Bernard Lake und der bedeutende Tutshi-See). Von letzterem geht ein kurzes Thal nach dem Windy Arm über, der das schon erwähnte Querthal zwischen Bennett und Tagish etwa in der Mitte trifft.

Ein anderes solches Thal haben wir schon gesehen: dasjenige, wo der untere Teil des Tagish-Sees sowie der Marsh-See liegen, und das, wie oben erwähnt, durch Querstrassen mit dem westlicheren Hauptthal verbunden ist. Nach Süden setzt es sich durch den mindestens 60 Km. langen Taku Arm fort.

Es ist sehr interessant, die sperrenden Riegel zwischen den Seen sowie die überseeischen Thäler in der Fortsetzung der letzteren zu betrachten. Am Fusse des Long Lake liegt eine bedeutende Gebirgshöhe, die von

dem Fluss in einem tiefen, unpassierbaren Kluffthal durchbrochen wird. Dass hier der See ein Felsenbecken ist, lässt sich wohl nicht bezweifeln. Die Lindeman- und Bennet-Seen bilden zusammen nur ein Becken, das durch einen sperrenden Wall von glazialen Sand geteilt wird. Ob dabei auch eine Felsenschwelle vorliegt, oder ob sich Moränenmaterial beteiligt, war nicht zu entscheiden.

Wie erwähnt, setzt sich das Thal, wo der Lebarge-See endet, in gerader Linie nach Norden fort, während der Fluss eine Biegung nach Osten



Fig. 14. Der Lindeman-See, der oberste von den grösseren Gebirgsseen des Yukonthals.

macht, um in ein tiefes, aber viel weniger breites und in jeder anderen Beziehung weniger ausgeprägtes Thal hineinzutreten. Das erstere Thal ist flach und mit mächtigen Massen von feinem Sand ganz angefüllt. Auch in dem jetzigen Flussthal findet sich ein ähnlicher Sand in naher Verbindung mit

¹ Es wäre interessant, die Ursachen zu kennen, welche zu der Entstehung dieser "Canyons" an beiden Seiten von der Passhöhe Anlass gegeben haben. Selbst kenne ich näher nur das nördliche Kluffthal. Das Gestein an seinen Abhängen zeigt eine starke, auch chemische Verwitterung. Da es kaum wahrscheinlich ist, dass eine solche unter den jetzigen klimatischen Verhältnissen an einem so belegenen Ort seit der Gletscherzeit stattgefunden haben könnte, halte ich es für denkbar, dass die Thäler Reste der präglazialen Topographie darstellen, die später vom Eise selbst konserviert worden, während das Eis gleichzeitig durch seine Bewegung in den oberen, jetzt z. Teil seenerfüllten Thälern sein Bett tiefer verlegte.

Geröll und glazialen Moränenthon, in welchem letzteren das Flussbett eingegraben ist.

Die topographischen Gegensätze sind in der Gegend des Lebarge-Sees nicht sehr scharf, und die Berge erreichen in seiner Umgegend nur eine Höhe von bis zu etwa 600 M. über seiner Wasserfläche. Bei dem Marsh-See sind schon die Gebirge bedeutend höher, aber man trifft sie erst in einer ziemlich bedeutenden Entfernung vom Ufer. Dagegen sind alle die oberen Seen bis nach dem Fuss des Bennett-Sees echte Gebirgsseen, deren Abhänge sich mit steilen Neigungswinkeln beinahe U-förmig 1,000 M. und mehr erheben (Vergl. das Bild Fig. 14).

Besonders schwierig ist es, die Entstehung des Lebarge-Sees zu erklären. Von Verwerfungen sind bisher in dieser Gegend keine Spuren nachgewiesen. Der Gebirgsgrund besteht auf der Ostseite des Sees aus Kalkstein nebst Grauwacken und dunkelfarbigem Schiefergesteinen; an der Westseite ist Kalkstein bisher nicht beobachtet, aber man findet dieselben Schiefer, mit Grauwacken und Konglomeraten verbunden. Das Streichen ist beinahe N-S, die Lage fast vertikal. Im Gebiet des Seenbeckens kann man den Gebirgsgrund auf der Richthofen-Insel beobachten; es sind dieselben Gesteine, stark gequetscht und mit mehr westlichem Streichen. — Dass glaziale Sandmassen das Thal abgesperrt und das Wasser gezwungen hätten, sich einen neuen Auslauf zu suchen, ist kaum denkbar, da auch das jetzige Thal von Moränen gefüllt und somit präglazial ist. Auch spricht dagegen die Tiefe, die an einer Stelle zu 110 M. gemessen wurde, was doch nur ein Minimum ist. Gegen einen Faltenauftrieb des vorliegenden Gebirgsgrundes spricht die isolierte Lage des Sees, obschon man allerdings zu einem solchen darin eine Ursache finden könnte, dass eben hier der einstige Yukongletscher zum letzten Mal mit ziemlich bedeutender Masse und Breite aufgetreten ist. Dass Eiserosion in der Umgegend des Sees grosse Einwirkung gehabt hat, ist auffallend; dass er aber direkt durch Eiserosion entstanden wäre, lässt sich nicht nachweisen.

Sehr bemerkenswert ist auch die Verbindung der Längsthäler mit den schon erwähnten, z. Teil wassergefüllten Querthälern, besonders wegen der Analogie mit den Kanälen und Querfjorden, wie sie eben an dieser Küste in besonders starker Entwicklung auftreten.

Dagegen sind die oberen Seen mehr typisch ausgebildet. Wo sie in den Hochgebirgsgegenden liegen, sind sie tief (die wenigen Messungen ergaben als höchste Tiefe im Lindeman-See 51 M., im Bennett-See 65 M.), während der Marsh-See ganz seicht ist. Die eigentlichen Gebirgsseen, viel zahlreicher als sie bis jetzt auf den Karten verzeichnet sind, enden alle einer sehr regelmässig verlaufenden Linie entlang am Fuss der Hochgebirge; hier sind die Gletscher lange stehen geblieben, während sich ihre unteren Thäler mit Schutt angefüllt haben. Nur die bedeutenderen Gletscher sind etwas weiter vorne gerückt: ihre Seen erstrecken sich etwas weiter nach Norden. Für die Schwellen aus anstehendem Gestein, die

unzweifelhaft zuweilen vorkommen, lassen sich mehrere Erklärungen denken¹.

Die Beziehungen, welche in den südlicheren Gegenden dieser Küste zwischen den Fjorden und den auf der Innerseite der Passhöhe vorkommenden Seen² bestehen, können hier wegen Mangel an Material nicht näher betrachtet werden.

Von besonderem Interesse für die Kenntnis von dem Wesen der Fjordbildung sind dagegen die Gegenden westlich von den jetzt beschriebenen, d. h. die ganze südliche Alaskaküste. Unmittelbar westlich vom Lynn Kanal liegt der ziemlich breite Glacier Bay, wo nebst mehreren anderen auch der bekannte Muir Gletscher bis ins Meer hinabreicht. An ihrem inneren Ende teilt sich die Bucht in mehrere Zweige, von denen besonders Rendu Inlet an Form und Ausdehnung an Dyea Inlet erinnert. Die Tiefenangaben sind aber zu wenig zahlreich, als dass man dessen Stellung zu den echten Fjorden beurteilen könnte³.

Westlich von diesem Punkte existieren über eine Strecke von etwa 450 Km. gar keine fjordähnlichen Bildungen. An das Hochgebirge schliesst sich hier ein niedriges Tafelland an, das teilweise von den grössten Eisfeldern, die ausserhalb der Polargebiete existieren (Malaspina und Bering Gletscher), bedeckt wird, und sich auch als eine seichte unterseeische Terrasse ins Meer hinaus erstreckt. Dass diese Tafel irgendwie mit der Abwesenheit der Fjorde zusammenhängt, ist nicht zu bezweifeln. Grosse Eismassen haben hier jedenfalls existiert, vielleicht war aber ihre Bewegung immer sehr langsam.

Westlich von der 145. Parallele gelangt man allmählich in Gegenden, wo Gletscher in der Jetztzeit fehlen oder zurücktreten, und die auch nach allen Beobachtungen zu urteilen nie von einem zusammenhängenden Landeis bedeckt waren. Damit hängt zusammen, dass die Fjordbildung hier im Vergleich zu den früher beschriebenen Küsten so ausserordentlich an Bedeutung zurücktritt. Grössere Buchten, wie Cook Inlet, sind keine Fjorde⁴. Dagegen finden sich zahlreiche kürzere Buchten von typisch fjordähnlichem Aussehen, besonders auf den grösseren von den südlichsten Inseln, in erster Linie Kadiak. Die Tiefenmessungen sind zwar sehr unvollständig, aber wenigstens einige erweisen sich auch unterseeisch als echte

¹ Für eine nähere Beschreibung der in den Thälern vorkommenden Sandterrassen sowie für die Erörterung von dem Ursprung der Seenbildungen, vergl. meine oben angeführte Mitteilung in *Americ. Geologist*, sowie die dort citierten Werke von DAWSON, RUSSELL und SPURR.

² Dieselben scheinen merkwürdigerweise zu bedeutendem Teil der Gebirgskette parallel zu verlaufen; so besonders schön im Kootenai Distrikt in British Columbia.

³ Einige Tiefenangaben findet man auf der Karte von FIELDING REID, U. S. Geol. Survey, 16th ann. Rep. 1894-95, I: 421. — Die Tiefe unmittelbar am Fuss der Gletscherwand wird in mehreren von den Fjordbuchten auf etwa 100 Faden angesetzt.

⁴ Eine Karte mit Tiefenangaben über diese Gegend findet sich in der oben citierten Arbeit von G. F. BECKER, S. 80.

