7. Beiträge zur Geologie der Insel Island.

Von Herrn K. Keilhack in Berlin.

Hierzu Tafel VIII—XI.

Die folgenden Zeilen sollen als Erläuterung für die von Herrn Dr. C. W. Schmidt und mir während eines sommerlichen Aufenthalts auf Island im Jahre 1883 aufgenommene und nach den Mittheilungen von Paijkull, Helland, Zirkel, Thoroddsen, Johnstrup u. A. erweiterte geologische Karte (Tafel VIII) dienen und gleichzeitig mit einer Anzahl neuer Beobachtungen, die ich bezüglich einiger geologischer Fragen machte, bekannt machen. Leider ist bei diesem textlichen Theile die Mitarbeiterschaft meines Freundes und Reisegefährten durch seinen Aufenthalt im Kilima Ndjaro-Gebiet im Auftrage der deutsch-ostafrikanischen Gesellschaft ausgeschlossen gewesen, so dass für die östliche Hälfte der Insel, die jener wegen meiner Erkrankung allein bereiste, der Text weniger eingehend ist als für den Westen. Dieser Uebelstand wird indessen dadurch verringert, dass der geologische Aufbau des Ostens und Nordens weit einfacher ist, als derjenige der übrigen Theile. Zu den bis jetzt am wenigsten bekannten Theilen der Insel gehören (vom unbewohnten und wüsten Innern abgesehen) die Snäfells-Halbinsel und die nördliche Hälfte der nordwestlichen Halbinsel.

Das bisherige, auf Island bezügliche geologische Kartenmaterial ist sehr unbedeutend. 1867 veröffentlichte Paijkull in $\frac{1}{1920000}$ einen „Entwurf einer geologischen Karte v. Island.“ [1]) Quartär mit Ausnahme einiger Sandr fehlt, miocäner und jungvulkanischer Tuff ist nicht gesondert, praeglaciale Lava nur ganz untergeordnet angegeben. Paijkull giebt 30 Liparitpunkte an, jetzt kennt man deren gegen 60—70. Auch in der Verbreitung jüngerer Laven ist die Karte unzuverlässig. Eine andere geologische Karte von ganz Island giebt es nicht. Dagegen existirt eine von einigen Fehlern abgesehen ganz vortreffliche Karte des südwestlichen Achtels von Island von Th. Thoroddsen in „Vulcanerne paa Reykjanes“, Geolog. Fören. i Stockholm Förh. Bd. VII, Heft 3. Wir haben bis auf einige

[1]) In „Bidrag till kännedomen om Islands bergsbyggnad.“ Stockholm, 1867.

wenige Punkte Thoroddsen's Karte, die 1884 erschien, mit der unsrigen übereinstimmend gefunden und für die von Thoroddsen besuchten Punkte dessen Angaben acceptirt, wogegen in seiner Karte Einiges zu ändern war. Ein Lavastrom zwischen Laugarvatn und Uthlid existirt z. B. nicht, dagegen dehnt sich eine grosse Lavafläche zwischen Olavsvellir und Laugardaelir südlich vom Thingvallasee aus. Die marinen Ablagerungen hat Thoroddsen nicht angegeben.

Unsere Karte unterscheidet, resp. giebt an:

1. Vorwiegend Basalte
2. Vorwiegend Tuffe
3. Kohlen- und Pflanzen-führende Ablagerungen } des Miocän,
4. Conchylien-führende Tuffe des Pliocän,
5. Präglaciale Laven,
6. Lava
7. Tuff } des heutigen Vulkanismus,
8. Flugasche
9. Liparit,
10. Glacialablagerungen
11. Sandr } der Quartärzeit,
12. Yoldienthone
13. Fumarolen,
14. Solfataren,
15. Fundpunkte für fossile Schaalreste,
16. Fundpunkte für fossile Pflanzen,
17. Richtung glacialer Schrammen.

Das Miocän.

Das Miocän setzt den grössten Theil der Insel zusammen und fehlt, zu Tage tretend, anscheinend nur in den breiten Streifen jungvulkanischen Gebirges, deren einer im Südwesten der Insel vom Skjaldbreid zum Cap Reykjanes sich herabzieht, während der zweite grössere zwischen dem Vatna-Jökull und dem Axarfjördr, von der Jökulsá und dem Skjálfandafljót eingeschlossen, liegt. In diesen beiden Gebieten wurden bisher wenigstens weder in Flusseinschnitten noch am Gestade des Meeres ältere Schichten unter den gewaltigen Tuffmassen und Lavadecken beobachtet. In allen anderen Theilen der Insel aber, höchstens noch einen Theil der südisländischen Tiefebene ausgenommen, deren Untergrund gleichfalls unbekannt ist, bilden Basalte und Tuffe miocänen Alters das Grundgebirge, entweder offen zu Tage tretend, oder von vulkanischen Gebilden, von Alluvionen und Glacialablagerungen, oder von mächtigen Gletschern selbst bedeckt.

Das isländische Miocän tritt in zwei petrographisch und räumlich scharf unterscheidbaren Ausbildungsweisen auf. Die eine derselben, die von älteren Autoren als Flötztrappgebirge bezeichnete Schichtenfolge, die ich als miocänes Basaltgebirge im Gegensatze zu dem später zu besprechenden Tuffgebirge bezeichnen möchte, besteht aus einem ausgezeichnet geschichteten, mindestens 3000 Meter mächtigen Complexe von Basalten, Basaltmandelsteinen und mehr untergeordnet auftretenden, die einzelnen Basaltdecken von einander trennenden, dünnen Tufflagen. In Begleitung der letzteren treten an zahlreichen Punkten der Insel Braunkohlenflötze, sogen. Surturbrandlager auf, und mit ihnen oder sie vertretend sehr feinkörnige Tuffe, die eine miocäne Flora[1]) einschliessen.

Das Verbreitungsgebiet dieser Abtheilung des Miocängebirges liegt in den beiden nördlichen Dritteln der Insel und wird nach Süden hin ziemlich scharf abgeschnitten durch eine gerade Linie, die vom Breidamerkr Jökull, einem Ausläufer des grossen Vatna-Jökull, sich nördlich vom Godalands-Jökull durch die südisländische Tiefebene bis an den Südfuss des Esjagebirges in der Nähe von Reykjavík erstreckt. Die Formen des Gebirges zeigen in diesem gewaltigen Gebiete eine ausserordentliche Uebereinstimmung. Es sind ungewöhnlich grosse, horizontal geschichtete Massen, die durch zahllose Flüsse und tief einschneidende Fjorde gegliedert sind, nach dem Innern des Landes zu sich zu schwach welligen Hochebenen von ca. 600 m Meereshöhe zusammenschliessen und an den Rändern nach den Thälern und dem Meere zu steil abfallen. An diesen steilen Abstürzen liegen meist zu unterst, oft bis zu halber Höhe des Gehänges hinauf, ungeheure Schuttkegel, die gewöhnlich eine geschlossene Basis haben, nach oben hin aber in lange Reihen von Einzelkegeln, entsprechend den Wegen der niederstürzenden atmosphärischen Wasser, sich auflösen. Der Böschungswinkel dieser Schuttkegel beträgt gegen 20 — 30°. Ueber ihnen erheben sich weit steiler, bis zu fast senkrechten Felsenmauern ansteigend, die Schichten des anstehenden festen Gesteins, eine Schicht gegen die zunächst unter ihr liegende immer etwas zurücktretend und mit steilem Absturze zu ihr abfallend. Dadurch wird ein ausgezeichneter treppenförmiger Aufbau der dem Meere zugewandten Seite des Gebirges sowie aller steil abfallenden Thalränder erzeugt, an welchem man auf grosse Entfernungen haarscharf bis gegen 40 solcher einzelnen gigantischen Treppenstufen unterscheiden kann. Die Höhe der einzelnen Treppenabsätze und somit die Mächtigkeit der Basaltlagen schwankt zwischen 5 und 30 m, doch sind solche bis zu 15 m Höhe die häufigsten, solche über

[1]) Eingehend bearbeitet von O. Heer in der „Flora fossilis arctica".

30 m sehr selten. Den Anblick einer derartig aufgebauten isländischen Landschaft zeigen die beiden Abbildungen auf Tafel IX, deren obere, der nordwestlichen Halbinsel entnommen, die Schichtung des Gebirges durch die zahlreichen Cascaden des im Westen des Glámu-Jökull etwa 2 — 300 m hoch vom Plateau niederstürzenden Dynjandifoss markirt, während die zweite das Ende des am Ufer des Hvalfjördr dicht bei dem Bauernhofe Thyrill sich erhebenden, etwa 300 m hohen Bergrückens darstellt. Eine annähernde Aehnlichkeit mit diesen gewaltigen Basaltgebirgen des nördlichen Island besitzen, um ein heimathliches Gebiet zum Vergleiche heranzuziehen, die in ihrem unteren Theile aus Röth, im oberen aus den Schichten des unteren Muschelkalkes aufgebauten, reich gegliederten Berge bei Jena. Die flach abgeböschten, aus leicht erodirbaren Röthschichten bestehenden unteren Theile jener Höhen würden den Schuttkegeln, die kahlen, steilen Muschelkalkaufsätze dem festen Basaltgebirge entsprechen, nur dass in Island eine solche Landschaft in Folge der düsteren Farben aller Gesteine und des auf die Schuttkegel beschränkten, dem oberen Theile der Berge fehlenden grünen Pflanzenteppichs keineswegs die freundliche Erinnerung an die Thüringer Berge zu wecken vermag.

An zahllosen Stellen, zumal im östlichen Island und in dem Gebiete nördlich von der Hvitá i Borgarfirdi wird dieses Basaltgebirge von Basaltgängen durchsetzt. In der älteren Literatur findet man häufig die Behauptung, dass zwischen diesen durchsetzenden Basaltgängen und den horizontal gelagerten Basaltdecken ein Zusammenhang bestände, derart, dass das in den Gängen aufgestiegene Material nach der Erreichung der jeweiligen Oberfläche übergeflossen sei und sich deckenförmig ausgebreitet habe. An vielen Stellen soll dieser Zusammenhang, das Aufhören eines Ganges in einer Decke bei petrographischer Uebereinstimmung des Gesteins beider, beobachtbar und beobachtet sein. Wenn man indessen die einschlägige Literatur genau durchmustert, so sieht man bald, dass die Zahl der wirklich beobachteten derartigen Fälle eine ganz minimale ist, dass vielmehr der so äusserst bequemen und leicht verständlichen Theorie zu Liebe diese Ansicht immer stillschweigend acceptirt, nach weiteren Beweisstellen aber nicht gefahndet worden ist. Winkler [1]) wies zuerst darauf hin, dass ihm bei seinen Streifzügen durch das Land nicht ein einziger derartiger Fall zu Gesicht gekommen sei, und ich kann seiner Behauptung, dass ein derartiges Phänomen, welches die obige Deutung zuliesse, überhaupt in ganz Island

[1]) Island, der Bau seiner Gebirge und dessen geologische Bedeutung. München 1863.

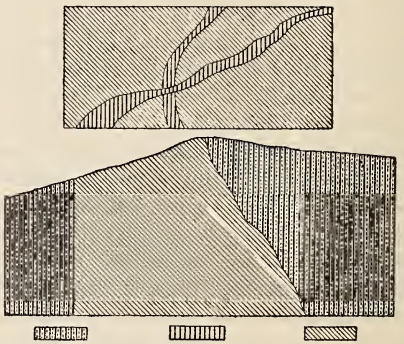
nicht zu beobachten sei, nur völlig beistimmen. Ich möchte sogar die Behauptung aussprechen, dass die sämmtlichen, das isländische Basaltgebirge durchsetzenden Gänge mit basaltischer oder liparitischer Ausfüllungsmasse erst entstanden, als das Miocängebirge bereits völlig fertig gebildet war, und dass die Aufreissung der zahllosen Gangspalten eine Folge der Losreissung jener grossen Basaltscholle, des heutigen Island, von der ausgedehnten, zwischen Schottland und Grönland liegenden Masse gleicher Beschaffenheit war. Als ich nach Island ging, hatte ich über die Beziehungen zwischen Gängen und Decken die gleiche Ansicht wie die oben dargelegte, wenngleich mir bei den Vorstudien die geringe Zahl der Beweise für jene Hypothese bereits aufgefallen war, und wir hatten uns vorgenommen, unser Augenmerk ganz besonders auf jene Beziehungen zu richten, und haben uns redlich bemüht, solche aufzufinden, aber, wie ich gleich hier bemerken will, vergebens. Während wir gemeinsam reisten, hatten wir besonders in dem Gebiete zwischen der Skardsheidi und dem nördlichen Eismeere bereits vielfach Gelegenheit, Basaltgänge zu beobachten, aber nirgends vermochten wir, abgesehen von Apophysen und seitlichen Injectionen, die man oft sieht, ein Aufhören derselben in einer entsprechenden Decke gleichen Gesteines zu erkennen, vielmehr konnten wir überall constatiren, dass die Gänge bis in den obersten Theil des Gebirges hinaufreichten. Da indessen dieses ganze genannte Gebiet die deutlichen Spuren stattgehabter grossartiger Glacialerosion zeigt, so lag die Möglichkeit nahe, dass die Decken, die aus dem Ueberfliessen jener Gangmassen in diesem Theile des Landes hervorgingen, zur Glacialzeit wieder zerstört wären. Nachdem ich mich in Folge schwerer Erkrankung von Dr. Schmidt hatte trennen müssen, bereiste derselbe einen grossen Theil der nordwestlichen Halbinsel, das Nordland in seiner vollen Breite vom Hrútafjördr bis zur Ostküste und das Ostland fast vom Polarkreise bis zum Berufjördr im Süden, also das gesammte für die Verbreitung der miocänen Basaltformation in Frage kommende Gebiet, während ich gleichzeitig auf viele Meilen hin während der zumeist entlang des Landes gehenden Dampferfahrt die Küstengebiete zu sehen Gelegenheit hatte. Dabei ist noch zu bemerken, dass, wie für die Beobachtung der norwegischen Strandlinien die Befahrung der Fjorde mit dem Dampfer das geeignetste Mittel ist, so auch das Studium der Verbreitung und verticalen Erstreckung der Gänge am besten mit einer Küstenfahrt verbunden wird, weil einmal entlang des Ufers die hohen, den Einblick in den Gebirgsbau erschwerenden Schuttkegel meist fehlen, gerade an diesen Stellen aber die Landpassage eine Unmöglichkeit ist, dann

aber aus etwas grösserer Entfernung die Gänge viel deutlicher von dem anstossenden Gesteine sich abheben, als wenn man in grosser Nähe derselben sich befindet. Ausserdem wird im Lande die Beobachtung des Fortsetzens der Gänge nach oben durch vielerlei in den orographischen Verhältnissen begründete Umstände häufig gehindert. Durch wunderbar schönes Wetter während dieses ganzen Theiles der Reise begünstigt, konnte ich vom Dampfer aus, zumal vom Vapnafjördr bis zum Eskifjördr Hunderte von Basaltgängen beobachten und hierbei dieselbe Erfahrung machen wie Schmidt auf seiner Landreise. Alle Gänge, die wir sahen, setzten vom Meeresspiegel resp. von der Thalsohle an bei ungestörter Lagerung der durchsetzten Schichten durch Tausende von Fuss mächtige Basaltlager hindurch bis in den obersten Theil der steilen Küstengebirge, kein einziger aber erreichte früher sein Ende, geschweige denn, dass er deckenartig überfliessend endigte. Wäre aber jene Hypothese thatsächlich richtig, so müsste man, besonders in Anbetracht der vorzüglichen und ausgedehnten Aufschlüsse gerade in dem Basaltgebiete des Landes, nothwendig nicht an einer oder an zwei, sondern an zahlreichen Stellen den Beweis dafür sehen können, da doch jede einzelne der zahlreichen Basaltdecken, mit Rücksicht auf das meilenweit zu verfolgende gleichmässige Fortsetzen derselben in der Horizontale, durch das Ueberfliessen und deckenartige Ausbreiten einer ganzen Anzahl von Basaltgängen entstanden sein muss, und die Zahl dieser Gänge eben wegen der Menge der Decken, die sicher mehrere Hunderte beträgt, eine ganz enorme sein müsste. Ein anderer negativer Beweis für die Unrichtigkeit der Hypothese ist der, dass man im Basaltgebirge an anderen Stellen oft meilenweit nicht einen einzigen Gang sieht, wie denn beispielsweise die Esja und das Skardsheide-Gebirge, die nordwestliche Halbinsel und die Küste des Nordlandes verhältnissmässig arm an Basaltgängen sind. Das beweist, dass jene Gangspalten mehr locale Bildungen, dass sie secundärer Natur sind und mit der Entstehung des Basaltgebirges nicht das geringste zu thun haben.

Noch ein anderer Punkt lässt sich gegen jene Hypothese anführen. Wie Schmidt im vorigen Jahrgange dieser Zeitschrift ausgeführt hat, treten an ca. 60—70 Stellen der Insel Liparite in Gängen und Stöcken auf. Nun ist es aber für keinen jener Liparitpunkte möglich gewesen, mit absoluter Sicherheit ein miocänes Alter zu beweisen, wohl aber für zwei derselben den Nachweis einer ausserordentlich jugendlichen, postglacialen Entstehung zu führen. Nimmt man dazu, dass die Häufigkeit des Auftretens der Liparite in naher Beziehung zu derjenigen der Basaltgänge steht, indem nämlich im Ostlande beide am häufigsten, im Nordwesten und Norden am seltensten auftreten,

so scheint es, dass beide Arten von Gangspalten einen gemeinsamen Ursprung haben und begleitende Phänomene der Hebung des Landes sind, einer Hebung, die noch in jüngster, postglacialer Zeit Fortschritte gemacht hat.[1]) Da nachgewiesenermaassen Basalt- und Liparitgänge einander wechselseitig durchsetzen, also in einen Zeitabschnitt ihrer Entstehung nach hineinfallen, wie es die beiden folgenden Profile zeigen, die man im 50 m breiten Thälchen der Kaldá bei Húsafell an zwei einander gegenüberliegenden Stellen beobachten kann, so müsste man fernerhin annehmen, dass, die Richtigkeit der Entstehungs-

Fig. 1 und 2.



Basaltmandelstein. Basalt. Liparit.

Maassstab ca. 1 : 500.

Hypothese des geschichteten Basaltgebirges vorausgesetzt, auch der Liparit hier und da sich deckenartig hätte ausbreiten müssen. Dem ist aber nicht so, denn der Liparit ist bis heute noch nirgends als Decke innerhalb der Basaltlager beobachtet, sondern immer nur gang- und stockförmig. Alles dies zusammengenommen, wird man kaum umhin können, jene ältere Ansicht zu verlassen und nach einer besser begründeten Erklärung für die Entstehung jener ungeheuren Basaltdecken zu suchen.

Zu der gleichen Anschauung von der Bedeutungslosigkeit der Basaltgänge für die Entstehung der Decken gelangte J. Geikie[2]) durch das Studium der geologisch mit dem miocänen Basaltgebirge Islands völlig identischen Färöer. Auch sie bestehen aus einem mindestens 4000 m mächtigen Com-

[1]) Ueber postglaciale Meeresablagerungen in Island. Diese Zeitschrift 1884, pag. 157.

[2]) J. Geikie, On the geology of the Färoe Islands. Transact. Roy. Soc. Edinburgh.

plexe von Basaltgesteinen verschiedener Korngrösse, die einzelnen Decken durch meist dünne Tufflagen getrennt, mit eingeschalteten, an Thone gebundenen Braunkohlenflötzen, den Aequivalenten des isländischen Surturbrand. Die später zu besprechende andere Abtheilung des isländischen Miocän, das Tuffgebirge, ist auf den Färöern nicht aufgefunden, dagegen treten auch auf ihnen, zumal auf der Insel Suderöe, zahlreiche Basaltgänge auf, aber sie sind vollständig bedeutungslos, und J. Geikie (l. c. pag. 238) sagt von ihnen, dass sie nur dünne, unregelmässige Adern sind, welche sich verästeln und zersplittern, aber keine Aehnlichkeit mit jenen grossen, wallartigen Basaltgängen voraussichtlich miocänen Alters besitzen, welche in Schottland so häufig sind.

Ich wende mich nunmehr zur Besprechung der zweiten Abtheilung des isländischen Miocän. Dieselbe ist in ihrer Verbreitung auf die Südhälfte der Insel beschränkt und überschreitet eine Linie vom Breidamerkr-Jökull zur Esja nach Norden hin nur im östlichen Theile des Vatna-Jökull. Durch fünf wesentliche Eigenthümlichkeiten unterscheidet sie sich vom miocänen Basaltgebirge:

1. Durch das Ueberwiegen von klastischen Gesteinen gegenüber den massigen;
2. durch das Zurücktreten feinkörniger gegenüber doleritischen und gabbroartigen Gesteinen;
3. durch das Auftreten von echten Conglomeraten innerhalb der Tuffe;
4. durch den völligen Mangel an Surturbrand-Ablagerungen und Pflanzen-führenden Tuffen;
5. durch weniger regelmässige Concordanz der Lagerung.

1. Der in Rede stehende Theil des Miocängebirges besteht aus einem mindestens 1300 m mächtigen Complexe von gröberen und feineren Tuffen, Conglomeraten und massigen Gesteinen, von denen die letzteren höchstens ein Viertel der Gesammtmasse ausmachen, während, wie bereits erwähnt, innerhalb des Basaltgebirges die Tuffmassen kaum ein Zehntel betragen.

2. Aeusserst bezeichnend für das ganze südliche Island ist das Ueberwiegen grobkörniger, doleritischer Gesteine gegenüber den Basalten und Anamesiten. In dem grossen Gebirgsstocke der vereinigten Eyjafjalla-, Gódalands- und Mýrdals-Jökull lernten wir die Zusammensetzung des Miocäns am besten kennen, da wir einmal von fünf Punkten (Seljaland, Holt, Solheimajökull, Solheimar und Höfdabrekka) aus Excursionen in das Gebirge unternahmen, sodann aber das Studium der Gesteine auch der von Schnee und Gletschern bedeckten

Theile des Gebirges wesentlich durch den Umstand erleichtert wird, dass eine reichhaltige Sammlung der Gesteine desselben durch die Gletscherströme auf dem schmalen Vorlande zwischen seinem Fusse und dem Meere niedergelegt ist. Waren wir schon bei unseren Gebirgstouren im Westen des Eyjafjalla-Jökull durch die Zahl und Mannichfaltigkeit der Dolerit-Vorkommen in Erstaunen gesetzt, so wuchs dasselbe noch, als wir im Flussbette des Fúlilaekr, eines reissenden Gletscherstromes, der die Schmelzwasser des Solheimajökull in kurzem, raschem Laufe zum nahen Meere führt, aus den Geröllen des Flusses erkannten, dass auch der mittlere Theil dieses Gebirgsstockes überwiegend aus grobkörnigen Gesteinen besteht, die zum Theil makroskopisch sehr grosse Aehnlichkeit mit echten Gabbros besitzen, bei mikroskopischer Untersuchung aber sich als etwas abweichend zusammengesetzte, sehr grobkörnige Dolerite erweisen. Am Ostrande des Mýrdals-Jökull schliesst sich der mehrere Quadrat-Meilen grosse Mýrdals-Sandr an, eine schwarze Sand- und Kiesfläche, die von den Schmelzwasserströmen der anstossenden Gletscher aufgeschüttet ist. Auch unter den Geröllen des Mýrdals-Sandr fanden wir noch mehrfach grobkörnige Gesteine, wenn auch hier bereits etwas zurücktretend. Der Grund dafür liegt darin, dass nach Osten hin in diesem Gebirge die festen Gesteine überhaupt sehr selten werden und grobe Conglomerate und Tuffe zuletzt fast ausschliesslich sich finden. Sodann aber treten hier bereits zahlreiche jungvulkanische Gesteine, blasige Laven und abgerollte Auswürfe der Katla auf, eines unter der Schnee- und Eisdecke des Mýrdals-Jökull in oft unterbrochenem Schlummer ruhenden Vulkanes.

Das weiter nach Osten gelegene Tuffgebiet am Südrande des Vatna-Jökull kennen wir bisher in geologischer Hinsicht nur durch Paijkull [1]) und Helland. [2]) Nach Beider Schilderung herrschen auch dort grobe Gesteine vor, denn sie erwähnen, dass in den Kiesablagerungen des Breidamerkr-Jökull, die entlang des Gletschers in einer Länge von drei bis vier Meilen ausgebreitet liegen, feinkörnige Basalte fast gar nicht vorkommen, sondern nur grobkörnige, auch hier wieder an Gabbro erinnernde Gesteine.

3. An vielen Stellen des südlichen Island finden sich im Miocän echte Conglomerate mit mehr als Cubikfuss-grossen Blöcken. Die Structur dieser grobkörnigen Massen erinnert ganz ausserordentlich an diejenige der isländischen Moränenbildungen. Man sieht in einer fest verkitteten, feineren Grund-

[1]) Paijkull, Bidrag till kännedomen om Islands bergsbyggnad p. 19.
[2]) Helland, Studier over Islands geologi og petrografi p. 73.

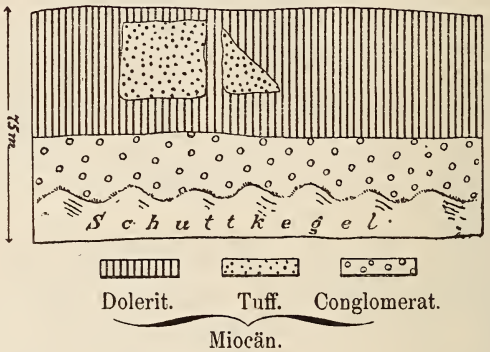
masse Blöcke von allen Grössen regellos durcheinander eingebettet liegen, und so gross ist die Aehnlichkeit mit der Structur der recenten Endmoränen, dass man nur bei Erwägung des tachylytischen Bindemittels dieser Conglomerate und des darüber lagernden, Hunderte von Metern mächtigen Complexes von Basalten und geschichteten Tuffen sich des Gedankens erwehren kann, dass diese völlig structurlosen Massen Producte der Gletscherthätigkeit sind. Die einzelnen Blöcke dieser Conglomerate besitzen übrigens keineswegs die charakteristischen Oberflächenformen vulkanischer Auswürflinge, sondern sind vielmehr deutlich mit den hinterbliebenen Zeichen eines Wassertransportes versehen, den sie vor ihrer Ablagerung durchzumachen hatten, ein Umstand, der entschieden gegen die Bildung in einem tiefen Meere spricht. Diese Conglomerate sind vielmehr entweder an der Küste eines flachen Meeres abgesetzt, welchem die vulkanischen Auswürflinge durch die Flüsse in abgerollter Form zusammen mit feinem Material zugeführt wurden, oder, was bei dem Mangel einer marinen Fauna in diesem Gebilde noch wahrscheinlicher ist, es sind directe Flusssedimente.

4. Die für die miocäne Basaltabtheilung charakteristischen Einlagerungen von dünnen Braunkohlenflötzen und pflanzenführenden feinen Tuffen fehlen im südlichen Island vollständig. Die beiden südlichsten Punkte, an denen Surturbrandlager auftreten, liegen am Reydarfjördr im Osten und bei Stafholt an der Nordrá im Westen, also noch 5 — 6 Meilen nördlich von der Grenzlinie beider Abtheilungen, während sie südlich von derselben bisher weder anstehend gefunden worden sind, noch durch Flussgeschiebe auf ihre Anwesenheit unter den Gletscherdecken dieses Gebietes hingewiesen wird. Ueberhaupt treten so feinkörnige, fast thonige Tuffe, wie sie die Braunkohlenflötze des Nordlandes begleiten, im Südlande nirgends auf.

5. Während im Nordlande die einzelnen Basaltlager in prächtiger, meilenweit zu verfolgender Concordanz übereinander liegen, sind die Lagerungsverhältnisse der den Tuffen eingeschalteten massigen Gesteine im Südlande wesentlich anderer Natur. Wohl kann man auch hier, z. B. am Südrande des Eyjafjalla-Jökull zwischen Seljaland und Solheimar, horizontale Doleritlager sehen, aber sie zeigen weder in der horizontalen Richtung sich gleichbleibende Mächtigkeit, noch sind sie vertical gleichmässig zusammengesetzt. So schwankt z. B. bei der eben angeführten Doleritdecke die Mächtigkeit zwischen einem und 20 Metern, und zwar nimmt diese Mächtigkeit nicht gleichmässig von Ost nach West, oder umgekehrt ab, sondern diese Schwankungen wiederholen sich mehrfach und unregelmässig. Ferner bildet diese Schicht bald (und gerade da, wo

sie am mächtigsten ist) von oben bis unten ein einheitliches Ganzes, bald theilt sie sich in zwei oder drei, bisweilen selbst in vier durch Tuffmassen von einander getrennte Bänke, die alle durch Gabelung aus der ersten entstanden sind und sich unregelmässig in immer wechselnden Profilen wieder vereinigen. Bisweilen auch sieht man, was bei den Basalten des Nordlandes nie der Fall ist, in diesen Doleritbänken unregelmässige Massen von Tuffen eingeschlossen, wie dies beispielsweise das folgende Profil zeigt. Dasselbe ist unmittelbar neben dem

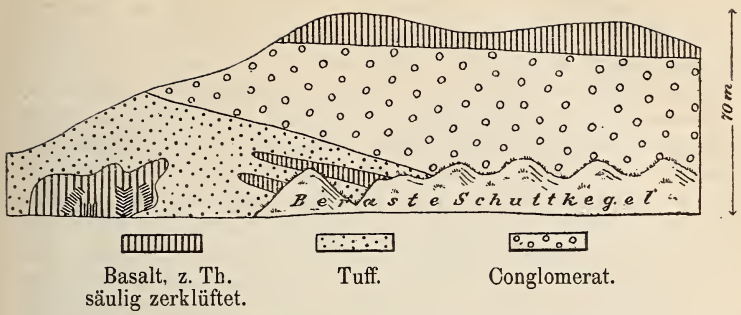
Fig. 3.



herrlichen Wasserfalle von Seljaland zu beobachten, welcher in 65 m hohem Sturze über die steil abgebrochene Doleritbank, die darunter liegenden Conglomerate unterwaschend, niederbraust. Die in der 40 m mächtigen Doleritbank eingeschlossenen, im Querschnitte ziemlich genau die Formen eines Vierecks und eines Dreiecks darstellenden Tuffmassen besitzen eine Höhe von etwa 25 m und ungefähr die gleiche Breite. Andererseits beobachtet man nicht selten im Tuffe unregelmässig geformte, anscheinend stockförmige Basaltmassen, welche ziemlich complicirte, säulenförmige Zerklüftung zeigen. Einen derartigen Fall zeigt das nebenstehende Profil 4, welches wir einige hundert Schritte westlich von Seljaland bei einem noch höheren, aber vollständig zerstäubenden Wasserfalle mit sehr geringer Wassermenge beobachteten. Dieses Profil zeigt auch die Discordanz der einzelnen Gebirgsschichten, wie sie in diesen Tuffgebieten die Regel ist. Jene anscheinend unregelmässigen Basaltmassen sind jedenfalls von Basaltgängen ausgehende, in die lockeren Tuffe injicirte Massen oder Apophysen.