Fjorde¹. Man wird unmittelbar schliessen können, dass diese Bildungen mit der früheren Existenz lokaler Gletscher zusammenhängen; die Tatsache, dass solche Gletscher noch heute vorhanden sind² oder dass deren einstige Existenz durch den Fund von Schrammen oder geschrammten Steinen erwiesen wird³, macht jedenfalls diese Vermutung sehr wahrscheinlich.

An der Küste der Bering See sowie an der Eismeerküste fehlen alle Fjordbildungen. Erstens ist das Land hier meistens niedrig, und ferner darf es wohl als nachgewiesen gelten, dass es niemals vom Eis bedeckt war.

Immerhin wäre theoretisch ein näheres Studium der Küstenumrisse eben dieser fjordarmen und fjordfreien Gebiete sowie ihrer über- und unterseeischen Topographie von höchster Bedeutung, besonders wenn dabei auch ein Vergleich mit den angrenzenden Gegenden von Sibirien und Kamtschatka möglich wäre.

III. Kurze Übersicht der sonstigen wichtigeren Fjordgebiete.

Als eine Ergänzung zu den oben gegebenen Beschreibungen sollen hier einige andere wichtige Fjordgebiete kurz zur Sprache kommen, die ich aber entweder an anderer Stelle ausführlicher beschreiben werde, oder aus eigener Anschauung nicht kenne.

1. Westpatagonien und das Feuerland. Das dritte von den grossen kontinentalen Fjordgebieten schliesst sich dem Westabhang des südlichen Teiles von den südamerikanischen Cordilleren an, wo es sich etwa von der 42. Parallele bis nach dem Ende des Kontinents in 56° erstreckt. Hier sind aber sogar die Küstenumrisse zum bedeutenden Teil unvollständig bekannt, und die Tiefenangaben haben besonders deshalb einen geringen Wert, weil die Lotungen so häufig schon bei einer mittleren Tiefe, wie z. B. 50 Faden, abgebrochen sind. Auf meinen eigenen Reisen hatte ich zu Tiefenmessungen keine Gelegenheit. Etwa gleichzeitig wurde aber in den südlichen Kanälen in Verbindung mit den Vorarbeiten für das Niederlegen eines Telegraphenkabels an Bord des chilenischen Marinedampfers »Condor« eine Reihe von Lotungen gemacht⁴, die einige interessante Resultate ergeben haben.

Charakteristisch für Patagonien ist die ausserordentlich starke Entwicklung der Längsstrassen oder sog. Kanäle. In dieser Beziehung übertrifft es sogar NW-Amerika, von dem es sich auch durch das Zurücktretten der echten, radialgestellten Querfjorde unterscheidet, denn während diese besonders in British Columbia innerhalb des grossen Längsthals grossartige Entwicklung erreichen, sind längere einheitliche Fjorde hier in

¹ In Makushin Bay auf Unalaska steht gegen eine innere Tiefe von 103 Faden eine Schwellentiefe von nur 62 Faden.

² J. C. RUSSEL, Bull. Geol. Soc. Am. I: 138 (Mount Makushin auf Unalaska).

³ G. F. BECKER, a. a. O. S. 59 (Insel Kadiak nach DALL).

⁴ Veröffentlicht in An. Hidrograf. de la Marina de Chile XX (1896): 496.

allen Gebieten wenig zahlreich. Die meisten überquerenden Strassen setzen sich aus Teilen von Längsstrassen zusammen, die durch kurze Querstrassen verbunden sind. Ausserdem giebt es viele sehr lange Strassen und Fjorde, die gegen die Küstenlinie schief verlaufen, und beinahe alle Festlandsfjorde innerhalb der Kanalzone zeigen mehr oder weniger ausgeprägt dasselbe Streben, der Küstenlinie parallel zu verlaufen. Die Ursachen dieser Verschiedenheit zwischen den beiden Gebieten können vorläufig nicht festgestellt werden. Jedenfalls ist in Südamerika die Tendenz zur Bildung von Längsthälern eine sehr ausgeprägte und lässt sich auch in allen überseeischen Flussthälern deutlich erkennen.

Bei einer Beschreibung muss man die vorliegenden Gegenden in drei verschiedene Gebiete teilen. Das nördlichste von diesen umfasst die Gegend bis nach etwa 44° s. Br. Es wird in erster Linie durch die grosse, etwa 250 Km. lange und 50 Km. breite, centrale Depression (die Golfen von Chacao und Corcovado umfassend) charakterisiert, von der schon früher bei der Beschreibung der entsprechenden Bildung an der Küste von British Columbia die Rede war. Dieselbe ist eine direkte, unter das Meer gesenkte Fortsetzung des chilenischen Längsthals, und soweit man nach den Karten urteilen kann, würde hier schon eine wenig bedeutende Landsenkung die Grenze der Fjordgebiete um beinahe 3° nach dem Äquator hin verschieben, da sich in diesem ganzen Gebiete zahlreiche langgestreckte Gebirgsseen, die unzweifelhaft Fjorden entsprechen, tief in die Cordilleren hineinstrecken. Auch auf der Ostseite der Gebirgskette liegen zahlreiche Seen, unter denen besonders der Nahuelhuapi-See nach den neuesten Aufnahmen ein sehr typisches Fjordaussehen besitzt.

Dagegen ist es bemerkenswert, dass gerade im Gebiete der Corcovado-Depression an der Festlandsküste eigentlich gar keine Fjorde vorkommen, und nur weil einige der Einbuchtungen an der Ostküste von Chiloe ein fjordähnliches Aussehen besitzen, darf man dies Gebiet überhaupt zu den Fjordgebieten rechnen. Von den südlicheren Fjordgebieten unterscheidet sich das hier behandelte hauptsächlich durch die grosse Verbreitung von tertiären und spätmesozoischen Sedimentgesteinen, und diesem Umstand verdankt es auch wahrscheinlich die Eigentümlichkeiten seiner Küstengliederung.

Das zweite hier zu betrachtende Gebiet erstreckt sich von 44° bis etwa 52° s. Br. Es bezeichnet die Hauptentwicklung der Kanäle, die sich hier auf zwei verschiedene Gebiete verteilen, welche durch den an der Mündung 70 Km. breiten Peñas-Golf getrennt werden. Die Entstehung dieser Bucht steht vielleicht mit der schon von DARWIN erwähnten Tatsache in Verbindung, dass hier vulkanische Gesteine von jungem Aussehen vorkommen; wie man mir gesagt hat, sollen auch Kohlen hier gefunden sein. Nördlich von ihr ist die Halbinsel Taytao mit dem Festlande durch eine ganz schmale und niedrige Landzunge vereinigt, sonst ist aber die Ausdehnung der Kanäle, von denen beinahe immer mindestens zwei parallel laufen, eine ganz unabgebrochene. Einige von ihnen laufen über lange

Strecken geradlinig und mit gleichbleibender Breite; so z. B. der etwa 70 Km. lange, 2 Km. breite Picton-Kanal, ferner auch der 120 Km. lange Fallos-Kanal und, obschon mit grösseren Wechselungen der Breite, der über 200 Km. lange Messier-Kanal. Die Kanäle sind durch zahlreiche Querstrassen verbunden, und die Inselabschnürung ist, wie jede neue Forschungsexpedition erweist, viel grösser als sogar die neusten Karten zeigen.

Schon die älteren englischen Lotungen hatten gezeigt, dass diese Kanäle ausserordentlich tief sind, und die erwähnten chilenischen Messungen haben dies bestätigt. So wurde an einer Stelle im nördlichen Teil des Messier-Kanals ($48^{\circ} 1' 30''$ s. Br., $74^{\circ} 39' 30''$ w. L.) bei 1296 M. kein Grund erreicht¹. Es ist dies in allen fjordartigen Gewässern der Erde die grösste bis jetzt bekannte Tiefe; vorher stand der Sogne-Fjord mit 1242 M. voran. 25 Km. südlicher giebt die englische Seekarte 565 Faden (1030 M.) an. Tiefen von 200 bis 500 M. sind in diesen Gewässern das Regelmässige; grössere Tiefen finden sich z. B. im südlichen Teil von Wide Channel (740—850 M.) und im nördlichen Teil des Inocentes-Kanals (bis zu 896 M.). Dass alle diese Tiefen im Verhältnis zu dem äusseren Küstensaum abgeschlossene Becken bezeichnen, ist wohl ganz unzweifelhaft. Am Südende des Wide Channel hat von zahlreichen Lotungen die tiefste 370 M. ergeben. Von den äusseren Querstrassen ist in dieser Beziehung nur eine bekannt, der Trinidad-Golf, der eben den Wide Channel an seiner Mündung senkrecht trifft. Die höchste Tiefe ist in seinem östlichen Teil etwa 650 M.; dann findet man etwa in der Mitte seiner Länge 530 M., während an der 10 Km. breiten Mündung die Tiefe nur 180 M., im offenen Meere in der Nähe sowie in der trichterförmigen Eingangsbucht sogar nur etwa 100 M. beträgt.

Der Trinidad-Kanal bildet die direkte Fortsetzung des San Andres-Fjords, während der Wide Channel die Fortsetzung von dem Eyre-Fjord bildet und sich selbst in den Concepcion-Kanal fortsetzt. So kann z. B. der letzterwähnte ganze Komplex als ein einziges, etwa 230 Km. langes Fjordsystem aufgefasst werden, das die Küste unter einem Winkel von nicht ganz 45° trifft. Wir sehen hier Beispiele von der Erscheinung, die in dem magellanischen Gebiete noch deutlicher hervortritt, dass grössere Inlandsfjorde, die einen von den Kanälen treffen, denselben in ihre eigene Richtung hineinlenken und nachher ohne Abzweigungen durch die äussere Inselkette bis ins Meer fortsetzen.

Die Geologie dieser Gegend ist sehr wenig bekannt. Mit Ausnahme von der schon erwähnten Gegend der Peñas-Bucht (Tres Montes) kennt man nur krystallinische Gesteine, und zwar sowohl Granit und Syenit als die verschiedenen Formen von Schiefergesteinen, ausserdem noch, wenigstens in den inneren Cordilleren, jüngere Eruptivgesteine.