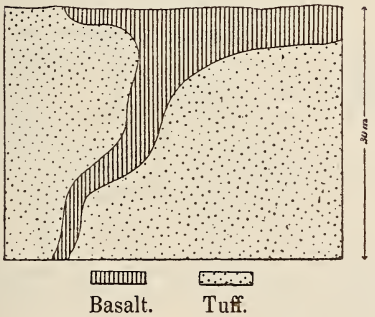
Basaltgänge gehören auch im südlichen Island nicht zu den Seltenheiten, und es kann hier sogar scheinbar deckenartiges Ueberfliessen der Gänge beobachtet werden. Einen

Fig. 4.



solchen Fall zeigt das folgende Profil, welches wir in einer Schlucht nahe dem Pfarrhofe Breidabolstadir am Südabhange des Berges Thrihyrningr [1]) (Dreihorn) beobachteten. Dort durch-

Fig. 5.



setzt ein Gang dichten Basaltes, unten zwei, kurz vor der Verbreiterung gegen sechs Meter mächtig, lockere Tuffe, über welche er in seinem oberen Theile nach Süden hin übergreift. Doch ist diese ganz locale Erscheinung sicher nur eine durch die geringe Widerstandsfähigkeit der Tuffe in ihrem oberen Theile bedingte Verbreiterung des Ganges.

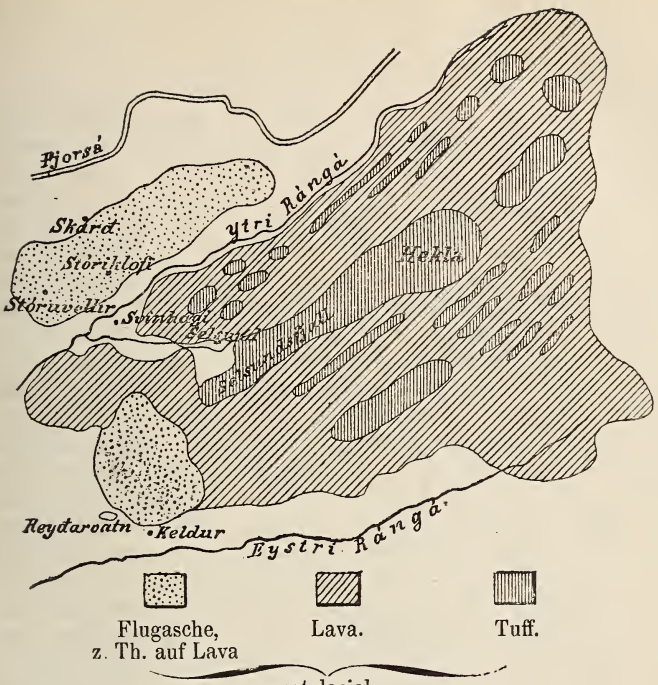
Ueber die Altersbeziehungen zwischen den Basalt- und den Tuffbildungen ist schon viel gemuthmaasst worden, doch konnte ein richtiges Bild dieser Verhältnisse nicht gewonnen werden, weil man von der falschen Grundanschauung ausging, dass die gesammten Palagonit- oder richtiger Tachylyt-Tuffe in dem gewaltigen Gebiete zwischen Kap Reykjanes im Süd-

[1]) Th ist in einigen Worten für einen isländischen, in der Aussprache dem englischen Th ähnlichen Buchstaben gewählt worden. Andere hierher gehörende Worte sind Thjorsá, Thingvallasee.

westen, dem Breidamerkr-Jökull im Südosten und dem Mückensee im Norden, einem Dreiecke, welches nach A. Helland ungefähr die Verbreitung dieser Bildung bezeichnet, gleichalterig seien. In Wahrheit aber hat man unter diesen Tachylyt-Tuffen vier dem Alter nach durchaus verschiedene Bildungen zu unterscheiden. Dieselben sind nämlich theils miocäne, theils pliocäne, theils diluviale, theils vulkanische postdiluviale Bildungen. Zu den miocänen Tuffen gehören selbstverständlich die als untergeordnete Glieder der Basaltformation auftretenden derartigen Gesteine, sowie die eben beschriebenen Tuffe des Südlandes, welche folgende Gebirge zusammensetzen: den Untergrund des Vatna-Jökull, vom Breidamerkr-Jökull über die Quellen der Skaptá bis zu denen der Jökulsá i Axarfirdi, ferner die Gebirge zwischen Vatna-Jökull und Mýrdals-Jökull, den südisländischen Gletscherstock des letzteren und des Eyjafjalla und Gódalands-Jökull, sowie die nördlich davon auf der anderen Seite des Markarfljót gelegenen Berge bis zum Hekla-Gebiete. Pliocäne Tuffe, dem englischen Crag gleichaltrig, sind bisher in Island nur von der Küste nördlich von Húsavík am Axarfjördr bei Halbjarnarstadir-kambur bekannt, wo sie eine reiche, zuletzt von Mörch [1]) beschriebene marine Fauna einschliessen. Architectonisch und stratigraphisch, zum Theil auch petrographisch unterscheiden sich die Tachylyt-Tuffe der Quartärzeit von denjenigen des Miocän. War nämlich für jene das Auftreten von Basalten in Lagern, Gängen und intrusiven Massen charakteristisch, so verhält es sich mit diesen umgekehrt, denn in ihnen fehlen die Basaltdecken gänzlich, und dünne Gänge von basaltischen Laven sind sehr selten. Während ferner die miocänen Tuffe geschlossene Gebirgs-Massive bildeten, aus denen die einzelnen heutigen Gebirgsstöcke durch Erosion hervorgegangen sind, so haben wir eine wesentlich andere Form des Auftretens bei den posttertiären, jungvulkanischen zu constatiren. Sie bilden nämlich entweder einzelne deutlich ausgeprägte Vulkankegel, oder aber, und das ist in den weitaus meisten Vulkangebieten Islands der Fall, sie bilden meilenlange, hohe, schmale Rücken, die in den einzelnen vulkanischen Systemen parallel angeordnet sind. Das nebenstehende geologische Kärtchen des Hekla-Gebietes giebt ein Bild von diesem typischsten, in sich abgeschlossensten der isländischen Vulkangebiete, während die Abbildung auf Tafel XI, 1 den Haupttuffrücken desselben, den Selsundsfjall, darstellt, der in seinem nordöstlichen Ende den schönen Kegel der Hekla selbst trägt. Die Photographie ist unmittelbar bei der Farm Selsund aufgenommen und zeigt als Vordergrund die Lavafläche des Selsundhraun.

[1]) On the crag of Iceland (Geological magazine 1871).

Fig. 6.



Maassstab 1 : 480000.

Während ferner im miocänen Tuffgebirge durch die bankförmigen Einlagerungen von Conglomeraten und Doleritdecken eine wenigstens einigermaassen horizontale Schichtung des Ganzen erreicht wird, fehlt eine solche dem jungvulkanischen Tuff-Gebirge völlig. In diesem sieht man vielmehr die Schichten, ganz der Art ihrer Aufschüttung längs grosser Spalten entsprechend, unter verschiedenen grossen Winkeln aufgerichtet. Während schliesslich in jenem nicht eben selten Einlagerungen von Conglomeraten mit Geröllen sich finden, welche auf eine Ablagerung im Wasser und durch Wasser hinweisen, finden sich in diesen als gröbere Bestandtheile nur echte vulkanische Bomben.

Noch eine vierte anders geartete Tachylyttuff-Ablagerung findet sich in geringer Ausdehnung an den Küsten der südöstlichen Theile des Faxafjördr von der Esja bis nach Keflavík. Es sind das spätglaciale marine Tuffe, über welche ich Näheres im Jahrgang 1884 dieser Zeitschrift mitgetheilt habe.

Wenn wir zur Miocän-Formation zurückkehren, so haben wir noch die Frage zu discutiren, wie die gegenseitigen Altersbeziehungen zwischen den Tuffbildungen des Südlandes und den Basaltbildungen des Nordlandes sind. Es giebt da drei Möglichkeiten: entweder sind es gleichaltrige Faciesbildungen, oder der Tuff ist älter oder jünger als die Basaltformation. Directe, aus den Lagerungsverhältnissen hergeleitete Beweise für die eine oder andere Ansicht waren bisher nicht beigebracht, und die Mehrzahl der Geologen, die sich mit dem Aufbaue der Insel beschäftigt haben, neigte sich der ersten Annahme zu, welche ja auch von vornherein die grösste Wahrscheinlichkeit besitzt. Ist es doch selbstverständlich, dass man bei der zweifellos vulkanischen Bildungsweise des isländischen miocänen Basaltgebirges auch annehmen muss, dass bei der Eruption dieser Basalte, in Anbetracht ihrer mindestens 4000 m betragenden Mächtigkeit, auch, analog den heutigen vulkanischen Vorgängen, eine Bildung von Tuffen durch lose Auswurfsmassen statthaben musste. Eine gewisse Gleichaltrigkeit beider Abtheilungen wird ja auch durch den Umstand bewiesen, dass in den Tuffen gleichfalls Basaltgesteine, wenn auch meist andere Varietäten als im Nordlande, auftreten. Diese Gleichaltrigkeit scheint aber nur bis zu einem gewissen Punkte zu gehen, denn am Esjagebirge, also an der Grenze beider Bildungen, hat man Gelegenheit, ihre gegenseitigen Lagerungsverhältnisse zu beobachten, und da kann man denn constatiren, dass die horizontal gelagerten Basaltdecken im oberen Theile dieses südlichsten der isländischen „Trappgebirge" über einem Complexe von gröberen und feineren Tuffen und Conglomeraten liegen, die von zahlreichen Basalt-, Liparit- und Mineralgängen durchsetzt sind. Dieselben Tuffe setzen die Insel Videy zusammen, wo sie ausgezeichnet reine, bis erbsengrosse Tachylytstücke enthalten, sie bilden den Untergrund des Lavastromes, auf dem Reykjavík steht, und sie enthalten im Seljadalr jene durch die Untersuchungen von Sartorius von Waltershausen's klassisch gewordene Einlagerung reiner Palagonitmasse. Wie es den Anschein hat, lagern die Basaltdecken des oberen Theiles der Esja völlig concordant auf den Tuffschichten des unteren Theiles. An anderen Stellen gelang es mir nicht, die Lagerungsbeziehungen beider zu beobachten, da ihre Grenze zum grössten Theile unter Eis, Lava und Gletscher-Ablagerungen verborgen ist. Indessen genügt die eine Beobachtung an der Esja, um zu zeigen, dass jene Tachylyttuff-Massen Süd-Islands zum überwiegenden Theile der älteren Periode des Miocän angehören, die Basalte dagegen einer jüngeren, dass aber im Verlaufe des Endes jener und des Anfangs dieser beide in Wechselbeziehung zu einander traten. Dies Verhältniss entspricht ja auch durchaus allen Beobach-

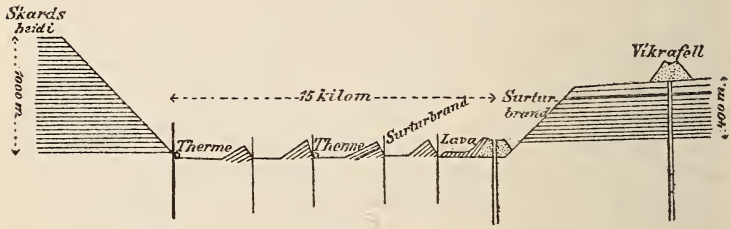
tungen, die man an heutigen Vulkanen, vornehmlich bei der Neubildung solcher gemacht hat. Beginnt doch in den weitaus meisten Fällen die vulkanische Thätigkeit damit, dass zunächst um die Eruptionskanäle herum lockere Auswurfsmassen aufgeschüttet werden, während die Eruption der Lava fast immer einer späteren Phase in der Geschichte des einzelnen Vulkans angehört. Was man also sowohl bei der einzelnen vulkanischen Eruption, als auch in der Geschichte des einzelnen Vulkans beobachten kann, das ist in Island während einer langen Periode intensivster vulkanischer Thätigkeit gleichfalls der Fall gewesen.

Die Lagerungsverhältnisse des isländischen geschichteten Basaltgebirges sind ausserordentlich regelmässige. Im Ost- und Nordlande, vermuthlich auch in der nordwestlichen Halbinsel fallen die Schichten unter Winkeln von 2 bis höchstens 10 Grad nach dem Lande zu ein, so dass also die nördliche Hälfte von Island eine flache Mulde darstellt. Dieses Einfallen der Schichten hat in verschiedenen Fjorden des Ostlandes die Möglichkeit gewährt, annähernd die Mächtigkeit des Basaltgebirges zu bestimmen, wobei man wie auf den Färöern die Zahl von 4000 m als geringste Mächtigkeit fand. Weder die Basalt- noch die Liparitgänge vermochten selbst an Stellen nicht, wo sie in ungewöhnlichem Maasse sich schaaren, Dislocationen zu veranlassen. Dagegen treten im Westen der Insel, worauf schon die ausserordentliche Zahl der Thermen und das reihenweise Auftreten von Vulkanen hinweist, gewaltige, zum grossen Theile mit Dislocationen verbundene Spalten innerhalb des Basaltgebirges sehr häufig auf. Es ist jedoch in vielen Fällen wegen der ausserordentlichen Gleichartigkeit der Gesteine und wegen des Mangels leicht erkennbarer und weithin zu verfolgender Leitschichten sehr schwierig, wenn nicht unmöglich, den exacten Nachweis des Umfanges der stattgehabten Dislocationen zu führen.

Mehrere gewaltige Dislocationsspalten von annähernd ostwestlichem Verlaufe finden sich im westlichen Island. Dort liegt ein Versenkungsgebiet zwischen der Snäfells-Halbinsel als nördlicher und dem Skardsheidi-Gebirge als südlicher Begrenzung, ein Gebiet, welches man als die westisländische Tiefebene bezeichnen kann. Diese Tiefebene wird im Norden und Süden von ostwestlich streichenden Gebirgszügen, im Westen vom Meere begrenzt und geht nach Osten hin in eine Reihe radial angeordneter Thäler von ausgezeichnet geradlinigem Verlaufe über. Nördlich, östlich und südlich dieser Tiefebene zeigen alle Gebirge vollkommen ungestörte horizontale Lagerung der Schichten und eine Höhe von 500 bis 1000 m, dagegen treten innerhalb der Tiefebene zahllose, durch die diluvialen und alluvialen Ablagerungen in derselben hindurch-

ragende Basalthügel auf, in welchen die Schichten sehr gestörte Lagerung zeigen. Die Basalt- und Mandelsteinschichten aller jener kleinen, mehrere 100 m langen, meist schmalen und nur selten 100 m hohen Hügel sind unter 10 bis 35° aufgerichtet; sie fallen alle nach Osten hin unter die Moordecke ein, während sie nach Westen hin steil, bisweilen fast senkrecht abgebrochen sind. Das spricht dafür, dass in dieser ganzen quadratmeilengrossen Fläche eine mit vollständiger Zertrümmerung verbunden gewesene Versenkung des ursprünglich vorhandenen Basaltgebirges zwischen zwei gewaltigen Dislocationsspalten stattgefunden hat. Das folgende Profil giebt einen schematischen Querschnitt durch das betreffende Gebiet in nordsüdlicher Richtung, also normal zu den Haupt-

Fig. 7.



verwerfungen, wobei zu bemerken ist, dass die Basalthügel in dem Versenkungsgebiete rücksichtlich des Einfallens der Schichten um 90° gedreht gedacht werden müssen, da das Streichen der Profillinie parallel geht. Die ausgeführte Anschauung über diesen Gebirgsbau wird durch verschiedene andere Beobachtungen unterstützt. Längs des Südrandes der Snaefells-Halbinsel muss nothwendig eine gewaltige Spalte verlaufen, vielleicht noch mit einer weiter nördlich liegenden Parallelspalte, da eine intensive vulkanische Thätigkeit selbst noch in historischer Zeit hier stattgefunden hat. Die Vulkanlinie lässt sich verfolgen von Snaefells-Jökull im Westen bis zum Fusse des Láng-Jökull im Osten, in einer Länge von 180 km. Auf dieser Linie finden wir von West nach Ost zunächst den gewaltigen Vulkan des Snaefells-Jökull selbst, einen Vulkan bei dem Handelsplatz Budir, zwei andere zwischen Budir und Gardar, den fünften bei Stadastadr, den sechsten bei Höresholt; als siebenten lernen wir da, wo die Snaefells-Halbinsel als solche beginnt, den Vulkan Eldborg (Feuerberg) kennen, welcher im zehnten Jahrhundert, der Sage nach in einer Nacht, entstand und einen gewaltigen Lavastrom ausgoss. Dann folgt der Vulkan im Barnaborgarhraun, weiterhin ein Vulkan am

Fusse der Vestriskardsheidi, ein prächtiger Doppelkegel, Brók, im Nordráthal in der Nähe des Hredavatn, dann der postglaciale Liparitstock Tunga im oberen Hvitáthale, weiterhin der den Snaefells-Jökull an Grösse noch bedeutend übertreffende Eyriks-Jökull, der zwar noch nicht geognostisch untersucht ist, aber seiner ganzen Form nach zweifellos ein Vulkan ist, und schliesslich ein unter dem Eise des Láng-Jökull verborgener Vulkan, welchem ein gewaltig grosser, 60 km langer Lavastrom, das Hallmundarhraun, entflossen ist. Ausserdem treten auf dieser Linie an nicht weniger als zwölf Stellen heisse Quellen auf. Die südliche Verwerfungsspalte scheint durch den Borgarfjördr entlang des Nordrandes der Skardsheidi bis zum Anfang des Skórradalsvatn zu verlaufen, dann aber in vier etwas radial verlaufende Spalten zu zerfallen, welchen die heutigen thermenreichen Thäler des Skórradalsvatn, der Grimsá, der Flokadalsá und Reykjadalsá entsprechen. Näheres über die Thermenreihe dieser Thäler siehe unten.

Auch auf den Spalten, welche bei der Zertrümmerung der abgesunkenen Platte sich bildeten, sind an mehreren Stellen Thermen aufgestiegen. Dass hier in der That eine Versenkung, im nördlichen Theile um mindestens 200 m, stattgefunden hat, beweist auch die Lagerung des Surturbrandes, der, weil einen bestimmten Horizont andeutend, eine gute Leitschicht zur Beurtheilung von Dislocationen abgiebt, aber leider nur gar zu untergeordnet auftritt. Bei Stafholt liegt derselbe unmittelbar am Ufer der Nordrá, ebenso liegen im Niveau der Tiefebene die Pflanzen-führenden Tuffe am Hredavatn, während kaum eine halbe Stunde nördlich davon in dem unverworfenen Gebirge derselbe Surturbrand ebenfalls mit Pflanzen-führenden Schichten in der Nähe des Vulkans Vikrafell auftritt, und zwar 200 m höher gelegen als die erwähnten Vorkommen im Tieflande.

Die beschriebene Tiefebene ist noch in spätglacialer Zeit vom Meere bedeckt gewesen, wobei die Basalthügel als Inseln und Klippen dem breiten Meerbusen entragten, während die oben erwähnten langen, geraden Thäler Fjorde darstellten. Noch ist einer jener Fjorde als langgestreckter Binnensee im Skórradalsvatn erhalten.

Nördlich von der Snaefells-Halbinsel liegt zwischen ihr und der nordwestlichen Halbinsel ein breiter Meerbusen, der Breidifjördr, von zahllosen Inseln und Klippen erfüllt, welcher heute genau dasselbe Bild gewährt wie jene beschriebene, südlich gelegene Tiefebene noch zur spätglacialen Zeit. Da nun auch in diesem Gebiete, sowohl auf mehreren Inseln, wie an einzelnen Stellen im Meere zwischen ihnen, Thermen sich finden, so scheint hier dasselbe Verhältniss vorzuliegen, d. h.

ein Versenkungsgebiet zwischen zwei parallelen Spalten, deren eine dem Nordrande der Snaefells-Halbinsel, deren andere dem Südrande der nordwestlichen Halbinsel folgt. Darnach würde die 10 Meilen lange Snaefells-Halbinsel ein zwischen zwei Versenkungsgebieten liegender, von parallelen Spalten begrenzter Horst sein. Nur so auch erklärt sich der ausserordentliche Inselreichthum des westlichen Island, der von keinem anderem Küstentheile auch nur annähernd erreicht wird, wenn man nämlich die Inseln als dem Meere entragende Schollen einer zertrümmerten, versenkten Tafel betrachtet.

Auch dem Südrande der Esja scheint vom Kollafjördr bis zum Skálafell eine Dislocationsspalte zu folgen, an welcher die südlich gelegene Gebirgsmasse unter gleichzeitiger Zertrümmerung abgesunken ist, so dass die einzelnen Berge östlich von Reykjavík, der Lágafell, Helgafell und Grimmannsfell, die heute, ich möchte sagen unmotivirt sich aus den Diluvialablagerungen erheben, stehengebliebene Horste innerhalb des Versenkungsgebietes darstellen. Auch diese Verwerfungsspalte ist durch eine Anzahl von Thermen zwischen Esjuberg und Mosfell charakterisirt.

Auf die Tertiärzeit folgt eine Reihe von Ablagerungen theils vulkanischen, theils glacialen und vegetabilischen Ursprungs, die sich durch eine ausserordentlich bedeutende räumliche Verbreitung, sowie durch beträchtliche Mächtigkeit auszeichnen. In der grossen Gruppe der jüngeren vulkanischen Bildungen vermögen wir eine zeitliche Reihenfolge mit Hilfe der von der Glacialzeit her hinterbliebenen Spuren zu erkennen. Dieselben sind so deutlich und in die Augen springend, im Laufe langer Zeiträume so wenig verwischt, dass wir aus ihrem Fehlen innerhalb grösserer Gebiete mit Sicherheit den Schluss ziehen können, dass die daselbst auftretenden Bildungen postglacial sind. Dieses Unterscheidungsmerkmal lässt sich vornehmlich auf die Lavaströme anwenden, die wir, je nachdem sie auf ihrer Oberfläche geschrammt, mit Rundhöckern versehen und mit Moränenschutt bedeckt sind oder nicht, als präglaciale oder postglaciale anzusprechen im Stande sind.

Praeglaciale Laven.

Die Ueberleitung von den miocänen Basalten und Tuffen zu den Producten der modernen vulkanischen Thätigkeit wird durch einige präglaciale Lavaströme vermittelt. Dieselben unterscheiden sich von den Basaltdecken des Miocäns dadurch, dass sie nicht concordant mit diesen liegen, sondern vollkom-

men discordant sowohl die Basalte, als auch die Tuffe des Miocän überlagern. Ihre Entstehung fällt offenbar in eine verhältnissmässig späte Periode, da durch die Erosion bereits grosse Theile des Miocän zerstört und die Reliefformen der Oberfläche bereits wesentlich umgestaltet worden sein müssen. Von den älteren Geologen wurden jene präglacialen Laven zu einer Zeit, als ihre Verbreitung und Lagerung noch wenig bekannt war, für ältere miocäne Bildungen gehalten, und erst Paijkull giebt in seiner 1867 erschienenen kleinen geologischen Karte die Lava der Reykjavíker Halbinsel als präglacial an.

Erst durch die Untersuchungen dieses Jahrzehnts wurde die weite Verbreitung der präglacialen Laven erkannt und die alten Vulkane aufgefunden, denen sie entflossen sind. Zwei Gebiete sind es hauptsächlich, aus denen wir dieselben jetzt kennen. Das eine derselben liegt im südwestlichen Viertel der Insel, das andere nördlich von Vatna-Jökull. Der erstere Lavastrom, den man nach der auf ihm erbauten Hauptstadt Islands wohl am besten als den Reykjavíker bezeichnet, hat folgende Verbreitung. Am Fusse des Geitlands-Jökull beginnend, geht er durch das Kaldidalr über die Hochebene nordwestlich vom Skjaldbreid und über die Gagnheidi nieder zum Thingvallasee und von hier aus über die Mosfellsheidi zur Halbinsel Reykjanes, zugleich die beiden kleinen Halbinseln von Reykjavík und Bessastadir und die grosse Halbinsel von Keflavík zusammensetzend. Innerhalb der Halbinsel von Reykjanes ist er zum grössten Theile von jüngeren vulkanischen Tuffen und Lavaströmen bedeckt, wurde aber an zahlreichen Punkten durch die Untersuchungen des isländischen Geologen Thoroddsen sowohl an der Küste, als im Innern in kleinen Partieen zu Tage tretend nachgewiesen. Zu diesem Lavastrom gehört auch der isolirt zwischen jüngeren Lavamassen unmittelbar bei dem kleinen Hafenplatze Hafnarfjördr hervortretende Hügel, dessen Gestein auf der erwähnten Paijkull'schen Uebersichtskarte fälschlich als Trachyt angegeben ist. Der verticale Abstand zwischen dem Ausgangspunkte dieses Lavastromes und dem Niveau des Meeres, bis zu welchem er hinabreicht, beträgt mindestens 800 m, die Entfernung der beiden von einander am meisten entfernten Punkte 120 km, so dass das mittlere Gefälle 1 : 150 beträgt, ein Gefälle, welches einem Winkel von 0° 20′ entspricht. Am 10. Juli 1883 gelang es uns, den Ursprungspunkt dieses Lavastromes nachzuweisen. Wir waren von Húsafell an der westlichen Hvitá aufgebrochen, um am nordwestlichen Rande des Geitlands-Jökull, den bis dahin noch kein Europäer besucht hatte, glaciale Alagerungen zu studiren. Der Weg dahin führt, nachdem man die Hochfläche erstiegen hat, über ein schauer-

lich ödes, aller Vegetation baares Trümmerfeld glacialen Ursprungs, dem an zahlreichen Stellen das unterlagernde feste Gestein in Form von geschrammten Rundhöckern entragt. Bei der Untersuchung dieses Gesteines konnten wir die völlige Identität desselben mit der Lava von Reykjavík constatiren. Beim Besteigen des Gletschers, dessen Schmelzpunkt hier bei ungefähr 600 m Meereshöhe liegt, folgten wir einer Seitenmoräne, welche sich etwa noch bis zu einer Höhe von 760 m ü. d. M. emporzieht. Die Gesteine, welche diese Moräne zusammensetzen, bestehen fast ausschliesslich aus grossen und kleinen Blöcken derselben Lava. Durch ein System mächtiger Spalten im Eise waren wir verhindert, höher als bis 860 m an dem hier etwa 1000 m hohen Eisgebirge vorzudringen, und vermochten in Folge dessen nicht zu erkennen, ob die einzige noch sichtbare Gesteinsschutt-Anhäufung auf dem Eise, die noch höher lag als der letzte von uns erreichte Punkt, aus den gleichen Gesteinen bestand. Soviel aber ging aus den gewonnenen Resultaten bereits hervor, dass wir uns an oder auf dem unter mächtiger Eisdecke begrabenen alten Vulkane befanden, dem jener gigantische Lavastrom entflossen ist. Die Punkte, an denen diese Lava beobachtet wurde, sind sehr zahlreich. Im äussersten Südwesten bei Keflavík von Kjerulf [1]), in der Halbinsel Reykjanes von Thoroddsen [2]), von Reykjavík bis zum Thingvallasee in ununterbrochener Folge von uns, zwischen dem Thingvallasee und dem Kaldidalr an zahlreichen Punkten von Zirkel [3]) und von da bis zum Ursprungsgebiete im Geitlands-Jökull ebenfalls wieder von uns. Nirgends in dieser ganzen langen Linie tritt das Gestein in grösseren Flächen frei zu Tage, vielmehr ist es überall von zum Theil ausserordentlich mächtigen glacialen Ablagerungen, Moränen und Sanden, oder von Torflagern oder jüngeren Lavaströmen bedeckt. Nur am Ufer des Meeres, in den Thälern der Bäche und Flüsse und in zahlreichen, den Moränen entragenden Rundhöckern tritt es frei zu Tage. In seinen oberen Theilen bis fast hinab zum Kvigyndisfell ist der Strom ausserordentlich arm an Vegetation; von da an findet sich auf ihm bis nahe zum Meere hin die eigenthümliche Haide-Vegetation Islands, aus Flechten, Zwergweiden, Rauschbeeren, Bärentrauben und anderen Zwergsträuchern zusammengesetzt. Die Meereshöhe der Lavaoberfläche beträgt am Fusse des Geitlands-Jökull 600 m, am Fusse des Ok 480 m, beim Kvigyndisfell 320 m, auf der Mosfeldsheide 130 m und erreicht

[1]) Bidrag til Islands geognostiske fremotilling etc.

[2]) Vulkanerne paa Reykjanes. Geol. Fören. Förh. Stockh.