Die dritte und südlichste von den Zonen, in welche wir diese Gebiete einteilen, — wir können dieselbe als die magellanische bezeichnen — wird in erster Linie durch die Anwesenheit mehrerer Durchbruchstrassen

¹ Die Breite der Strasse ist hier etwa 5 Km.

charakterisiert, welche die ganze über 150 Km. breite Gebirgskette durchsetzen und mit grossen Depressionen an ihrer Innerseite in Verbindung stehen¹. Es sind vorwiegend Längsstrassen, welche die Küstenlinie unter sehr spitzem Winkel treffen; zu diesen gehört die westliche Magellanstrasse und auch die Strasse, welche Union Sound und damit das Fjordsystem von Ultima Esperanza mit dem Meere verbindet. Ausserdem giebt es aber auch Querstrassen dieser Art, allerdings mit gewundenem Verlauf; so der Cockburn-Kanal mit der Magdalena-Strasse sowie die Barbara- und Jerome-Kanäle. Die Depressionen verteilen sich auf zwei Systeme, von denen das nördliche die Disappointment-Bucht mit dem in sie mündenden Fjord, Ultima Esperanza (Last Hope Inlet) sowie das Tiefland von Diana mit seinen Verzweigungen umfasst. Das südliche, viel grössere, zerfällt in zwei Abteilungen: erstens die Otway-Bucht mit dem durch eine schmale Strasse verbundenen Skyring Water, ferner, mit dem vorigen durch eine niedrige Landzunge vereinigt, der centrale Teil der Magellanstrasse (Broad Reach) mit dem Bahia Inútil (Useless Bay). Es ist nun bemerkenswert, dass jede von diesen Depressionen durch ein breites Querthal auch mit dem atlantischen Ocean verbunden ist. Im Süden setzt sich Bahia Inútil in dem San Sebastianthal fort; nach Broad Reach, das eben nur einen Teil von dem System der Magellanstrasse bildet, gelangt man, wie allgemein bekannt, durch den östlichen Teil dieser Strasse, und auch Ultima Esperanza entspricht genau dem breiten und tiefen Gallegothal. Man möchte gern wenigstens die beiden südlichen von diesen Thälern für Ausbildungsformen von Tieflandsjorden halten; wie nachgewiesen werden kann, sind sie in interglazialer Zeit entstanden, und man könnte geneigt sein zu vermuten, dass auch die westlichen Durchbruchstrassen zu derselben Zeit ihre jetzige Ausbildung bekommen haben².

Betrachtet man die westliche Magellanstrasse mit ihrer Fortsetzung, dem Gabriel-Kanal und dem Fitton Harbour als einen einheitlichen Fjord von 350 Km. Länge, gehört dieser jedenfalls zu den grossartigsten der Erde, was noch mehr hervortritt, wenn man die nur durch eine kurze Querstrasse verbundene Fortsetzung des Längsthals in der Admiralitäts-Strasse sowie in dem Binnensee Fagnano, zusammen etwa 200 Km., mitrechnet. Auch

¹ Vergl. einen Vortrag vom Verfasser an d. VII intern. Geographen-Kongresse zu Berlin 1899; in Auszug gedruckt im Tages-Bericht für d. 3 October.

² Hier möchte ich auf eine merkwürdige Homologie aufmerksam machen. Ganz wie in Südamerika verläuft auch in Europa das Fjordgebiet in einem konvexen Bogen, und genau wie dort liegt auch hier auf der Innerseite der Gebirgskette auf der Grenze gegen die horizontal lagernden Schichtengesteine eine grosse kontinentale Depression, die Ostsee mit ihren Verzweigungen, sowie das Tiefland in der Richtung des Weissen Meeres. Dies grosse Senkungsgebiet steht mit dem Oceane durch die fjord- oder flusslaufähnliche norwegische Rinne in Verbindung. Die magellanische Depression ist beweislich quartär, und ihre Entstehung steht in naher Beziehung zu der Eiszeit. Obschon viel kleiner als die europäische, ist sie, auch wenn man das grosse Seengebiet von Santa Cruz nicht mitrechnet, über eine Länge von etwa 400 Km. bemerkbar. Auch die Tiefe ist sehr bedeutend und beträgt im südlichsten Teile des Broad Reach bis zu 585 M.

die Tiefen sind dementsprechend bedeutend und wechseln im östlichen Teile zwischen 2—400 M. Dann folgt zwischen etwa 73° und $73^{\circ} 30'$ w. L. in dem nur etwa 4 Km. breiten Long Reach eine Strecke, wo an einer Stelle eine Tiefe von 1,097 M. beobachtet wurde, während 7 andere Lotungen meistens bei einer Tiefe zwischen 1,000 und 1,080 M. abgebrochen wurden. Nachher verringert sich wieder die Tiefe und ist an der Mündung höchstens 210 M., während für das ausserhalb liegende Vormeer die Zahlen noch geringer sind.

Für die Angaben über die Geologie dieser Gegenden verweise ich auf die Beobachtungen, die ich an anderer Stelle veröffentlicht habe¹. Die äussere Küstenzone besteht aus Granit, die centrale Kette, wo alle die bedeutenderen Kanäle auftreten, hauptsächlich aus metamorphischen Schiefergesteinen mit mächtigen Einschaltungen von stark gepressten Eruptivgesteinen. Der Unterschied zwischen den beiden Zonen, die eine mit ihrer Unzahl von Inseln und mit zahlreichen, meistens gewundenen Fjorden, die andere durch geradlinige Strassen mit genau parallelen Seitenabhängen und durch das Zurücktreten der eigentlichen Fjorde und der Inseln ausgezeichnet, ist auffallend und wurde schon von Kapitän KING hervorgehoben². Die Hauptrichtung der Kanäle ist derjenigen des Schichtenstreichens parallel oder bildet gegen sie nur einen kleinen Winkel.

Der bekannte, über 200 Km. lange Beagle-Kanal, der die Hauptinsel von dem südlichen Archipel trennt, ist ein ausgezeichnetes Beispiel einer derartigen Längsstrasse.

2. Grönland. Das grossartigste aller Fjordgebiete der Welt bildet Grönland, und obschon man wegen der Eisbedeckung die innere, überseeische Fortsetzung der Fjorde nur selten verfolgen kann, eignet es sich doch in anderen Beziehungen vorzüglich für genauere Untersuchungen über die Topographie und Bildungsweise der Fjorde. Solche Untersuchungen wurden hier besonders von KÖRNERUP³ und VON DRYGALSKI⁴ ausgeführt. Auf ihre Schlussfolgerungen komme ich unten zurück. Immerhin bietet auch das Studium von den Umrissen und der geographischen Verteilung dieser Fjorde mehrere Gesichtspunkte von Interesse. Am schönsten sind sie an der südlichen Westküste ausgebildet. Der Gebirgsgrund besteht hier aus Gneiss, meistens von einförmigem Aussehen; das Streichen ist sehr wechselnd, nähert sich aber meistens dem ost-westlichen. Die Fjorde sind meistens ausserordentlich lang und schmal, dabei verhältnismässig wenig verzweigt; dass benachbarte Radialfjorde durch eine kurze Längsstrasse verbunden sind, kommt allerdings häufig vor, nie aber findet man längere, der Küstenlinie parallele Strassen oder Kanäle, wodurch sich diese Fjordgegenden von allen

¹ Wissenschaftliche Ergebnisse der schwed. Expedition nach den Magellansländern 1895—97 Bd. 1.

² Vergl. Referat in Mission scient. du Cap Horn, Tome IV. S. 9 (auch 26).

³ Meddelelser från Grönland II: 162 sowie a. a. Stellen.

⁴ Grönland-Expedition d. Ges. f. Erdkunde I: 35 u. folg.

oben beschriebenen unterscheiden. Über die unterseeische Topographie kennt man nur wenig; so weit bekannt, ist sie die bei den Fjorden normale¹.

Zwischen 69° und 72° n. Br. schliesst sich den Gneissgebieten eine äussere Zone von cretaceischen und tertiären Sedimentgesteinen, überlagert von Basaltdecken, an, und hier verändert sich auf einmal vollständig das Aussehen der Fjorde. Statt schmaler Rinnen findet man die über 50 Km. breiten Disco- und Nordostbuchten. Dass diese aber unterseeisch die für die Fjorde charakteristische Beckenform besitzen, ist wahrscheinlich, obschon nicht sicher nachgewiesen. In ihren inneren Teilen gehen sie, wo sie die Gneisszone treffen, in echte Fjorde über, so z. B. in den von DRYGALSKI beschriebenen Karajakfjord. Es ist dieselbe Erscheinung, die wir unter ganz ähnlichen Verhältnissen in British Columbia nördlich von der Vancouver-Insel gesehen haben, und wir haben hier eines der interessantesten Beispiele von der nahen Abhängigkeit der Form der Fjorde von der Geologie der Umgegend.

Das nördliche Grönland eignet sich für eine Betrachtung der Fjorde nicht. Auch die Ostküste wollen wir nur kurz erwähnen. An ihrem südlichen Teil sind die Fjorde wenig bekannt² und, wie es scheint, wenig entwickelt, was vielleicht darauf beruht, dass sie teilweise mit Eis ausgefüllt sind. Nördlich von der 70. Parallele bilden aber Scoresby Sound, der Franz Joseph Fjord und das neuerdings von NATHORST entdeckte Kanalgebiet des König Oscar Fjords eins von den grossartigsten Fjordgebieten der Welt. Die Beckenform ist beinahe sicher nachgewiesen. Interessant ist besonders der ersterwähnte Fjord: an seiner Mündung, die in Gneiss liegt, ist er schmal: dann aber erweitert er sich schnell zu einem ausgedehnten Becken, und hier besteht der Berggrund seiner Umgebungen grösstenteils aus Basalt und jüngeren Sedimentgesteinen. Noch weiter westlich, wo wieder ein Gneissgebiet getroffen wird, teilt sich die Bucht in schmale Fjordarme, die tief in das Land hineingreifen.