[3]) Schirlitz, Isländische Gesteine pag. 21.

auf der Halbinsel von Keflavík den Meeresspiegel, so dass das Gefälle des Stromes sich als ein ziemlich ungleichmässiges herausstellt. Dass zur Diluvialzeit wieder beträchtliche Theile dieses Lavastromes zerstört sein müssen, geht einmal daraus hervor, dass innerhalb seines Verbreitungsgebietes, so beispielsweise in dem kleinen Thale der Ellidaá nahe bei Reykjavík, miocäner Tuff unter der Lava zu Tage tritt, dann aber auch aus dem Umstande, dass auf der Insel Videy gleichfalls noch ein Fetzen dieses Lavastromes über miocänen Tachylyttuffen sich findet, ein Vorkommen, welches beweisend dafür ist, dass jene Insel einst mit dem Festlande zusammenhing und erst in der Glacialzeit, sei es durch die Gletscherthätigkeit, sei es durch das Meer, von demselben abgetrennt wurde. An einigen wenigen Stellen ist sogar noch die charakteristische Oberflächenform der Lava, den zerstörenden Einflüssen der Vergletscherung durch günstige Umstände entzogen, erhalten geblieben, und sie unterscheidet sich hier nach dem Zeugnisse Paijkull's [1]) in nichts von derjenigen moderner Lavaströme mit oberflächlicher Fladenstructur.

Das andere Gebiet präglacialer Lavaströme liegt zwischen dem Skjálfandafljót und der Jökulsá, dem Vatna-Jökull und dem Axarfjördr. In diesem Gebiete wurde präglaciale Lava zuerst von Schmidt im Thale der Jökulsá in der Nähe des Wasserfalles Dettifoss beobachtet. Unsere Kenntniss aber von der ausserordentlichen Verbreitung dieser Laven in jenem grossen Gebiete verdanken wir einer im Jahre 1884 von Thoroddsen [2]) vorgenommenen Specialuntersuchung derselben. Er wies dieselbe überall in den Flussthälern und in den Einsenkungen des Odádahraun nach, jener 100 □ Meilen grossen, von modernen Lavaströmen fast überall bedeckten Wüste südlich vom Mückensee; ebenso tritt diese Lava fast überall an den Thalrändern des Skjálfandafljót und der Jökulsá auf. Die Ränder der später zu erwähnenden jungvulkanischen Spalte im nördlichen Theile des Laufes der Jökulsá, welche auf Tafel X, 2 dargestellt ist, bestehen aus einer mächtigen Decke solcher präglacialer Lava, die hier von jüngeren vulkanischen Tuffen und Aschen überlagert ist. Thoroddsen gelang es auch, die Vulkane, denen die Lavaströme entflossen sind, zu entdecken. Er bezeichnet als solche Urdarháls beim Kistufell am Rande des Vatna-Jökull und den Bláfjall und Sellandafjall, 20 km südlich vom Mückensee. Die höchsten Theile jener Berge bestehen aus präglacialer Lava, aber während dieselbe auch

[1]) Bidrag till kännedomen om Islands bergsbyggnad. Stockholm 1869.

[2]) Eine Lavawüste im Innern Islands. Petermann's Mittheil. 1885, VIII und IX.

auf dem höchsten Theile des 1000 m hohen Sellandafjall auf das deutlichste vom Eise geschrammt ist, besitzt sie auf dem nur 225 m höheren Bláfjall eine vollständige Lavastructur in ihrer Oberfläche, und am südlichen Theile des Berges existirt noch ein mächtiger Krater, dem sie entflossen ist. Thoroddsen nimmt an, dass „die Gletscherdecke der Eiszeit mächtig genug gewesen ist, die Oberfläche des Sellandafjall zu schrammen; dagegen muss der höchste Punkt des Bláfjall wie ein Nunatak über das Binnenlandeis emporgeragt haben, und aus diesem Grunde hat sich der Krater und die aus ihm stammende Lava einigermaassen unverändert erhalten können." Die Mächtigkeit der präglacialen Lavaströme des Nordlandes beträgt nach Thoroddsen bis über 100 m, diejenige, der Reykjavíker Lava in der Nähe der Hauptstadt höchstens 30 m.

Von ausserordentlichem Interesse ist der Umstand, dass in diesen beiden, soweit von einander gelegenen Gebieten der petrographische Charakter des Gesteins ein so ausserordentlich gleichmässiger ist. Es ist ein lichtgraues, etwas poröses, aus einem Gemenge von Plagioklas, Augit, Olivin und Magnetit bestehendes Gestein, welches nach der Grösse seiner Gemengtheile am besten als ein Dolerit zu bezeichnen ist. In der Abhandlung von Zirkel [1]) sind die untersuchten Stücke von verschiedenen Punkten des Reykjavíker Lavastromes als Augit-Andesite angeführt, da auf Grund einer Forchhammer'schen Analyse der Feldspath dieses Gesteins als ein Oligoklas angesehen wurde. Eine erneute Untersuchung desselben aber durch Schirlitz (l. c. pag. 21) zeigte, dass derselbe ein Labradorit ist, in welchem sich Albit zu Anorthit wie 1 : 2 verhält. Auch der beträchtliche Olivingehalt dieses Gesteins macht eine Zutheilung desselben zu den Augit-Andesiten unmöglich. Der Olivin dieser Gesteine ist in sehr wechselnder Menge vorhanden. In manchen Varietäten, so in einigen Stücken, die ich bei Fossvogr unweit Reykjavík schlug, tritt er makroskopisch fast ganz zurück, während er in einem anderen, in 15 Meilen Entfernung am Geitlands-Jökull geschlagenen Stücke fast die Hälfte des ganzen Gesteins ausmacht. Ueberall zeigt der Olivin eine prächtig metallisch schimmernde Oberfläche, die an Buntkupferkies erinnert; auch nimmt er anstatt der grünlich gelben oft eine röthliche Farbe an, zeigt also dieselben Erscheinungen, wie die Olivinkrystalle eines von Schirlitz (l. c. pag. 36) beschriebenen Tuffes aus einem westlichen Seitenthale Bjarnadalr in der Nähe der Baula.

Nach dem Zeugniss von Schmidt und Thoroddsen stimmt

[1]) Zirkel, Bemerkungen über die geognost. Verhältn. Islands im Anhange des Reisewerkes pag. 314.

das äussere Aussehen und der petrographische Charakter der präglacialen Dolerite im nördlichen Island völlig mit demjenigen der gleichalterigen Gesteine im Südwesten überein. Da nun dieses Gestein mit keiner der zahllosen Basalt-Varietäten des Miocän und ebenso wenig mit dem Gesteine irgend eines der modernen Lavaströme Aehnlichkeit besitzt, so haben wir auf Island den interessanten Fall, dass während einer verhältnissmässig sehr kurzen Periode der vulkanischen Thätigkeit, zwischen dem Miocän und der Glacialzeit, ein Gestein zur Eruption gelangte, neben welchem kein anderes auftrat und dessen Charakter weder in dem vorhergehenden, noch in dem folgenden Zeitabschnitt sich wiederfindet.

Es ist eine ausserordentlich interessante Erscheinung, dass die Verbreitung der präglacialen Lavaströme sich vollständig mit den beiden Gebieten deckt, in welchen der moderne postglaciale Vulkanismus zur Hauptentwickelung gelangt ist, denn abgesehen von dem Heklagebiete findet sich ausserhalb jener beiden Flächen kein einziges Vulkangebiet in Island, in welchem sich grössere zusammenhängende, meilenlange Kraterreihen fänden, vielmehr treten überall anderwärts nur einzelne Vulkankegel auf, die mitsammt dem zugehörigen Lavastrome gewöhnlich einer einzigen Eruption ihr Dasein zu verdanken haben.

Ob während der Glacialzeit selbst vulkanische Eruptionen statthatten, ist unbekannt. Die Kriterien der Lavaströme solcher „glacialer" Eruptionen werden Auflagerung auf Gletscherbildungen, resp. auf geschrammter Felsunterlage und Schrammung der Oberfläche und Bedeckung derselben mit Moränenbildungen. Bei der Schwierigkeit des Nachweises beider Erscheinungen ist kaum anzunehmen, dass man einmal solche unzweifelhaft vorhandenen Lavaströme mit Sicherheit wird nachweisen können.

Postglaciale vulkanische Bildungen.

3 — 400 □ Meilen der Insel sind mit jungvulkanischen Bildungen bedeckt. Die Unterscheidungs-Merkmale derselben gegenüber dem Miocän sind bereits weiter oben erörtert.

Der postglaciale Charakter dieser aus Lavaströmen, Tuffen, Aschen, Bimssteinen und Schlacken bestehenden Bildungen wird durch den absoluten Mangel an Gletscher-Ablagerungen, Schrammen, Schliffen, Rundhöckern und ähnlichen Erscheinungen in den von ihnen eingenommenen Gebieten bedingt. Der doppelten Art des Auftretens der jungvulkanischen Tuffe, nämlich theils in langgestreckten Rücken, theils in einzelnen Kegelbergen, und der Verbreitung beider Arten vulkanischer

Herde über die Insel ist ebenfalls bereits gedacht. Die einzeln auftretenden Vulkane zeigen die beiden Typen vulkanischer Kegelberge, Tuffkegel und Lavakegel, in vorzüglicher Ausbildung und in grosser Zahl. Zu den Aschenkegeln gehören die Vulkane, welche auf der langen Spalte am Südrande der Snaefells-Halbinsel bis zum Láng-Jökull hin liegen, sowie ein grosser Theil der Vulkane im Mückensee-Gebiete. Zu den Lavakegeln gehört der prachtvolle Vulkan Skjaldbreid (Breitschild), 3 Meilen nördlich vom Thingvalla-See, sowie der Herdubreid und der Trölladyngja zwischen dem Mückensee und dem Vatna-Jökull. Der Böschungswinkel der Aschenkegel ist gewöhnlich ein hoher, wohingegen die ausschliesslich aus Lava aufgebauten Vulkane sehr flach geneigt sind, so dass beispielsweise Thoroddsen auf den Herdubreid hinaufzureiten vermochte. Für den Skjaldbreid vermag ich auf einer von uns aufgenommenen Photographie den Böschungswinkel mit 5° zu bestimmen. In Wirklichkeit aber ist derselbe für den eigentlichen Vulkan noch geringer, weil derselbe unter einer nach oben hin an Mächtigkeit zunehmenden Schneedecke begraben liegt. Auch der Ök, ein auf der Hochfläche, nördlich von Skjaldbreid liegender, völlig isolirter Berg macht durch seine Form durchaus den Eindruck eines Lavavulkans, da sein Böschungswinkel einschliesslich einer auf ihm lagernden Gletscherkappe gleichfalls nur 6° beträgt (ebenfalls auf einer Photographie gemessen).

Auch einseitig durch einen Lavastrom geöffnete Eruptionskratere, wenn auch nicht von so ausgesprochenem Charakter wie diejenigen der Auvergne, sondern mit flacher eingesenktem Krater, beobachtet man mehrfach, beispielsweise im Nordrá-Thale an dem einen von zwei dort mit einander verbundenen Kegeln und an dem westlichsten Kegel der Hekla (s. u.).

Wenn ich als Beispiel für die langgestreckten vulkanischen Tuffrücken das Heklagebiet beschreibe, so geschieht dies einmal, weil mir dasselbe genauer bekannt geworden ist, dann aber auch, weil in ihm jene Rücken in der typischsten Weise entwickelt sind. Zu der Beschreibung verweise ich noch einmal auf das auf pag. 389 gegebene Kärtchen, sowie auf Tafel XI, Abbildung 1.

Das Hekla-System besteht, wie das Kärtchen zeigt, aus einer Anzahl bald längerer, bald kürzerer Tuffzüge, welche lange, schmale, ziemlich steil abfallende Bergrücken bilden und von einander durch tiefe Thäler getrennt sind, in welchen eine, mehrere oder viele Lavadecken über einander ausgebreitet liegen. Der mittelste dieser Tuffrücken, zugleich der längste und wichtigste, da er die eigentlichen Heklakratere trägt, wurde von uns einer genaueren Untersuchung unterzogen.

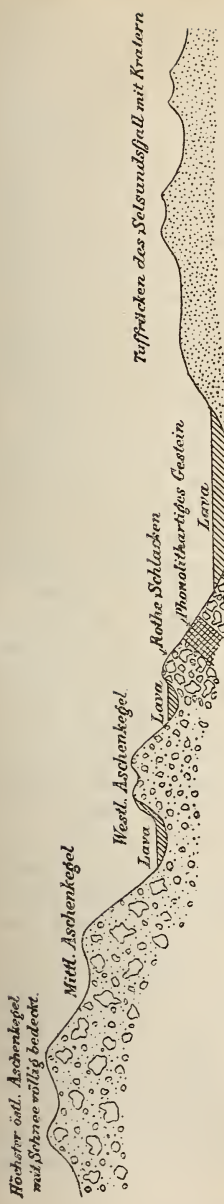


Fig. 8.

Länge des Profils ca. 6000 m. Höhendifferenz zwischen dem Selsundsfjall und dem höchsten Aschenkegel der Hekla ca. 1200 m.

Dieser Tuffrücken weicht nur an einer einzigen Stelle von seiner geraden Richtung ab, indem er kurz vor seinem südwestlichen Ende ein Knie und so einen Winkel im Thale bildet, welchen die von Nordosten und Süden heranfluthenden Lavaströme verschonten, und so die Gründung einer Farm, Selsund (Weidebucht), veranlassten. Nach dieser Farm, die der Hekla am nächsten liegt, trägt der ganze Rücken den Namen Selsundsfjall. Die nebenstehende Skizze giebt einen Durchschnitt dieses Rückens in seiner Streichrichtung von seinem südwestlichen Theile bis zur Höhe des Heklakegels, soweit wir ihn kennen lernten. Von Selsund an bis ungefähr halbwegs zur Hekla besteht dieser Bergrücken, welcher die rechte Seite unserer Abbildung auf Tafel XI einnimmt, ausschliesslich aus echt vulkanischen tachylytischen [1]) Tuffen, die zahlreiche vulkanische Bomben einschliessen; so findet sich ein ganzes Haufwerk solcher in unmittelbarer Nähe der Farm Selsund um einen, auf der Höhe des Rückens eingesenkten Aschenkrater herum. Zwischen dem Selsundsfjall und den eigentlichen Heklakegeln liegt eine Einsattelung, in welche Lavaströme der Hekla niedergingen und von der aus sie nach beiden Seiten in mächtigen Lavastürzen in die

[1]) Dass übrigens tachylytische Tuffe unmittelbar während der Eruption auch heute noch entstehen und nicht etwa überall Producte lang andauernder Zersetzung sind, bewies im Jahre 1875 die Eruption auf der vulkanischen Spalte Svinagjá im Osten vom Mückensee am Wege nach Grimstadir.

Thäler nördlich und südlich des Rückens niedergingen. Mehrere Schneewasserbäche zeigen in ihren tiefen Erosionsschluchten, dass auch hier noch unter der Lava der gleiche Tuff liegt. Hat man diese etwa 2 km breite, in der unglaublichsten Weise durcheinander geworfene und zertrümmerte Lavawüste überschritten, so gelangt man an den Fuss der eigentlichen Hekla. Man erreicht zunächst einen sanft ansteigenden Abhang, welcher vollständig aus faust- bis kopfgrossen, ziegelrothen Schlacken besteht. Nur an einer Stelle ragt ein eigenthümlich schiefriges, Phonolith-artiges, steil aufgerichtetes Gestein heraus, welches wahrscheinlich nur eine vom Eruptionskanale aus seitlich in die lockeren Schlacken injicirte Lavamasse darstellt. Diese weithin leuchtenden Schlackenhügel sind von dem ersten deutlich erkennbaren östlichsten Heklakrater abermals durch eine mit Lava erfüllte Einsenkung getrennt. Dieser erste Kegel ist aus dunkelfarbigen Aschen aufgeschüttet und trägt einen einseitig geöffneten Krater, dem ein Lavastrom entflossen ist und zwar nach Nordosten hin, nach der eigentlichen Hekla zu, von welcher der eben beschriebene Kegel wieder durch eine tiefe Einsattelung getrennt ist. Hat man dieselbe überschritten, so steht man am Fusse des mittleren Aschenkegels, dessen Besteigung wegen seiner Steilheit, besonders aber wegen der Durchtränkung der Aschen mit Schneeschmelzwassern ausserordentlich schwierig ist. Nachdem man auch diese Höhe erreicht hat, ist man nur noch durch eine schwache, muldenförmige Einsenkung von dem höchsten Aschenkegel der Hekla getrennt, welcher gegenwärtig nicht im Entferntesten mehr die Steilheit und die grotesken Formen zeigt, wie er sie offenbar, aus einer Reihe von Abbildungen zu schliessen, Ende des vorigen und Anfang dieses Jahrhunderts besessen hat. Er ist vielmehr so wenig geneigt, dass man leicht zu Pferde auf ihn hinauf gelangen könnte, wenn nicht einzelne Lavafelder, vor Allem aber der steil ansteigende mittlere Kegel diesem Unternehmen unüberwindliche Hindernisse in den Weg setzten. So wie dieser Tuffrücken liegen noch eine ganze Reihe ähnlicher paralleler zwischen den Lavaströmen des Heklasystems, von denen verschiedene in historischer Zeit noch Eruptionen gehabt haben. Einer derselben, der Bjólfell, dem Selsundsfjall im Nordwesten parallel, kommt eben noch am linken Rande unserer Abbildung zum Vorschein; zwischen ihm und der Hekla liegt der den Vordergrund von Taf. XI, 1 einnehmende Lavastrom Selsundshraun. [1])

Die Dimensionen der Tuffrücken und die Länge und Breite der Spalten, über denen sie aufgeschüttet wurden, sind ausser-

[1]) Hraun = Lavastrom, gespr. Röin, vergl. Rhön.

ordentlich verschieden. Während der Selsundsfjall mit dem Heklarücken über 20 km lang ist und im Südwesten der Insel noch längere Rücken auftreten, finden sich andererseits auch wieder geradezu zwerghafte vulkanische Spalten. So berichtet Thoroddsen [1]) von einer solchen aus dem Gebiete südlich vom Mückensee, welche eine Länge von 10 m und eine Breite von 10—12 cm besitzt. Trotzdem trägt dieselbe nicht weniger als 12 modellgleich gebildete, wie Kinderspielzeug aussehende Miniaturkratere, deren grösster einen Durchmesser von 1 m besitzt, während die übrigen einen solchen von 12 bis 16 cm haben.

Die Lava liegt theils deckenartig auf den Hochflächen oder in den Tiefebenen, theils stromartig in den Erosionsthälern und zwischen den parallelen Tuffrücken. Danach ist auch ihre Unterlage eine sehr verschiedene. Unter den Laven der Hochflächen liegen Glacialablagerungen oder ältere Gesteine, unter denen der Tiefebene gleichfalls diluviale Bildungen, stellenweise marinen Ursprungs. So findet sich an der Ostseite des Flusses Sóg, welcher die Wasser des Thingvalla-See's zur Thjorsá abführt, eine von einem Lavastrom bedeckte, hart gebrannte Thonschicht marinen Ursprungs, in welcher *Pecten islandicus* Müller und eine Balanen-Art vorkommen. Auch der grosse Lavastrom im Südlande zwischen Olafsvellir und Laugardaelir, der sich entlang der Hvitá über 20 km weit erstreckt und vielleicht dem Hestfjall entflossen ist, liegt auf marinen, jungdiluvialen Thonen, welche bei Arnarbauli am Steilufer der Hvitá zu Tage treten und dort Winkler eine Reihe von Schaalresten und Skeletttheile eines grossen Delphins lieferten. Die Lavaströme zwischen den Tuffrücken der Hekla und der Halbinsel von Reykjanes lagern auf ebenfalls jungvulkanischen Tuffen, Aschen oder Bimssteinen. Da dieselben sich ausserordentlich durchlässig gegenüber dem Wasser verhalten, so treten dadurch in den vulkanischen Gebieten ganz eigenthümliche Verhältnisse ein. So kommen z. B. von der Hekla eine grosse Anzahl von wasserreichen Bächen in tief und steil eingeschnittenen Schluchten herunter, welche sich im Thale vereinigen und zwischen dem Selsundsfjall und dem Selsundshraun ihren eigentlichen Abfluss haben, aber bereits wenige 100 m hinter seiner Einmündung in das Thal wird der wasserreiche Bach kleiner, löst sich in einer Anzahl einzelner Adern auf und verschwindet sehr bald gänzlich im Sande. Vor jeder einzelnen, von Selsundsfjall niederkommenden, Schneeschmelzwasser abführenden Schlucht wiederholt sich diese Er-

[1]) Eine Lavawüste im Innern Islands. Petermann's Mittheil. 1885, VIII und IX.

scheinung. Erst 6 km weiter unterhalb, nahe bei der Farm Selsund selbst, treten diese Wasser als rauschende starke Quellen aus den Spalten und am Fusse des Lavastromes wieder zu Tage und vereinigen sich zu einem starken Bache, dem Selsundslaekr. Da wo Lavaströme Erosionsthäler bei ihrem Vordringen benutzten, sind dieselben bisweilen in ihrer ganzen Höhe und Breite ausgefüllt worden. Das war beispielsweise der Fall bei der grössten vulkanischen Eruption, die in historischer Zeit in Island stattgefunden hat und vielleicht von keiner Eruption auf der ganzen Erde übertroffen wird. Dieselbe fand im Jahre 1783 im Südosten der Insel am Fusse des Skaptár-Jökull statt, und der sich gabelnde Lavastrom, der bei dieser Gelegenheit zur Eruption gelangte, füllte die Thäler der Skaptá und des Hverfisfljót stellenweise in einer Mächtigkeit von 200 m aus und verbreitete sich noch über einen grossen Theil der aus Gletschersanden aufgeschütteten Tiefebene in einer Mächtigkeit von 10—30 m.

Die Oberfläche der Lavaströme ist nur in den seltensten Fällen eben und glatt, oder mit den eigenthümlichen wulstigen und tauartig gedrehten, aus dem Flusse der zähen Masse resultirenden Erstarrungsformen versehen, in den meisten Fällen dagegen als echte Schollenlava ausgebildet. Von dem Aussehen dieses unangenehmsten aller Hindernisse, die dem Reisenden in Island begegnen können, kann man sich nur schwer eine Vorstellung machen. In geradezu unglaublicher Weise ist die erstarrende Kruste der Lava während des Vordringens des Stromes immer wieder in mächtigen Schollen zertrümmert und in chaotischer Weise durcheinander geworfen.

Der petrographische Charakter der Laven ist ebenso übereinstimmend, wie ihre Structur wechselnd. Es finden sich wie in der Basaltfamilie in ganz Island ausschliesslich basaltische Feldspathlaven, an deren Zusammensetzung sich Feldspath, Olivin, Magnetit, Augit und Apatit betheiligen. Die Laven zeigen alle Uebergänge von kohlschwarzen, festen und dichten, durch poröse und blasige bis zu schaumig aufgetriebenen, fast bimssteinartigen Gesteinen. Eine eigenthümliche Form der Blasenräume beobachtete ich an einem im Mýrdalssandr aufgefundenen, vermuthlich von der Katla herrührenden Gesteine, in welchem die einzelnen Blasenräume die Gestalt flachgedrückter, langer Cylinder haben und genau parallel liegen. Bezüglich der Grösse der Gesteins-Gemengtheile beobachtet man ebenfalls alle Uebergänge zwischen dichten, basaltischen und grobkörnigen, doleritischen Laven. Die grössten Feldspathausscheidungen, die ich in recenten Laven zu beobachten Gelegenheit hatte, waren die den Mineralogen schon längst bekannten sehr reinen Anorthite in grossen, am linken Ufer der Thjorsá bei Thjorsárholt sich findenden Blöcken, bezüglich deren ich keine

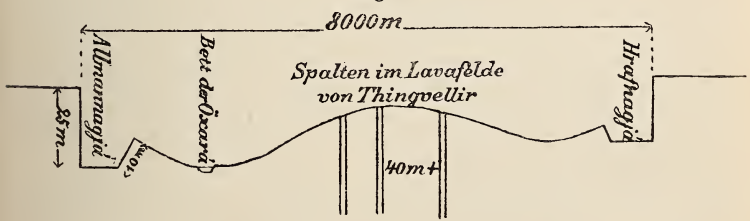
Gewissheit erlangen konnte, ob sie von einem Lavastrome herrühren, oder ob sie, wofür ihre Form sehr spricht, vulkanische Auswürflinge darstellen. Im letzteren Falle dürfte man sie wegen ihrer Grösse keineswegs auf die 25 km entfernte Hekla beziehen, sondern müsste vielmehr annehmen, dass sie dem nahe gelegenen Skardsfjall entstammen.

Einschlüsse fremder, älterer Gesteine sind bisher in den isländischen Laven und Auswürflingen noch nicht beobachtet, falls nicht ein von mir bei Solheimar im Südlande in einem Auswürflinge der Katla gefundenes, in seinem Aussehen sehr an gefritteten Granit erinnerndes Gestein hierher gehört.

Die isländischen Lavaströme sind sehr reich an Spalten. Die grösten dieser Spalten finden sich im Südwesten der Insel zwischen Kálfatjörn und Reykjanes, sodann nördlich vom Thingvalla-See und im Vulkangebiete um den Mückensee. Diese Spalten sind entweder echte Dislocationsspalten oder einfache Risse, an denen keine Verschiebung der Schichten stattgefunden hat. Von beiden Arten vulkanischer Spalten vermag ich nach unseren Photographien eine Darstellung zu geben und zwar zeigt Tafel X, 1 die gewaltige Dislocationsspalte der Allmannagjá, Tafel X, 2 die Schlucht der Jökulsá im Nordlande.

Nördlich vom Thingvalla-See liegt ein dem Skjaldbreid entflossener Lavastrom, in welchem sich zwei einander parallele, $1^1/_2$ Meile lange Spalten bildeten, deren Abstand von einander 8 km beträgt. Die Richtung derselben ist ungefähr von Südwest nach Nordost. Der zwischen diesen beiden Spalten gelegene Theil des Lavastromes ist eingesunken in der Weise wie es das folgende stark verkürzte Profil zeigt.

Fig. 9.



Von der Allmannagjá im Westen, der Hrafnagjá im Osten sind die beiden äusseren Begrenzungswände der Spalten, wie dies die Abbildung der Allmannagjá zeigt, als steile, langgestreckte Felswände stehen geblieben, während die einander zugekehrten Seiten abgesunken sind, und zwar so, dass die Grösse der Versenkung in der Nähe jeder der beiden Spalten am bedeu-

tendsten war, während der mittlere Theil nur wenig gesunken ist. Wohl aber ist derselbe durch die Einsenkungen an den beiden Seiten in anderer Weise verändert worden, indem auf ihm in Folge der zu grossen Spannung zahlreiche, den beiden Hauptspalten parallele, kleinere Aufreissungen erfolgten. Diese kleineren Spalten haben eine Breite von wenigen Centimetern bis zu 5 m. Sie sind entweder, wie auch die beiden Hauptspalten, mit von den Seiten herabgestürzten Gesteinsblöcken ausgefüllt oder aber mit Wasser, dessen Spiegel gleich dem des nahen Thingvalla-Sees ist. Die Tiefe der Spalten fanden wir zu 20—30 m, in einem Falle aber reichte unsere 40 m lange Lothleine nicht aus. Eine eigenthümliche Beobachtung machten wir an dem Wasser, welches in einzelnen dieser Spalten sich findet. Einmal ist nämlich dasselbe ausserordentlich durchsichtig, so zwar, dass wir in einer nur 5 m breiten Kluft durch eine 14—15 m hohe Wasserschicht die Felsblöcke auf dem Grunde zu sehen vermochten, wobei wir uns selbst noch 14 m über dem Wasserspiegel befanden; sodann aber sahen wir hineingeworfene Steine und den Bindfaden unseres Lothes durch eine 6—9 m mächtige Wasserschicht in intensiv grünblauem Schimmer, welcher bei grösserer Wassertiefe verschwand, bei geringerer verblasste.

Das Versenkungsgebiet nördlich vom Thingvalla-See zeigt den charakteristischen Typus einer Graben-Versenkung mit noch offenen Bruchspalten und zahlreichen, in Folge der Versenkung aufgerissenen kleineren Parallel-Spalten. In der Ebene nördlich vom Thingvalla-See hat noch im vorigen Jahrhundert gelegentlich eines Erdbebens eine Fortsetzung der Dislocationen stattgefunden, indem im Jahre 1789 das ganze Gebiet zwischen der Hrafnagjá und der Allmannagjá eine weitere Senkung im Betrage von $^2/_3$ m erlitt. Gleichzeitig trat eine Senkung der nördlichen und eine Hebung der südlichen Seite des Thingvalla-Sees ein, so bedeutend, dass der Weg nach Thingvellir z. Th. unter Wasser gesetzt wurde und verlegt werden musste. Auch vulkanische Thätigkeit soll noch in historischer Zeit in diesem Gebiete beobachtet worden sein. Die Tiefe der beiden Hauptspalten beträgt gegen 30 m, ihre Breite 25, die Höhe der abgesunkenen Wand 10 m, das Maximum der Dislocation, d. h. der Höhenunterschied zwischen der ursprünglichen Oberfläche und der Einsenkung durch welche die Öxará fliesst, etwa 40 m. Der letztere Fluss, ein Zufluss des Thingvalla-Sees, stürzt in einem prächtigen Wasserfalle in die Allmannagjá hinein, durchfliesst sie eine kurze Strecke, verlässt sie dann, indem er die östliche niedere Wand durchbricht, in einem schäumenden Cascadenfalle und fliesst durch die tiefste Stelle der Einsenkung zum nahen See.

Auch die andere auf Tafel X, 2 dargestellte Spalte, die der Jökulsá, hat zu einem Wasserfalle Veranlassung gegeben, dem grössten und wasserreichsten an dem daran so reichen Island, dem Dettifoss. Jene 20 km lange Spalte durchsetzt jungvulkanische Tuffe und unter diesen lagernde präglaciale Lava, welche die im Bilde sichtbaren hohen Felsmauern bildet. In einem gewaltigen Falle stürzt die Jökulsá in diese gigantische Spalte hinein und folgt ihr in nördlicher Richtung, bis sie das Tiefland erreicht, in dem sie sich deltaförmig ausbreitet.