3. Spitzbergen. Ein einziger Blick auf die Karte zeigt uns, dass echte Fjorde auf Spitzbergen nur in sehr bescheidenem Masse vorkommen. Was hier Fjorde genannt wird, sind breite, offene Buchten, allerdings nicht trichterförmig. Sogar der typischste von allen den grösseren, Wijde Bay, hat ein Verhältnis zwischen Länge und Breite etwa wie 1: 8. Dies hängt offenbar mit der geologischen Struktur des Landes zusammen, das hauptsächlich aus jüngeren Sedimentgesteinen aufgebaut ist, und die Fjorde erinnern auch in ihrer Form an diejenigen der norwegischen Finmarksküste (vergl. S. 193), wie z. B. den Porsangerfjord. Interessant ist besonders der Eisfjord, wo die Geologie und Topographie der Umgebungen letzters von G. DE GEER studiert wurde. Die Mündung liegt in metamorphischen Gesteinen der Hekla-Hookgruppe, und ist deshalb verhältnismässig schmal, nachher erweitert sich aber der Fjord zu einer weiten Bucht, sobald er in

¹ Vergl. JENSEN in Medd. fr. Grönland I: S. 31 u. 33.

² Die Resultate einiger Lotungen in dem König Oscar-Hafen teilt A. E. NORDENSKIÖLD in der Arbeit über die zweite Dickson'sche Exp. nach Grönland, Karte S. 424, mit.

die jüngeren Sedimente hineinkommt, ganz wie unter ähnlichen Verhältnissen das Scoresby Sound. Nur fehlen hier die inneren, schmalen Verzweigungen, eben weil hier keine Gneissgesteine auftreten. DE GEER hat nachgewiesen, dass die Umrise der Hauptbucht durch Verwerfungen bestimmt sind. Ich komme weiter unten auf diese Frage zurück.

Die submarine Topographie dieser Buchten ist wenig bekannt. Doch bleibt zu erwähnen, dass auch auf Spitzbergen Buchten vorkommen, die sich sowohl durch ihre über- wie unterseeischen Formen als typische Fjorde erweisen. Diese finden sich aber eben in den Gegenden, wo das Grundgebirge zu Tage tritt. Das sog. Danskattet bei Smeerenburg ist eine typische Fjordstrasse¹.

4. Island. Fjordähnliche Bildungen kommen an der isländischen Küste in einigen Gegenden zahlreich, in anderen gar nicht vor, und es ist sehr wahrscheinlich, dass diese verschiedenartige Küstengliederung auf Ungleichheiten in dem geologischen Bau des Landes beruht². Die Buchten treten sämtlich in horizontal gelagerten Basaltgesteinen auf. Man unterscheidet breite, offene Buchten und schmale Meeresstrassen, die oft gleich den Fjorden zweiter Ordnung in die ersteren hineintreten. Nach einer Mitteilung von Dr. THORODDSEN³ erweisen sich diese häufig insofern als echte Fjorde, als sie tiefe, durch Felsenschwellen abgesperrte Becken bilden. Über ihre Entstehung äussert sich der erwähnte Forscher nicht, nur hält er es, was einige von ihnen betrifft, für wahrscheinlich, dass ihre erste Anlage durch Dislokationen bedingt sei, und dies wäre sogar für einige der grösseren Buchten, wie z. B. Breidifjördur, beweislich.

Die noch übrig bleibenden Fjordgebiete müssen wir hier übergehen. Die Fjorde des amerikanischen Ostens sind, mit Ausnahme von ihren südlichsten Vertretern, den von REMMERS beschriebenen⁴, dem schwedischen Bohuslänstypus (Vergl. S. 194) entsprechenden Fjorden der Provinz Maine, wenig bekannt, und ich begnüge mich damit, auf die Arbeit DINSE'S zu verweisen⁵. Sehr schön entwickelt sind die Fjorde auf Neu-Zeeland. Dieselben treten in Gneiss auf und ähneln auch den unter ähnlichen Verhältnissen vorkommenden Fjorden SW-Grönlands darin, dass Längsstrassen, und damit auch die Inselabschnürung, stark zurücktreten⁶.

Das in vielen Beziehungen bekannteste aller Fjordgebiete, Schottland, kann hier aus eben diesem Grunde übergangen werden, und ich verweise nur auf die Arbeit DINSE'S und die von ihm citierten Werke, sowie besonders auf die Darstellungen und Karten von J. GEIKIE⁷.

Dass Fjordbildungen auch an *Binnenseen* vorkommen, ist nach der

¹ Vergl. die Karte in Ymer 1898, S. 16.

² Vergl. DINSE, S. 200.

³ In einem Brief an der Verfasser.

⁴ Unters. d. Fjorde a. d. Küste von Maine. Inaug. Diss. 1891.

⁵ A. a. O. S. 201, 246 u. 257.

⁶ Vergl. ausser DINSE auch v. LENDENFELD, Austral. Reise (1892) S. 174.

⁷ The Great Ice-Age S. 230 u. folgende. Vergl. auch H. R. MILL, The Clyde Sea Area, Trans. Roy. Soc. Edinb. XXXVI (1892): 641.

Darstellung RATZEL'S¹ wohlbekannt. Von europäischen Seen scheinen in dieser Hinsicht besonders die Seen Ladoga und Onega ausgezeichnet zu sein. Die Buchten im Mälar-See entsprechen völlig den Fjården der angrenzenden Ostseeküste.

Über die Ursachen der Fjordbildung. Zusammenfassung und Schluss.

Charakteristik und Einteilung der Fjorde: Die obige Darstellung hat uns gezeigt, dass in den Gegenden, wo auch aus anderen Gründen eine frühere ausgedehnte Eisbedeckung nachgewiesen worden ist, an allen Küsten der Faltungs- und Abrasionsgebirgsländer, ferner an sehr vielen der höheren Tafelländer sowie ausserdem der Gebiete mit archaischem Berggrunde überhaupt, in überaus zahlreicher Menge beckenförmige Einbuchtungen anwesend sind, die mit einem gemeinsamen Namen als Fjordbildungen zusammengefasst werden können, und welche dadurch charakterisiert sind, dass sie gesellig auftreten, über grössere Gebiete wenigstens eine Annäherung zur Parallelität zeigen, über lange Strecken dieselbe Breite beibehalten, meistens ohne von den Seitenthälern beeinflusst zu werden, und endlich dass sie im Verhältnis zu ihrer Breite lang (5--40 Mal die Breite) und tief (Verhältnis in typischen Fällen zwischen 1: 2 und 1: 15 wechselnd) sind. In den meisten Fällen zeigen in derselben Gegend alle Fjorde grosse Ähnlichkeit, oder, wo sie zu mehreren Typen gehören, sind diese unter sich ähnlich; in verschiedenen Gegenden sind sie häufig verschieden. Dies hängt in erster Linie von Abweichungen in der Beschaffenheit des Gebirgsgrundes ab, der auf das Aussehen der Fjorde viel grössere Einwirkung ausübt als regionale Differenzen, wie man es in den Gegenden mit wechselndem Untergrunde findet. Ferner übt auf das Aussehen und die Tiefe der Fjorde die Topographie der Umgegend einen grossen Einfluss aus, und zwar nicht nur betreffs der einzelnen Fjorde, sondern auch betreffs grösserer Gebiete: in demselben Masse wie die Umgegend flacher wird, werden auch die Fjordbuchten breiter und weniger tief. Die tiefsten Fjorde sind fast immer schmal und besitzen auch überseeisch steile und hoch aufragende Seitenabhänge; überhaupt findet man die tiefsten Fjorde in harten, gleichförmigen Gesteinen.

Von diesen Gesichtspunkten aus kann man die Fjorde und fjordartigen Bildungen — wir sehen hier von den Föhrden und anderen Einbuchtungen der Schwemmlandsküsten ganz ab² — in der folgenden Weise einteilen:

¹ P. M. XXVI (1880): 387.

² Dass ich die Buchten, welche nicht Beckenform zeigen, überhaupt nicht zu den Fjordbildungen rechne, wird aus dem vorigen hervorgehen. Höchstens sind unter ihnen einige frühere, jetzt zugeschlämmte Fjorde vorhanden.

- I. Fjorde der Faltungsgebirge und höheren Abrasionsgebirge: schmal und tief (bei den Hauptfjorden Länge mindestens = der zehnfachen Breite; Breite höchstens = der zehnfachen Tiefe). Man könnte sie als »echte Fjorde« bezeichnen.
- II. Fjorde in bankförmigen oder horizontal lagernden Gesteinen: meistens breite und tiefe Buchten, ebenso wie die Fjorde der ersten Gruppe durch die *Steilheit* ihrer Abhänge charakterisiert.
- III. Fjordartige Bildungen ausserhalb der Gebirgsgegenden: häufig von bedeutender Länge; die Tiefe steigt aber sehr selten zu $\frac{1}{10}$ von der Breite, weil die Abhänge weniger steil sind. Wegen der geringen Höhe der Umgebungen treten Abbrüche in der Kontinuität der Thalseiten ein: die Breite der Wasserstrassen wechselt, und die Umgebungen lösen sich in Inseln auf.