Alle grösseren Wasserfälle Islands gehören drei Typen an. Entweder sind es Cascadenfälle, die über die gigantischen Treppenstufen der miocänen Basaltgebirge zu Thale gehen, wie der auf Tafel IX, 1 dargestellte Dynjandifoss, oder es sind Spaltenfälle, wie die der Öxará und Jökulsá, oder es sind Fälle ähnlich dem Niagara. Zu den letzteren gehören der Seljalandsfoss, der Skógarfoss, beide im Südlande, und ein schöner Wasserfall im Brynjudalr am Hvalfjördr. Alle diese Wasserfälle entstehen dadurch, dass ein Bach oder Fluss an einem Gehänge niederfliesst, an welchem eine harte Basaltdecke auf lockeren Conglomeraten oder Tuffen liegt; die letzteren werden leicht unterwaschen, während der Basalt Widerstand leistet, und so entsteht ein an Höhe allmählich zunehmender Wasserfall. Gleichzeitig weicht derselbe aber auch zurück, indem durch die Gewalt der niederstürzenden Gewässer die Tuffe unter der Basaltdecke ausgewaschen werden und die letztere von Zeit zu Zeit nachstürzt.

Kehren wir nach dieser Abschweifung zu den Lavaströmen zurück. Eine in denselben häufig zu beobachtende Erscheinung ist das Auftreten von Hohlräumen. Dieselben entstanden dadurch, dass unter der erstarrten und festgewordenen Oberfläche die glühende Masse im Innern sich senkte und so einen meist flachen Hohlraum bildete. In wild zertrümmerter Schollenlava kommt natürlich dieser Fall nicht vor, sondern nur in ruhig geflossenen Strömen, so z. B. in dem Lavastrome Hellisheidi (Höhlenheide) westlich von Reykir im Ölfushreppr. Dort klingt an vielen Stellen die Lava auf dem Reitwege hohl unter den Hufen der Pferde. Man reitet hier auf dünner zerbrechlicher Decke über Hohlräume von unbekannter Grösse; stellenweise ist später durch irgend welche äussere Veranlassung die Decke eingebrochen und der Hohlraum geöffnet worden. Ganz anderer Entstehung ist die grösste Lavahöhle Surtshellir westlich vom Eyriksjökull, bezüglich deren ich auf die genaue, von Zirkel und Preyer [1]) gegebene Beschreibung verweisen kann.

[1]) Zirkel und Preyer, Reise nach Island.

Wenn ich noch mit einem Worte der Vegetation auf den Lavaströmen gedenke, so geschieht dies hauptsächlich darum, weil über diesen Punkt viele unrichtige Anschauungen verbreitet sind. Absolut vegetationslos ist die Lava nur da, wo die Höhenlage überhaupt jeden Pflanzenwuchs verbietet, oder wo sie von sehr junger vulkanischer Asche bedeckt ist. Auf den Hochebenen unterhalb der Vegetationsgrenze trägt sie wenigstens noch Krustenflechten und silbergraues Moos, in welchem *Silene acaulis*, *Salix polaris*, *Loiseleuria procumbens* und andere kleine Polarpflänzchen sich finden; wo dagegen Lavaströme in tiefen, vor rauhen Winden geschützten und gut bewässerten Thälern liegen, ist die Vegetation sogar geradezu eine üppige zu nennen. So wächst z. B. am unteren Ende des Selsundshraun an vielen Stellen ein etwa fusshoher „Wald" von *Betula nana*, *Salix phylicifolia* und *S. lanata*, in welchem zahlreiche kleinere Kräuter und Sträucher sich finden, und auf dem Lavavastrome im Thale der westlichen Hvitá unweit Húsafell wächst sogar ein 10—12 Fuss hoher, prächtiger Birkenwald *(Betula pubescens)*, unter dessen Schutze eine reiche und eigenthümliche Waldflora sich angesiedelt hat.

Noch eines vulkanischen Gebildes, welches für die Bevölkerung sehr unheilvoll ist, habe ich zu gedenken. Das sind die lockeren, windverwehten vulkanischen Aschen, die infolge ihrer Beweglichkeit und Ruhelosigkeit eine beständige Gefahr bilden. So wurden erst vor wenigen Jahren durch aus Nordosten hereinbrechende Staubstürme die auf dem geologischen Kärtchen pag. 389 noch angegebenen Farmen Stóruvellir und Stóriklofi im nordwestlichen Theile des Heklagebietes völlig öde gelegt, und wo einst üppige Viehweiden sich fanden, liegt heute fusshoher Flugsand. Auch geringere Mengen desselben vermögen zerstörend auf die Vegetation der Weiden einzuwirken, indem sie die süssen Gräser verdrängen und die Vermehrung der sauren, Kieselsäure-reichen Cyperaceen und Equisetaceen befördern.

Die heissen Quellen.

Zu den verbreitetsten und auffälligsten der an den Vulkanismus geknüpften Erscheinungen in Island gehören die heissen Quellen. Schon seit dem vorigen Jahrhundert haben sie durch ihre Zahl und Mannichfaltigkeit — denn es giebt kaum eine Art von Thermen, die das Land nicht aufzuweisen vermöchte — die Aufmerksamkeit der Gelehrten auf sich gezogen, und durch die bewunderungswürdigen Aeusserungen ihrer Thätigkeit zahlreiche Touristen der einsamen Insel zugeführt. Die Erwähnung der Namen von Bunsen, Descloiseaux,

Sartorius von Waltershausen und Zirkel genügt, um daran zu erinnern, welche Fülle geistiger Anregung von dem Quellenboden des Geysir und von den in tiefster Wildniss tobenden Solfataren und Maccaluben im Mückensee-Gebiete ausging, welche tiefen Probleme der petrogenetischen und dynamischen Geologie dort ihre Lösung fanden. Trotzdem fehlt es unserer Literatur an einer Uebersicht über die Art des Auftretens, die mechanischen und chemischen Leistungen, die verschiedenen Arten und die in historischer Zeit nachweisbar eingetretenen Veränderungen der isländischen Thermen, abgesehen von einer alten Zusammenstellung aus dem Anfange dieses Jahrhunderts [1]), die nicht auf Autopsie beruht, und von einem Capitel in dem oben citirten Werke Helland's (pag. 138 bis 152), welches sich indessen hauptsächlich mit den Solfataren und dem Geysirgebiete beschäftigt, dagegen die zahllosen übrigen Thermen Islands nur ganz kurz berührt. Die hierher gehörenden zahlreichen Notizen sind vielmehr in der überaus reichen, wenn auch grösstentheils völlig veralteten Literatur über die Insel zerstreut. Es liegt auch gar nicht in meiner Absicht, im Folgenden eine erschöpfende Darstellung dieser Verhältnisse zu geben, ich beabsichtige vielmehr nur, in knappen Umrissen die wesentlichsten der oben angeführten Punkte auszuführen.

Die Isländer bezeichnen ihre heissen Quellen mit folgenden Namen: Ölkelda, Laug, Hverr, Geysir, Námi, Leirhverr.

Ölkelda, eig. Bierquelle, bezeichnet eine Kohlensäurehaltige, meist kaum noch bemerkenswerthe Wärme zeigende Quelle.

Laug, eig. Bad, heisst eine warme Quelle, deren Temperatur den Siedepunkt nicht erreicht.

Hverr bezeichnet im Allgemeinen jede heisse Quelle — auf der uns von dem Bauern in Haukadalr am Geysir überreichten Rechnung war sogar der Strokkr (s. u.) als Hverr bezeichnet — doch wird der Ausdruck zumeist für die kochenden, Kieselsinter absetzenden Quellen bezeichnet.

Geysir wird ein Hverr genannt, wenn er das Wasser mit grosser Mächtigkeit auswirft. (Ausser dem Geysir κατ' ἐξοχήν bei Haukadalr werden noch verschiedene Springquellen in anderen Theilen des Landes mit diesem Namen bezeichnet.)

[1]) Island, rücksichtlich seiner Vulkane, heissen Quellen, Gesundbrunnen, Schwefelminen und Braunkohlen, nebst Literatur hierüber, von G. Garlieb. Freyberg 1819, pag. 77–102.

Námi, eig. Grube, bezeichnet eine Solfatare,
Leirhverr, eig. Thonquelle, dagegen eine Maccalube.

Die folgende Uebersicht vermag am besten ein Bild von dem ausserordentlichen Reichthum des Landes an Thermen zu gewähren. Der Aufzählung ist die politische Eintheilung der Insel in Syssel zu Grunde gelegt, und zwar beginnt sie im Nordwesten und folgt der Küste, an welche sämmtliche Syssel grenzen, nach Süden, um so um das ganze Land herumzugehen. In der Zusammenstellung sind die bedeutenderen Thermengebiete, wo entweder deren eine grosse Anzahl oder besonders wichtige auftreten, durch gesperrten Druck hervorgehoben; diejenigen Localitäten, in deren Namen die Stammsilben laug-, hverr-, reyk-, varm-, nám- und kelda vorkommen, erinnern schon hierdurch an das Auftreten von Thermen. Zugleich habe ich, soweit dies sich durchführen liess, jeder einzelnen Localität in Abkürzung die Art der dort auftretenden Quellen beigesetzt und zwar bezeichnet S. Solfataren und Maccaluben, [S.] desgl. im Erlöschen begriffen, W. warme Quelle, K. Kochquelle, Sp. Springquelle, C. Kohlensäurequelle. Diejenigen Quellen, bei denen solche Zusätze fehlen, habe ich weder durch eigene Anschauung kennen gelernt, noch finden sich Notizen über ihren Charakter in der Literatur. Im Allgemeinen wird man annehmen können, dass alle diese unbedeutenden und unbeschriebenen Quellen in die Abtheilung der isländischen Laugar, der warmen, nicht kochenden Quellen, gehören.

Ísafjardarsýsla:

1. Reykjarfjördr (W), 2. Reykjanes bei Vatnsfjördr (K), 3. Laugabol im Mosdalr (W).

Strandasýsla:

4. Reykjaneshverir am Reykjarfjördr (W), 5. Bjarnarfjördr (W), 6. Fell am Kollafjördr, 7. Reykjanes am Steingrimsfjördr, 8. Kleifar, nördlich vom Bjarnarfjördr.

Bardastrandasýsla:

a. auf dem Festlande:

9. An der Thverá und bei Hella nördlich von Brjánslaekr, 10. bei Kross, westlich von Brjánslaekr, 11. Reykjarfjördr (W), 12. Reykholar (K, Sp), 13. Laugaland am Thorskafjördr.

b. auf den Inseln:

14. Oddbjarnasker (W), 15. Drápsker (W), 16. Reykey (K), 17. Sandey (K), 18. Urdholm (K).

Dalasýsla:

19. Laugar im Hvammsveit bei Saelingsdalstunga (W).

Snäfellssýsla:

20. Ölkelda bei Stadastadr (C), 21. östlich von Stadastadr (C), 22. Budir am Maelifell (C), 23. 8 km östlich von Budir bei Lýsuhol (C), 24 Hraunhöfn, 25. Ósakot bei Budir (C), 26. Brimilsvellir, 27. Grundarfjördr (C), 28. Selberg, 29. bei Ólafsvík, am Fusse des Enni (C).

Hnappadalssýsla:

30. Ölkelda bei Raudimelr (C), 31. östlich und westlich der Haffjardará.

Mýrasýsla:

32. Nordöstlich von Nordtunga, 33. bei Hjardarholt (W), 34. bei Stadarhraun.

Borgarfjardarsýsla:

35. An der Leirá (K), 36. in der Nähe der Andakilsá, 37. bei Baer, 38. bei Varmalaekjarmúli (W) [37, 38 an der Grimsá], 39. am Fusse des Tungufell (W), 40. bei Brenna (W) [39, 40 im Lundareykjadalr], 41. Skrifla (K), 42. Árhver (K), 43. Tunguhverar (K), 44. Sturlureykir (K) [41—44 im Reykholtsdalr], 45. bei Samstadir an der Hvitá.

Kjósarsýsla:

46. Bei Esjuberg, 47. bei Kollafjördr (W), 48. bei Mosfell, 49. Reykjalaug am Fusse des Grimmannsfell (W).

Gullbringusýsla:

50. Laugarnes bei Reykjavík (K), 51. Brennisteinnámar am Fusse des Sveifluháls bei Krisuvík (S), 52. Hverinn eini (S), 53. Grindavík (S), 54. Reykjanes (S).

Árnessýsla:

55. Zahlreiche Solfataren und Fumarolen am Fusse des Hengill (S), 56. am Fusse des Skálafell (S), 57. Reykir im Ölfushreppr (K, Sp, [S]), 58. Laugardaelir (W), 59. nördlich von Hraungerdi, 60. bei Haukadalr (K), 61. am Laugarvatn (K, Sp, [S]), 62. Geysirgebiet am Laugarfjall (W, K, Sp, [S]), 63. bei Vatnsleyra, 64. bei Torfastadir (Sp), 65. bei Skálholt (K), 66. bei Hruni, 67. bei Gröf (K), 68. am Fusse des Berghylsfjall, 69. bei Reykjadalr, 70. südlich von Skálholt zwischen den Flüssen Hvitá und Thjorsá, 71. Rauducambar, 72. zahlreiche Thermen am Fusse des Blágnypa-Jökull an den Kerlingafjöll.

Rángárvallasýsla:

73. Kaldárholt an der Thjorsá, 74. bei Stóriklofi, 75. bei Svinhagi am Selsundslaekr (K), 76. im Hrafntinnuhraun am Torfa-Jökull (W, K).

Austr-Skaptafellsýsla:
77. Bjarnanes (C), 78. Jökuldalr (W).

Nordr-Múlasýsla:
79. Laugarfell nördlich vom Snaefell (W), 80. Laugarvalladalr (W), 81. Hróalstadir an der Selá (W), 82. Adalbol im Hrafnkelsdalr (W), 83. am Kill im Mündungsgebiete der Jökulsá.

Sudr-Thingeyjarsýsla:
84. Am Ljósavatn, 85. Reykir im Bleiksmýradalr, 86. Reykir am Reykjahvisl (Sp, K), 87. zwischen Grenjadarstadr und dem Lángavatn, 88. bei Reykjalid am Mývatn, 89. am Leirhnukr (S), 90. Hlidarnámar am Námafjall (S), 91. Fremrinámar am Bláfjall (S), 92. Laugar südlich von Helgastadir, 93. Askja (K), 94. am Nordrande des Vatna-Jökull am Vónarskard (W).

Eyjafjardarsýsla:
95. Reykir (W), 96. Lón [95, 96 an der Olaffjardará], 97. Laugaland (W), 98. Hrafnagil (W), 99. Kristnes (W) [97—99 an der Eyjafjardará].

Skagafjardarsýsla:
100. Reykir (W), 101. Vidimýri [100, 101 im Thale der Svartá], 102. Goddalir, 103. Hof [102, 103. im Vestrdalr], 104. Laugaland, 105. Reykjarholt (W), 106. Reykir, 107. am Miklavatn [104 — 107 nördlich vom Unadals-Jökull], 108. Reykjarholt an der Fljótsá (W), 109. Reykir am Reykjarströnd (W), 110. bei Holl südlich von Reynistadr, 111. Reykir an der Hjaltadalsá (W).

Húnavatnssýsla:
112. Reykir am Hrútafjördr (K), 113. Reykir am Svínavatn (W), 114. nördlich von Anastadr am Midfjördr, 115. Reykir bei Melstadr (W), 116. Hveravellir an der Hveradalsá am Nordostfusse des Láng-Jökull ([S], W, K, Sp).