Bei einer weiteren Einteilung wollen wir die fraglichen Bildungen in folgender Tabelle zusammenstellen:

Gruppe	Bezeichnung	Typische Vorkommnisse	Gebirgsgrund
I	Radialfjorde (rein)	West-Grönland Neu-Zeeland	Granit, Gneiss u. s. w.
	Parallelstrassen ¹	NW-Amerika Patagonien	Längskettengebirge
	Kombinationsfjorde	Norwegen	Abrasionsgebirge mit wechselnden Gesteinen
II	Finmarkstypus	Finmarken Spitzbergen	Bankförmige Gesteine in nicht steiler Lage
	Breite Buchten	Disco, Golfo de Peñas	Jüngere Gesteine, meistens mit Basalt
III	Mainetypus Fjärde	Maine, Bohuslän die Ostseeküsten	Massige und altkrystal- linische Gesteine

Als den Fjorden nahestehende Bildungen sind wohl auch viele beckenförmige Einsenkungen in der unterseeischen Küstentafel in der Nähe der Fjordküsten aufzufassen

Fassen wir die Ergebnisse der Untersuchung für die einzelnen Gruppen unserer Tabelle zusammen, so finden wir:

¹ Immer in Kombination mit Fjorden von den Gruppen I a oder (selten) I c. Zu den eigentlichen "Kombinationsfjorden" rechne ich nur solche, die in Verbindung mit Wechselungen im Gebirgsgrunde bedeutende Wechselungen an Richtung, Begrenzung und Tiefe zeigen, wie z. B. typisch der Trondhjemsfjord.

dass auch reine Radialfjorde, wo dieselben besser bekannt sind (Neu-Zeeland¹, Fisketjord in West-Grönland²; Lynn Kanal sowie einige norwegische Fjorde, wenn man sie zu dieser Gruppe rechnet) im Längsprofil ein unruhig wechselndes Bodenrelief mit hoch ansteigenden Schwellen zeigen. Wie ausserordentlich verwickelt solche Fjorde die Küstenlinie machen können, zeigen uns die Karten von West-Grönland; es ist besonders augenfällig, wie konstant die Breite bleibt, auch wo gleichgrosse Thäler zusammenstossen;

dass die reinen Parallelstrassen wenigstens zuweilen (West-Patagonien) sehr tief sind; die allergrössten Tiefen liegen jedoch dort, wo die Kanäle gegen das Meer abzweigen und sich als gewöhnliche Fjorde verhalten (westliche Magellanstrasse). Überhaupt ist es auffallend, dass diese Kanäle in ihrer Richtung (nicht aber in der Form) von bedeutenderen Radialfjorden des inneren Landes stark beeinflusst werden (mehrere Beispiele aus Nord- und Südamerika);

dass an den Längsküsten ein Fjordsystem häufig aus mehreren Längsthälern besteht, die durch kurze Querthäler verbunden sind, und dass dann die letzteren häufig enger und tiefer sind als die anderen;

dass auch sonst die allermeisten Fjorde Systeme von in verschiedenen Richtungen laufenden Thälern und Nebenthälern sind, und dass dabei die Seitenthäler sich fast immer durch ihre Beckenform als selbständige Fjorde erweisen. Nur selten, wo sich ein Thal in zwei andere naheliegende Thäler verzweigt, die schmäler sind als der Hauptfjord, setzt sich die Tiefe unverändert in beide fort (Chilkat und Chilkoot Inlet in Alaska). Nicht sehr häufig ist es, dass das Nebenthal durch eine wallförmige Erhebung abgesperrt wird, während sonst der Boden in beiden gleich tief liegt (Beisp. vielleicht der Endicott Arm in Alaska (S. 198) und der Namsenfjord bei Folden). Zumeist findet man eine vollständige Unabhängigkeit, so dass entweder der Nebenfjord in seinem inneren Teil tief, an der Mündung aber seichter ist, und dass nachher auch das Hauptthal über längere oder kürzere Strecken weniger tief ist (Beispiele: Lysefjord [Tiefe 431 M., Schwelle 21 M.] im Verhältnis zu dem hier etwa 180 M. tiefen Hölefjord³; der Trondhjemsfjord bei Trondhjemsleden; Vefsen und mehrere andere von den Fjorden im Gebiete der S. 185 und 188 wiedergegebenen Karten), oder auch fällt die Tiefe von der Schwelle des Nebenfjords steil bedeutend unterhalb derjenigen des letzteren selbst⁴ (Beispiele: der höchstens 384 M. tiefe Sörfjord bei der Mündung in den 700 M. tiefen Hardangerfjord; ferner z. B. der Visten-Fjord (Karte S. 188) und der den Rövde-Fjord von Süden treffende Nebenfjord (Vergl. die Karte S. 185); kleiner Karajak in Grönland). Alle diese

¹ Vergl. die tabellarische Zusammenstellung und die Karte in der Arbeit DINSE'S.

² Meddel. om Grönland I: 33.

³ Vergl. die Reproduktion in BERGHAUS Phys. Atlas, Abt. II. N:o 8.

⁴ Die ähnliche Erscheinung, wo der Boden der Seitenthäler auch an der Mündung höher liegt als das Hauptthal, wurde von PENCK aus den Alpen beschrieben und als ein kräftiger Beweis für die Gletschererosion hervorgehoben (Die Übertiefung der Alpenthäler, Vortrag a. d. VII.ter intern. Geographen-Kongress, Berlin 1899). Dieselben Schlussfolgerungen hatte A. R. WALLACE aus den Reliefverhältnissen vieler fjordähnlichen Gebirgsseen gezogen (Ref. in GEIKIE, The Great Ice Age, S. 229).

betreffs der Tiefe unabhängigen Nebenfjorde üben gewöhnlich auf die Breite der Hauptthäler keine Einwirkung aus;

dass auch ganz kurze Fjorde häufig schon am inneren Ende bedeutende Tiefe erreichen, jedoch nie eine so grosse, wie die langen Hauptfjorde des Gebirgslandes;

dass, während die Tiefenverhältnisse der langen und schmalen Buchten vom Finmarktypus wenig bekannt sind, die Tiefen der breiteren Öffnungen in den Fjordküsten gross, aber nicht übergross sind (in der Discobucht z. B. etwa 500 M.).

Was endlich die Frage nach den überseeischen Fortsetzungen der Fjorde betrifft, haben wir gesehen, dass die Fjorde in Gegenden, wo die Schneelinie tief liegt, häufig unmittelbar von einer steilen Karenwand begrenzt werden, dass aber gewöhnlich in ihrer Fortsetzung tiefe Thäler liegen, in denen man häufig langgestreckte und tiefe Seen findet, die, soweit man ihre Begrenzung sehen kann, entweder von Schuttmassen oder von Felsenschwellen abgesperrt werden. Ein terrassenförmiges Steigen der Thäler ist nicht selten. Landeinwärts enden die Thäler gewöhnlich ganz unvermittelt gegen einen kurzen, steilen Abhang; sehr selten (Patagonien) wird die ganze Gebirgskette von ihnen durchbrochen; etwas häufiger kommt es vor, dass sie sich durch ein Längsthal fortsetzen, nachdem sie eine erste Hügelkette durchquert. An der Innerseite der Passhöhe ist die Böschung gewöhnlich viel sanfter. In vielen Gegenden trifft man dort ein Hochplateau mit zahlreichen, unregelmässig begrenzten, wohl meistens nicht sehr tiefen Seen, und an dem inneren Abhang dieses Plateaus, wo die Flussthäler tiefer liegen, fängt in diesem Falle das Gebiet der fjordähnlichen, häufig sehr tiefen Randseen an. In anderen Gegenden findet sich unmittelbar an der Kammlinie der Wasserscheide eine ausgeprägte Fortsetzung des Fjordthals (Beispiel das obere Yukonthal), aber auch hier beginnen die Randseen erst in einiger Entfernung. In deutlichen Längsketten, wo neben den typischen Fjorden Kanalstrassen vorkommen, findet man auch bei den Randseen der Innerseite eine ausgesprochene Tendenz zu einer der Küstenlinie parallelen Anordnung (besonders in British Columbia, nicht oder weniger in Patagonien, wo jedoch die Geologie an der Innerseite der Gebirgskette abweichend ist).

Fjordähnliche Bildungen ausserhalb der ehemaligen Vergletscherungsgebiete. Von verschiedenen Forschern ist bereits wiederholt hervorgehoben, dass echte Fjorde niemals ausserhalb der jetzt oder früher vergletscherten Gebiete vorkommen. Diese Ansicht wurde jedoch nicht von allen geteilt, sondern es wurden zu den Fjorden auch zahlreiche andere schmale Meeresbuchten in Gegenden gerechnet, die nie vom Eis bedeckt gewesen. Die Ursache dieser verschiedenen Auffassungen liegt wohl darin, dass man nicht den Umstand gebührend berücksichtigt hat, dass die Fjorde gesellig auftretende, tiefe *Becken* sind. In Wirklichkeit kommen in Europa südlich von etwa 55° Lat. keine Fjorde vor. Es finden sich allerdings an mehreren Stellen schmale, untergetauchte Thäler, und zwar sowohl

Radialthäler (Riastypus) als Längsthäler (Dalmatischer Typus¹), aber die ersteren sind meistens trichterförmig, und für beide Gruppen gilt, dass die relativen Tiefenunterschiede, wenn sie sich überhaupt als Becken zeigen, sehr gering sind, so dass die Schwellen wohl meist nur als aus angeschwemmtem losem Material gebildet aufgefasst werden können². Die aussereuropäischen Küsten sind in dieser Beziehung weniger bekannt, und es wäre eine dankbare Aufgabe, dieselben nach dieser Richtung hin näher zu untersuchen, aber schon jetzt können wir sagen, dass ausserhalb der einst vergletscherten Gebiete keine einzige Meeresbucht, viel weniger ein System von Meeresbuchten, bekannt ist, die wegen ihrer sowohl überall unterseeischen Formen mit den typisch entwickelten Fjorden in West-Grönland, Norwegen oder Neu-Zeeland verwechselt werden könnte³.

Die Ursachen der Fjordbildung. Nach dem eben Gesagten bleibt kaum der geringste Zweifel übrig, dass die Fjordbildung in irgend einer Beziehung zu der Gletscherbedeckung steht. Dies ist auch schon von den verschiedensten Seiten anerkannt worden. Um so mehr gehen aber die Ansichten auseinander, wenn es gilt, eine Erklärung zu geben, wie diese Einwirkung geschah.

Es ist nicht meine Absicht, hier eine ausführliche Historik über diese Ansichten zu liefern oder auch alle die aufgestellten Erklärungsversuche näher zu erörtern, sondern ich muss mich damit begnügen, auf die gewöhnlichen Handbücher sowie auf die zahlreichen dort und auch teilweise von mir und von DINSE citierten Arbeiten über Fjorde und Randseen zu verweisen⁴. Aber ehe wir zu einer kurzen Darstellung der wichtigsten Hypothesen übergehen, wollen wir hier die Ergebnisse einiger Specialuntersuchungen erwähnen, die sich nicht auf die Fjorde im allgemeinen, sondern auf gewisse näher untersuchte Einzelfälle beziehen.

Durch die bekannten, schon oben citierten Arbeiten BRÖGGER'S wurde nachgewiesen, dass auf einer grossen Strecke im südöstlichen Norwegen, wo u. a. der Kristianiafjord und der Langesundsfjord sowie die Seen Tyrifjord und Mjösen (teilweise) belegen sind, der Gebirgsgrund seine jetzige Lage durch grosse Verwerfungen bekommen hat, welche hauptsächlich gleichzeitig mit einer grossen postsilurischen Eruptionsepoche stattgefunden haben. Diese Verwerfungsspalten und die sie begleitenden Zerklüftungsspalten waren in so fern für die Topographie dieser Gegend von Bedeutung, als die Richtung der Fjorde, Täler und Klüften von ihnen bestimmt wurde. Aber das Bett des Kristianiafjordes selbst sowie überhaupt das jetzige Bodenrelief und besonders die Täler sind durch eine umfassende Erosion entstanden, welche zuerst die wegen der Verwerfungen unregelmässige Oberfläche einigermassen nivelliert hatte, und die Bildung der beckenförmigen Einsenkungen der hauptsächlich in den gesenkten,

¹ v. RICHTHOFEN, Führer f. Forschungsreisende, S. 308.

² Vergl. die Karten in BERGHAUS' Physikal. Atlas, Abt. II N:o 4.

³ Vergl. weiter die Auseinandersetzung DINSE'S a. a. O. S. 242 u. folg.

⁴ Vergl. z. B. PENCK, Morphologie der Erdoberfläche, II: 324 und 575.

jüngeren Sedimentgesteinen auftretenden Fjorde schreibt der Verfasser in erster Linie der Erosion der Gletscher zu¹.

Wir bemerken hier, dass der Kristianiafjord, wie jede Karte zeigt, eine von den echten Radialfjorden ziemlich abweichende Form besitzt, sowohl durch seine schon am innersten Ende bedeutende Breite (15 Km.), als durch die eigentümliche Einbuchtung des Bundefjords und durch den grossen Inselreichtum und die wenig hervortretende Parallelität der Begrenzungselemente. Dies beruht wahrscheinlich auf der Beschaffenheit des Gebirgsgrundes, zugleich aber, wenigstens im inneren Teile, auf der Anwesenheit der Verwerfungsspalten, die somit den typischen Fjordcharakter entstellen haben. Nur *ein* Teil ist typisch fjordähnlich; es ist die Dröbaksrinne, wo auch das Gestein an beiden Seiten Gneiss ist. Aber eben hier ist es BRÖGGER trotz sorgfältigen Beobachtungen nicht gelungen, eine Verwerfung nachzuweisen, obschon ja damit die Möglichkeit nicht ausgeschlossen ist, dass eine Verwerfung oder wenigstens eine oder mehrere Zerklüftungsspalten hier vorliegen².

In seinem Bericht über eine Expedition nach dem Eisfjorde in Spitzbergen³ teilt G. DE GEER mit, dass »der ganze gewaltige Fjord mit seinen grösseren Verzweigungen und seinen Küstenebenen eine gesunkene Partie der Erdkruste bildet«, und spricht ferner die Ansicht aus, dass nicht nur die übrigen Fjorde Spitzbergens sondern auch die meisten in Skandinavien vorkommenden auf dieselbe Weise wie der Eisfjord gebildet seien, weshalb er die Beobachtungen dort auf das Problem der Fjordbildung im allgemeinen übertragen zu können meint.

Hierzu ist zu bemerken, erstens dass der Eisfjord mit seiner keilförmigen Gestalt und einer Breite von bis zu beinahe 40 Km. unter allen Fjorden der Welt fast allein steht, und dass deshalb die dort gemachten Beobachtungen kaum für die echten Fjorde typischer Gestaltung verwertet werden können, und ferner dass es wenigstens aus der vorläufigen Mitteilung DE GEER's nicht hervorgeht, ob nicht vielleicht auch hier die Bildung des unterseeischen *Beckens* durch andere Kräfte, eventuell die Erosion, hervorgerufen ist als diejenigen, denen die die Lage desselben bestimmende Einsenkung ihre Entstehung verdankt.

Ehe ich zu einer kurzen Erörterung der Fjordbildungshypothesen übergehe, will ich hier hervorheben, dass, wenn anders nicht gesagt wird, ausschliesslich die Bildung der für die Fjorde im Unterschied von anderen Buchten charakteristischen Beckenform gemeint ist.

Zuerst wollen wir hier daran erinnern, wie häufig man in den Fjordgegenden eine Übereinstimmung zwischen der Richtung der Fjorde und den Kluft- und Spaltenrichtungen nachgewiesen hat. Für die beiden

¹ Es wird dabei die Möglichkeit offen gelassen, dass ausnahmsweise einzelne breite Depressionen, sog. "Tiefen" (innerer Teil des Frierfjords) direkt durch die Dislokationen hervorgerufen seien (s. weiter Spaltenverwerfungen Seite 345).

² Bildungsgesch. d. Kristianiafj. S. 79 (175) und 111 (207).

³ Ymer, XVI (1896): 262.

oben erwähnten Fälle ist dies selbstverständlich, und BRÖGGER erwähnt besonders die Anwesenheit sowohl von klaffenden Spalten als von Zerquetschungszonen. Ein schönes Beispiel bietet ferner die von SJÖGREN sowie hier oben beschriebene Sulitelmagegend. Die ausführlichste Darstellung dieser Frage verdanken wir KORNERUP in seiner Beschreibung der westgrönländischen Fjorde¹, und einige der von ihm mitgeteilten Abbildungen zeigen uns besonders schön diese Beziehung zwischen den Diaklasen des Gneissgrundes und den Hauptzügen der Orographie. Auch v. DRYGALSKI betont den Zusammenhang zwischen Zerklüftung und Thalbildung². Aus anderen Gegenden, besonders Norwegen und Schottland, liegen über denselben Gegenstand zahlreiche Untersuchungen vor; ich erwähne nur die Arbeiten KJERULF's sowie, um auch aus einer nicht zu den eigentlichen Fjordgebieten gehörenden Gegend ein Beispiel zu nehmen, die Untersuchungen SVEDMARK's in Upland³.

Wenn man die Ursachen der Fjordbildung ins Auge fassen will, hat man zuerst die Frage aufzuwerfen, ob man sie als echte Felsenbecken oder nur als teilweise zugeschüttete Pseudobecken auffassen soll. Ganz sicher lässt sich diese Frage nicht entscheiden. Dass der zuweilen vorgebrachte Beweis gegen die Zuschüttungstheorie, dass die Breite der äusseren, seichten Küstentafel in keinem Verhältnis zu der geringen Grösse des Erosionsgebietes stehe, nicht stichhaltig ist, habe ich schon in einer früheren Mitteilung⁴ nachgewiesen. Aber noch weniger ist es ein Beweis *für* diese Theorie, dass man an der Mündung der Fjorde so häufig lose Schutt- und Moränenmassen findet, denn diese mussten sich unter allen Umständen dort ablagern, und zwar um so eher, wenn hier eine Erhebung im Gebirgsgrunde vorlag. Aber die Verhältnisse an der Mündung vieler Seen (z. B. des Langvandsees) sowie z. B. des Saltenfjords (s. oben S. 165) scheinen mir zu beweisen, dass in den Fjordgebieten wenigstens zuweilen Felsenbecken vorliegen. Auch sonst entspricht diese Theorie in keiner Weise den Verhältnissen und dürfte auch jetzt von wenigen Forschern vertreten sein. Es ist schwer zu verstehen, wie viele von den kurzen Fjorden, die auch überseeisch keine hervortretende Fortsetzung finden, und besonders die Karenfjorde schon an ihrem ersten Anfang eine so bedeutende Tiefe besitzen könnten, wenn sie gesenkte Flussthäler wären. Und ferner, weshalb findet man von diesen zahllosen, ursprünglich ausserordentlich tiefen Thälern nie Fortsetzungen von ähnlicher Tiefe ausserhalb der Küstenlinie, da hier doch andere Einsenkungen, wie die norwegische Rinne, vorkommen, und weshalb besteht überhaupt der innige Zusammenhang zwischen Tiefe und Topographie? Es ist ferner kaum denkbar, dass in der Küstenzone eine solche Menge von präglacialen Flussthälern vorhanden sein könnte, deren Boden 500—1000 M. unter der Meeresoberfläche liegt, ohne

¹ Meddelelser fr. Grönland II: 162.

² A. a. O. S. 42.

³ Orografiska studier inom Roslagen. Geol. Fören. Förh. IX: 188.

⁴ Geol. Fören. Förh. XVII: 379.

dass von ihnen im Inneren des Landes mehr Spuren zu finden wären, als jetzt z. B. in Skandinavien der Fall ist. Übrigens erklärt die Theorie auch sonst nicht das unterseeische Bodenrelief der Fjorde mit deren Seitenzweigen, z. B. nicht die S. 215 erwähnte »Übertiefung«.

Es ist deshalb höchst wahrscheinlich, dass die meisten Fjorde Felsenbecken sind. Dann liesse sich zunächst denken, dass sie diese Form durch unregelmässige Bewegungen der Erdkruste bekommen hätten, gleich denjenigen, welche HEIM am Zürichersee nachgewiesen hat¹, sei es dass dieselben durch Gletscherdruck oder in anderer Weise hervorgerufen wären. Das ist aber nicht der Fall. In allen Fjordgebieten verhalten sich die Nebenfjorde, besonders wenn sie die Hauptkanäle annähernd rechtwinkelig treffen, gleichviel ob letztere breiter sind als sie selbst oder nicht, ganz als selbständige Fjordbecken. Davon haben wir bereits viele Beispiele gesehen; eines der bekanntesten ist der in BERGHAUS' Atlas wiedergegebene Lysefjord. Man müsste dann lokale Aufwölbungen, häufig von vielen Hunderten von M., an der Mündung sehr vieler Seitenfjorde annehmen, was undenkbar ist. Für die Annahme, dass man es hier mit Anschwemmungen, an der Mündung der Hauptfjorde dagegen mit Felsenschwellen zu thun habe, liegt kein Grund vor².

Eine andere Hypothese ist, dass Verwerfungen — es würden in diesem Falle meistens Grabsenkungen sein — die Ursache der Fjordbildung seien. Bekanntlich sind solche in einigen Fjordgegenden nachgewiesen worden, aber bisher nur an Stellen, wo die Fjorde nicht typisch ausgebildet sind, und ausserdem steht in dem einzigen genau bekannten Falle fest, dass die Verwerfungen nicht die Beckenform verursacht haben. Dagegen wurde bisher niemals der Nachweis geführt, dass irgend einer von den echten, in krystallinischen Gesteinen auftretenden Radialfjorden mit Verwerfungen in Verbindung stehe, und doch würden sich bei der in Fjordgebieten gewöhnlichen Abwechselung des Gebirgsgrundes einem solchen Nachweis kaum grosse Schwierigkeiten entgegenstellen. Dagegen haben wir in einem ähnlichen Falle (der Langvandsee) gesehen, dass eine merkbare Verwerfung *nicht* vorliegt. Grabsenkungen von dem Aussehen z. B. des Sognefjords sind in der Welt sonst nirgends bekannt³, und noch viel weniger lässt es sich denken, dass derartige Einsenkungen an allen Gebirgsküsten der Glaciationsgebiete in solcher Zahl und Grösse vorhanden wären, ohne dass man von ihnen im Inneren derselben einige sichere Spuren finden würde. Es liessen sich noch viele andere Gegengründe vorbringen; besonders bleibt auf diese Weise der in gewissen Teilen vieler Fjorde (z. B. des Trondhjemsfjords) auffallende Abhängigkeit der Fjordrichtung von dem Streichen der Schichten unerklärt, während andere Teile desselben

¹ Vergl. das Citat oben S. 161.

² Es ist dabei natürlich nicht ausgeschlossen, dass derartige Erscheinungen unter Umständen bei der Fjordbildung teilweise mitgewirkt haben können.

³ Der bekannte Kaledonische Kanal in Schottland, der mit einem Längsbruch in Verbindung steht, weicht in seinem Aussehen von den Fjorden zu sehr ab, um hier als ein Beispiel vorgebracht werden zu können.

Fjords das Streichen überqueren und dabei sowohl an Tiefe als an Breite und Begrenzung verschiedenartig ausgebildet sind.

Es bleibt somit nur die Möglichkeit übrig, dass die Becken direkt durch Erosion, und zwar durch Gletschererosion, ausgehöhlt seien, und es ist auffallend, wie gut diese Hypothese die meisten Eigenschaften der Fjorde erklärt. Es sei aber sofort bemerkt, dass ich dieselbe nicht für die eigentliche *Thal*bildung in Anspruch nehme; im Gegenteil muss man annehmen, dass die meisten von den Thälern, in denen jetzt Fjorde liegen, schon in präglacialer Zeit existierten, und dass die Gletcher eben diesen präexistierenden Flussthälern gefolgt sind. Ferner ist es klar, dass ein bedeutender Teil der Differenzen zwischen den Fjordtiefen und den Schwellen von dem auf den letzteren abgelagerten Moränenmaterial der Gletscher herrührt; die exakte Tiefe der Felsenbecken können wir somit nicht feststellen, und einige von den Unregelmässigkeiten im Bodenrelief rühren wohl von demselben Grunde her. Mit Rücksicht aber auf diese Verhältnisse lassen sich die meisten Erscheinungen bei dem Auftreten der Fjorde erklären. Es wird dadurch begreiflich, dass die Flussthäler und deshalb auch die Fjorde an die Verwerfungsspalten gebunden sind, wo solche vorkommen; ferner dass sie gern dem Schichtenstreichen folgen und vorzugsweise die Gegenden mit weichem Gesteinsgrunde aufsuchen, hier aber breiter und zugleich, weil eine Erosion gegen die Tiefe, um Platz zu gewinnen, nicht so notwendig war, weniger tief werden. Auch sonst lässt sich ihr mit der geologischen Beschaffenheit des Untergrundes wechselndes Aussehen leicht erklären. Die z. B. im Hintergrunde des Kristianiafjords liegenden Inseln von losen paläozoischen Gesteinen wurden nicht hinwegeroziert, eben weil die Breite des Thals gross war und sie von den Hügeln des Hinterlandes geschützt wurden; in schmalen Rinnen fehlen dagegen alle Inseln auch von den härtesten Gesteinen. Ausserdem lassen sich noch wichtigere Eigenschaften erklären: die von einander ganz unabhängige Sohlentiefe benachbarter Fjordthäler, wobei das relativ schmalste, besonders aber dasjenige, welches am meisten geeignet war, die grösste Eismasse in eine enge Kluft zu sammeln, zugleich das tiefste ist. Wenn die Gletschermasse von dieser Kluft in das flachere Vorland hinaustrat, konnte sie allerdings ihr tiefes Bett ein wenig vorschieben, zuweilen sogar eine Strecke in das ganz flache Küstenplateau hinaus, aber die Tiefe musste hier schnell abnehmen. So entstanden die Schwellen. Ferner versteht man, weshalb die verschiedenen Thäler eines und desselben Fjordsystems betreffs der Tiefe von einander unabhängig sind. Ein Gletscher hat nach den gewöhnlichen Gesetzen in einem Thal sein Bett tiefer verlegt; wenn er nun an der Mündung des Thals einen anderen Gletscher traf, traten Stauungen ein, und die Erosion hörte auf. Wenn in dem neuen Thal die Verhältnisse für Gletschererosion weniger günstig lagen, wurde dies Becken weniger tief als sein Nebenfjord; konnte sich aber das Eis hier freier bewegen, dann lag die Möglichkeit vor, dass hier ein noch tieferes Becken ausgehöhlt wurde, und es entstand dann von der Schwelle

des Nebenfjords nach dem Boden des letzteren einer von jenen steilen Abhängen, die bei der Hypothese, dass die Fjorde ganz einfach gesenkte Flussthäler seien, so schwer erklärlich sind.

Andere Eigenschaften der Fjordbildungen sind allerdings weniger leicht auf diese Weise zu erklären, so vor allem die grosse Tiefe einiger der Küstenlinie parallelen Strassen. Aber auch die Kanäle sind z. B. in Patagonien wenigstens zum grossen Teil das Bett mächtiger Gletscher gewesen.

Es lässt sich unmöglich bezweifeln, dass die Gletscher und Landeismassen eine tiefgehende Erosion nicht nur an die losen Schuttmassen und die durch sekuläre Verwitterung aufgelockerten Gesteine ausgeübt haben; dies beweist schon die Existenz und die Beschaffenheit der Moränenmassen in den Ablagerungsgebieten des Eises. Dass kleinere Gletscher zuweilen sogar lose Schuttmassen unverändert liegen lassen, kann diese Tatsache nicht entkräftigen. Die Frage ist nur, unter welchen Umständen die Gletscher erodieren können. Es ist nicht meine Absicht, hier die viel umstrittene Frage nach der Möglichkeit der Gletschererosion in ihrem ganzen Umfange aufzunehmen; die Gründe für und gegen diese Annahme findet man in jedem Handbuch. Hier sei nur auf ein paar Arbeiten hingewiesen, welche dabei Fingerzeige geben können. So haben BLÜMCKE und FINSTERWALDER nachgewiesen², dass in Eis eingefrorene Rollsteine schon bei einer einmaligen Druckveränderung, die stark genug ist, um das Eis teilweise zu verflüssigen, und nachher aufgehoben wird, merkbar an Gewicht abnehmen. Dass am Boden einer Gletschermasse Druckveränderungen eintreten, welche das Eis zum Schmelzen und Wiedergefrieren bringen, kann wohl kaum geleugnet werden, und damit ist auch die Möglichkeit eines die Eiserosion begünstigenden Verwitterungsprozesses unter dem Eise gegeben. Ferner scheint aus den Untersuchungen DRYGALSKI's hervorzugehen³, dass in den Gletschern die Geschwindigkeit der Bewegung und damit auch die erodierende Thätigkeit mit der Tiefe zunehmen und deshalb eben in engen, tiefen Thalschluchten am stärksten sein müssen, und ferner dass das Strömen weniger auf Niveaudifferenzen als auf Mächtigkeitsunterschieden beruht, und dass deshalb eine fortgesetzte Beckenbildung überall da eintreten muss, wo das Eis eine kleine Höhlung vorfindet, sei es durch ungleichförmige Krustenbewegungen oder verschiedene Festigkeit des Grundes hervorgerufen. Je tiefer das Becken wurde, um so mehr wurde die Erosion begünstigt.

Diese Beobachtungen scheinen mir sehr gut zu den Eigenschaften der Fjorde zu stimmen: sie erklären erstens die Abhängigkeit ihrer Tiefe

¹ Hier wäre auch die Bildung der "Eid" und der Fjordstrassen zu erwähnen. HELLAND hat dieselben (Tromsø amts geologi S. 69) als von zwei Seiten durch rückwärtige Erosion sich begegnende Karen erklärt, wodurch man den Schwierigkeiten entgeht, die der Annahme von Fluss- oder gewöhnlicher Gletschererosion entgegenstehen.

² Sitz-Ber. d. Ak. d. Wiss. zu München. Mat.-Phys. Cl. XX (1890): 435.

³ A. a. O. S. 518 u. 533.

von der Mächtigkeit der Eismassen und von den topographischen Verhältnissen, und ferner wird begreiflich, wie der Gletscher ausserhalb des Gebirgslandes sein Bett verlängern konnte, aber mit abnehmender statt zunehmender Tiefe. Die Schwellenbildung an der Mündung der in die Hauptthäler unter steilem Winkel einmündenden Seitenfjorde erklärt sich leicht aus den an solchen Stellen eintretenden Stauungen in der Eisbewegung, und wenn die Erosion eben am Thalboden am stärksten gewirkt hat, wird es, um noch eine weitere Erscheinung zu erwähnen, leicht verständlich, dass Inseln aus wenig hartem Gestein mitten im Fjordbett aufragen können, wenn sie älter sind als die erodierenden Gletscher. Diese Beziehungen sind so auffallend, dass man umgekehrt sagen kann, dass die Eigenschaften der Fjorde die Richtigkeit der obenerwähnten und anderer ähnlichen Beobachtungen stützen.

Bis zu welcher Tiefe derartige Becken unter den günstigsten Verhältnissen ausgegraben werden können, ist wegen der Unmöglichkeit, die Höhe der Felsenschwelle festzustellen, schwer zu entscheiden. Dass man ohne Mitwirkung anderer Ursachen je bis zu einer Tiefe wie die des Sognefjordbeckens, oder etwa 1084 M., gelangen könnte, ist wohl kaum wahrscheinlich. Jedenfalls ist es nicht die absolute Tiefe, sondern die Neigungswinkel des Abstiegs und besonders des Anstiegs, die dabei von Bedeutung sind; ersterer beträgt im Sognefjord nach DINSE $0^{\circ} 39'$, letzterer $1^{\circ} 2'$. Dass höhere Winkel auch in anstehendem Gestein auf kurzen Strecken vorkommen können, ist wohl unzweifelhaft, aber wo sie vorkommen, wie dies besonders am inneren Ende gewisser kleineren Fjordbecken häufig der Fall ist, dürften sie entweder mit untergetauchten Karenwänden in Verbindung stehen oder, wie z. B. in dem oben beschriebenen Övre Vand-See, aus eigentümlichen geologischen oder tektonischen Verhältnissen hervorgegangen sein.

Hier bleibt aber noch eins zu bemerken. Die Fjorde folgen genau den früher existierenden Flussthälern und Depressionen, diese aber haben immer die am wenigsten widerstandskräftigen Stellen des Gebirgsgrundes aufgesucht. Deshalb findet man die Fjorde so häufig in den Schichtenantiklinalen sowie in Gebieten mit Verwerfungen oder weicherem Gesteinsgrunde. Noch viel wichtiger ist aber die Gesteinszerklüftung, und ich halte es für sehr wahrscheinlich, dass Fjorde von bedeutender Beckentiefe überhaupt nur an solchen Stellen existieren können, *wo das Gestein gewissen Richtungen entlang durch tiefgehende Zerklüftung mit oder ohne Verwerfungen hinreichend aufgelockert war*, um der Erosion keine bedeutenden Hindernisse in den Weg zu stellen. Ob das Wiedereröffnen solcher präexistierender Klüfte durch die Verhältnisse der Eiszeit auch in anderer Weise als durch die Erosion, z. B. durch die Hebungen und Senkungen des Landes oder durch Druckdifferenzen in der Eisbelastung, begünstigt werden könnte, wie z. B. KJERULF und auch teilweise BRÖGGER meint, ist eine Frage, auf die wir hier nicht eingehen wollen.

Jedenfalls ist es als eine interessante Thatsache zu betrachten, dass die Fjordbildung überhaupt nicht ohne Annahme einer bedeutenden Glet-

schererrosion, ganz abgesehen von der Art derselben, erklärt werden kann. Schon um diese Thatsache zu bestätigen, wäre es sehr wünschenswert, dass Fjorde von verschiedenem Typus zum Gegenstand genauer Einzeluntersuchungen gemacht würden. Ich hoffe später auf diese Fragen zurückkommen zu können.

Upsala, im März 1900.

Inhalts-Übersicht.

Einleitung	S. 157—162.
Historisches über den Fjordbegriff. — Die Randseen.	
Über einige norwegische Fjorde und Seen mit besonderer Berücksichtigung des Thalsystems Salten-Sulitelma	S. 162—195.
Einleitung (Geologie von Norwegen und von der Sulitelmagegend)	
Der Saltenfjord	S. 164.
Die Fjordseen (Nedre Vand und Övre Vand)	S. 166.
Das Thal des Langvandflusses	S. 173.
Der Langvandsee	S. 175.
Die höheren Gebirgsseen und die östlichen Randseen	S. 181.
Allgemeine Bemerkungen über die westskandinavischen Fjorde. S. 182.	
Einteilungsprincip. — Beckenförmige Einsenkungen der untermeerischen Küstentafel. — Die Fjorde der Gebirgsgegenden (I. Fjorde der Faltungszonen. II. Fjorde der Gegenden mit horizontaler Lagerstellung) — Fjorde, die ausserhalb der Gebirgsgegenden gelegen sind.	
Über einige Fjorde und Thäler im SO-lichen Alaska	S. 195—206.
Allgemeine Übersicht der NW-amerikanischen Fjorde. Die Chatam-Strasse mit Lynn Kanal. Das obere Yukon-Thal. Fjordbuchten an der Südküste der Alaska-Halbinsel.	
Kurze Übersicht der sonstigen wichtigeren Fjordgebiete.	S. 206—213.
Westpatagonien und das Feuerland. Grönland. Spitzbergen. Island. Die übrigen Fjordgebiete.	
Über die Ursachen der Fjordbildung. Zusammenfassung und Schluss	S. 213—224.
Charakteristik und Einteilung der Fjorde	
Fjordartige Bildungen ausserhalb der ehemaligen Vergletschungsgebiete	S. 216.
Die Ursachen der Fjordbildung	S. 217.

Textkarten:

Die Bredsdundtiefe und die Umgegend von Aalesund in Norwegen	S. 185
Das Fjordgebiet zwischen Vefsen und Visten	S. 188.
Die Chatham-Strasse mit Lynn Kanal und dem oberen Yukonthal (Alaska)	S. 196.
Specialkarte über den inneren Teil von Lynn Kanal	S. 196.

Erklärung zu der Karte Tafel VII.

Die Hauptkarte ist eine Zusammenstellung von Material aus der KJELLSTRÖM'schen Karte mit älteren Karten über die Gegenden westlich von den Sulitelma-Gruben und stellt die Umrisse der in dem Thalsystem zwischen Sulitelma und Salten gelegenen Seen im Massstab 1 : 75,000 dar. Der Langvandsee liegt 134,5 M. ü. d. Meere; in seinen Umgebungen sind die Höhenkurven für 150, 200, 250, 500 und 750 M. *über dem Meere* eingelegt; in dem See selbst bezeichnen die Kurven die Tiefen von 20 und 50 M. *unter seiner Oberfläche*. Auch in Nedre Vand wurde die Lage der 20 Meter-Kurve angegeben. Hier und überhaupt in den Gegenden, wo keine exakte Karte vorliegt, bezeichnet die Andeutung zu Terraindarstellung die ungefähre Entfernung, wo eine Höhe von 100 M. über dem Thalboden erreicht wird.

Die Längs- und Querprofile von Övre Vand sind im dreifachen Massstab, 1 : 25,000, für sowohl Längen als Tiefen ausgeführt. Hier sowohl als in allen Seen der Hauptkarte sind die Tiefen unterhalb 50 M., zwischen 50—100 M., 100—200 M., 200—300 M. sowie über 300 M. mit verschiedenen Farben angegeben.

Mit einer besonderen Bezeichnung (punktiert) wurden die Endmoränenwälle an beiden Seiten von Nedre Vand angegeben.

Die Specialkarte über den Langvandsee stellt die Umrisse des Sees nach einer älteren, nicht genauen Originalkarte über die Tiefenmessungen im Massstab 1 : 24,000 dar. Die Lage der Tiefenkurven sind für jede 10 M. angegeben; mit besonderen Farben wurden die Entfernungen zwischen jede 20 M. unterschieden. Die Quer- und Längsprofile sind in demselben Massstab nach den Originallotungen und nach den Messungen von KJELLSTRÖM bis zu einer Höhe von 200 M. über die Wasserfläche ausgeführt. Da die Böschungswinkel hier weniger steil sind, wurde in dem Längsprofil auch punktiert die Lage des Seebodens in dreifacher Überhöhung (1 : 8000) angegeben. Die Striche an den Thalabhängen wollen nur roh das ungefähre Schichtenfallen andeuten. Einige geologische Profile, allerdings meistens oberhalb der Seenfläche beginnend, finden sich in dem S. 164 angeführten Werke von HJ. SJÖGREN.

Die Fig. 1, 2, 3 sind nach Aufnahmen von N. HELGESEN, Bodö, die Fig. 6, 7, 8 nach Aufnahmen von K. KNUDSEN, Bergen, ausgeführt.