Diese Aufzählung gewährt erst dann eine richtige Vorstellung von der ausserordentlichen Zahl der isländischen Thermen, wenn man erwägt, dass an den meisten der angeführten Punkte nicht eine einzelne, sondern mehrere, bisweilen sogar 50—100 Quellen auftreten. Ihre Vertheilung über das Land ist durchaus keine gleichmässige, denn während im Südwesten eine Therme oder Thermengruppe bereits auf 10, im Nordwesten auf 13 □Meilen entfällt, findet sich eine solche im Nordosten erst auf je 32, im Südosten sogar erst auf 165 □Meilen. Im Südwesten hinwiederum sind am thermen-

reichsten der Gullbringu-, Kjósar- und Borgarfjardarsýsla, in denen bereits auf je $3^1/_2$ □Meilen ein Gebiet heisser Quellen zu finden ist. Fast völlig frei von Thermen ist der südöstliche Theil der Insel, soweit er durch eine Linie vom Mündungsdelta des Markarfljót zum Cap Lánganes abgeschnitten wird, ein Gebiet von 600 □Meilen, fast ein Drittel der ganzen Insel. Auch der Nordosten der Insel jenseits einer Linie vom Axarfjördr zum Nypsfjördr ist völlig frei von heissen Quellen.

Versucht man zum Zwecke der leichteren Uebersicht in der Mannichfaltigkeit der isländischen Thermen trotz zahlreicher Uebergänge eine gewisse Classification vorzunehmen, so theilt man sie meines Erachtens am zweckmässigsten folgendermaassen ein:

A. Solfataren und Maccaluben (Schwefelquellen, Námi, Leirhverr),
B. Fumarolen (Kieselquellen);
   I. Warme Quellen (Laug),
   II. Kochquellen (Hverr),
   III. Springquellen (Geysir);
      1. continuirliche, } Springquellen;
      2. alternirende, } Springquellen;
      3. intermittirende } Springquellen;
         a. regelmässig } intermittirende Springquellen;
         b. unregelmässig } intermittirende Springquellen;
C. Kohlensäurequellen (Ölkelda).

1. Solfataren.

Die wichtigsten Solfatarengebiete Islands sind:

1. Die Brennistein-Námar im Südwesten des Landes bei Krisuvík,
2. die Solfataren am östlichen Fusse des Hengill, südlich vom Thingvalla-See,
3. die Solfataren in der Nähe von Cap Reykjanes,
4. die Fremrinámar am Bláfjall südöstlich vom Mývatn,
5. die Hlidarnámar am Námafjall östlich vom Mývatn,
6. die Solfataren und Maccaluben zwischen Leirhnukr und Krafla nordöstlich vom Mývatn.

Die drei erstgenannten Gebiete liegen im Südwesten, die drei letzteren im Nordosten der Insel. Spuren und letzte Reste früher bedeutenderer Solfataren-Thätigkeit finden sich ausserdem in den Thermengebieten bei Reykir, am Laugarvatn,

im Geysirgebiete und bei den Hveravellir zwischen Láng- und Hofs-Jökull.

Die Solfataren Islands sind kleine, bis etwa 1 m hohe Hügelchen, aus zähem Thone, gediegenem Schwefel, Gyps und Alaun aufgebaut, die an ihrer Spitze eine gewöhnlich sehr enge, etwa zollweite Oeffnung tragen, aus der mit Zischen und Sausen ein Dampfstrahl zu Tage tritt. Die in diesen Dämpfen auftretenden Gase sind Wasserdampf, schweflige Säure, Schwefelwasserstoff, Wasserstoff, Kohlensäure und Stickstoff. Bezüglich der chemischen Wirkung der Solfatarengase auf die von ihnen durchsetzten Basalte und Tachylyt-Tuffe, sowie der Reihenfolge des Auftretens dieser Gase und des Zusammenhanges der verschiedenen Aeusserungen der Thermenthätigkeit kann ich auf Bunsen's klassische Untersuchungen verweisen. [1])

Die fast immer in der Gesellschaft der Solfataren auftretenden Maccaluben sind flache, kesselförmige Vertiefungen von mehreren Metern Durchmesser, die von einem kaum fusshohen, nach aussen hin flach abgeböschten Walle umgeben sind. Diese Becken sind mit einem graublauen, kochenden Schlamm erfüllt, durch welchen die aus der Tiefe heftig emporbringenden Gase sich einen Weg bahnen, wobei sie die Schlammmassen oft mehrere Fuss hoch ununterbrochen in die Höhe schleudern.

Die Solfataren von Krisuvík liegen am Fusse eines aus jungvulkanischen Tuffen aufgebauten Rückens, des Sveifluháls (Schwefelrücken). Aus einer ganzen Reihe von Oeffnungen am östlichen Fusse dieses langgestreckten Höhenzuges treten mehr oder weniger starke Dampfstrahlen mit einem weithin hörbaren Sausen und Zischen hervor. Die engen Kanäle, auf denen die Gase ihren Weg nahmen, sind dicht mit einer gelben Kruste von Schwefelkryställchen ausgekleidet, und wenn man die kleinen Thonhügel der einzelnen Gasquellen zerstückelt, so sieht man, dass in unregelmässiger Weise, in dünneren Schichten und aderartig auf kleinen Klüften, die ganze Masse mit aus dem Schwefelwasserstoffgase abgeschiedenem Schwefel durchsetzt ist. Der Quellenboden besteht aus einem zähen, schlüpfrigen, heissen Thone von blaugrauer, rother, gelber oder violetter Farbe, der in der unregelmässigsten Weise mit Gyps, Alaun, Schwefel und spärlichen Kupferverbindungen (Krisuvigit) durchsetzt ist. Die Mächtigkeit dieser bunten Thone ist gegen Ende des vorigen Jahrhunderts, gelegentlich einer Bohrung, als mindestens 32 Fuss betragend erkannt worden. [2]) Auch in Kri-

[1]) Ueber die Processe der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands. Poggendorf's Annalen Bd. 83, pag. 197–272.

[2]) Olavsen und Povelsen, Reise durch Island.

suvík treten prächtige Maccaluben von der oben geschilderten Form auf. In dem durchwässerten Schlamme derselben werden die aus der Tiefe emporsteigenden Gase zum Theil absorbirt und gelöst, darunter auch Borsäure, deren Vorkommen in Island erst vor wenigen Jahren bekannt wurde. Eine englische Compagnie hat vor 3 Jahren begonnen, Vorrichtungen zur Gewinnung derselben zu treffen. Bezüglich der Menge der in den Maccaluben vorkommenden Borsäure vermochte ich in Krisuvík nichts zu erfahren, da der seit kurzer Zeit dort anwesende Chemiker über die ersten Versuche noch nicht hinausgekommen war. Ebensowenig habe ich bisher über die Resultate der Unternehmungen etwas erfahren können.

Ueber die übrigen Solfatarengebiete der Halbinsel von Reykjanes haben wir keine andere Kenntniss als durch Th. Thoroddsen [1]), dessen leider sehr kurze Bemerkungen ich hier in Uebersetzung wiedergebe:

„Westlich von Reykir finden sich auf der ganzen Halbinsel nur Schwefelquellen, und ich will hier als Wegweiser für zukünftige Forscher mich damit begnügen, die Stellen aufzuzählen, wo sie sich finden. Der Berg Hengill ist an unzähligen Stellen von den schwefelsauren Dämpfen zersetzt, und kleine Schwefelquellen findet man hier und am Ölkelduháls hundertweis, ebenso einige Kohlensäurequellen. An der nördlichen Seite des Skálafell am Thurrárhraun finden sich auch Schwefelquellen und ebenso am Brennisteinsfjöll. Am Vulkane Trölladyngja an den Spalten Sog und unterhalb des Gränavatn brechen die schwefelsauren Gase hier und da aus der Erde hervor, und am nördlichen Ende desselben Vulkans, in der Nähe eines grossen, alten Kraters, brechen heisse Wasserdämpfe an mehreren Stellen sich einen Weg durch die Lava; die meisten Fumarolen haben eine Wärme von 40—60 ° [2]), eine einzige erreicht 78 °. Auch von den Lavaströmen bei Fjallid eina sieht man Dämpfe aufsteigen und nordöstlich davon, mitten in einem Lavastrom, findet man Hverinn eini, eine Schwefelquelle, die mit Heulen und Brausen sich ihren Weg durch eine 14 Fuss breite, trichterförmige Vertiefung bahnt; die Lava ist hier zum Theil in bläulichen Schlamm verwandelt; nahe nördlich von dieser Quelle befindet sich eine ungefähr 1900 □Meter grosse Fläche mit Kieselsinter, Schwefel und Gyps, wo die Schwefelquellen jetzt verschwunden sind. Nordwestlich vom Fagradalsfjöll, südlich von Vogastapi, sieht man einige Dampfsäulen sich erheben, aber dort bin ich nicht

[1]) Vulkanerne paa Reykjanes i Island pag. 176.
[2]) Wärmegrade durchgehends nach Celsius.

gewesen. Etwas südlich vom Syrfell auf der südwestlichen Spitze von Reykjanes giebt es eine Menge Schwefelquellen, und der Tuff ist hier an mehreren Stellen durch die sauren Dämpfe zu jenen Schlammpfuhlen verwandelt, welchen man den ausserordentlich irreführenden Namen Schlammvulkane gegeben hat. Einer dieser Schlammpfuhle heisst Gunna und ist einer der grössten auf Island. Er bildet eine längliche Vertiefung, umgeben von unzähligen Schwefelquellen, auf deren Grunde man durch die dichten Dämpfe den kochenden, bläulichen Schlamm, durch welchen dieselben mit Sausen und Brüllen sich den Weg bahnen, eben noch erkennen kann. Der Boden ist hier ringsum in verschiedenfarbigen Thon umgewandelt, der mit Schwefel und Gyps imprägnirt ist. Die Lavaströme sind oft mit Dampf umhüllt, der aus unzähligen Spalten und Höhlen emporsteigt."

Die einzigen genaueren neueren Nachrichten über die Solfataren in der weiteren Umgebung des Mückensee verdanken wir Helland (l. c., pag. 143 u. 144), doch kann ich mich bei der aus seinen Beschreibungen hervorgehenden ausserordentlichen Uebereinstimmung zwischen jenen Solfataren und den beschriebenen im Südwesten des Landes mit einem Hinweise auf seine Bemerkungen begnügen, nur ist zu bemerken, dass Borsäure-Exhalationen im Nordosten des Landes bisher noch nicht constatirt wurden.

2. Fumarolen.

Ganz anders als das Aussehen der Schwefelquellen ist dasjenige der fast schwefelfreien, Kiesel absetzenden Thermen. Flache Kegel mit kraterartigen Vertiefungen im oberen Theile, unregelmässig gestaltete, kammerartige Höhlungen mit Kieselsinter inkrustirt, trichterförmige Vertiefungen im Erdboden, Oeffnungen im Boden oder am Ufer von Flüssen, oder mannichfach geformte Sintermassen mit zahlreichen, unregelmässig gestalteten Oeffnungen: in so vielfacher Form tritt diese Gruppe von Thermen auf. Ihnen entfliesst klares Wasser, nur lauwarm und ruhig dampfend, oder ununterbrochen kochend, oder mit Heftigkeit aus der Röhre herausgeworfen: so erhalten wir die drei von den Isländern unterschiedenen Arten von Quellen: Laugar, Hverir und Geysire.

Sinter absetzende Quellen, denen entweder warmes, den Siedepunkt nicht erreichendes Wasser ruhig entfliesst, oder von deren abflusslosen Quellenbecken sich nur grosse Dampfwolken abheben, gehören zu den häufigsten Erscheinungen in der Mannichfaltigkeit der isländischen Thermen und bilden sicherlich 50—70 pCt. derselben. Sehr gut sieht man diese

Species heisser Quellen im Gebiete des grossen Geysir und bei Reykir. Sie bieten im Allgemeinen wenig Bemerkenswerthes und ich will daher hier nur der grössten derselben kurz erwähnen.

Unter den zahlreichen heissen Quellen in der Nähe des grossen Geysir, am Fusse des Laugarfjall, befindet sich die sogenannte Blesi, eine Therme, die ehemals als bedeutende Springquelle eine gewisse Berühmtheit besass und noch heute einen schönen Anblick gewährt; dieselbe stellt eine etwa 10 m tiefe, mehrere Schritte lange und breite Höhle im Kieselsinter dar, die bis oben hin mit 70° warmem, wundervoll grünem und völlig durchsichtigem Wasser erfüllt ist. Dieser kleine heisse Teich ist oberflächlich durch eine ganz schmale, kaum fussdicke Brücke aus Kieselsinter in zwei Theile getheilt, so dass man aus einem Becken unter der Brücke hindurch in das andere sehen kann. Trotzdem nun beide Becken geradezu ein Ganzes bilden, ist der Wasserstand in dem westlich gelegenen Theile etwa 1 cm tiefer, so dass das Wasser an einer Stelle über die Sinterbrücke hinweg aus einem Bassin in das andere fliesst. Die Ursache dieser auffälligen Erscheinung ist darin zu suchen, dass die Zufuhr der unterirdischen Wärme hauptsächlich im östlichen Theile des Beckens stattfindet, womit eine Erhöhung der Temperatur und damit eine Vergrösserung des Volumens des Wassers in demselben verbunden ist. In der That ergab eine Temperaturmessung eine Wärmedifferenz von 2° in beiden Theilen des Beckens. Von Zeit zu Zeit steigen sowohl in der Blesi, wie in den übrigen nicht kochenden Quellen des Geysirgebietes einige Dampfblasen an die Oberfläche.

Auch in dem thermenreichen Gebiete bei Reykir im Ölfushreppr [1]) finden sich wirkliche kleine, mit heissem Wasser erfüllte Teiche. Man sieht bei denselben deutlich, dass ihre Oberfläche allmählich durch Sinterabsatz verkleinert wird, doch tritt dieses Anwachsen des Sinters nicht an allen Wandungen der Becken und wassererfüllten Räume gleichmässig auf, sondern von den Rändern her zieht sich vielmehr auf der Oberfläche des Wassers eine allmählich dicker werdende Sinterdecke auf die Mitte der Wasserfläche zu. Es ist infolgedessen einigermaassen gefährlich, sich diesen heissen Wassern zu nahen, da ein Durchbrechen durch die dünne Schicht ein Bad in fast siedendem Wasser veranlassen würde.

Der grösste Theil der einzeln auftretenden Quellen in Island, die meist nur den letzten Rest einst bedeutenderer Thermenthätigkeit anzeigen, gehört unter die Rubrik der ein-

[1]) hreppr = Gerichtsbezirk.

fachen, nicht kochenden warmen Quellen. Viel weniger verbreitet sind die Hverar im eigentlichen Sinne des Wortes, die Kochquellen. In ihnen ist das Wasser in ununterbrochen wallender und siedender Bewegung. Diese Quellen sind entweder mit einem Abflusse versehen oder entbehren eines solchen. Im ersteren Falle wird ihnen kochendes Wasser aus der Tiefe zugeführt, und die Menge des Abflusses ist dann natürlich direct abhängig von derjenigen des zugeführten Wassers. Im letzteren Falle dagegen wird das Wasser im Kochen erhalten durch aus der Tiefe aufsteigende überhitzte Dampfstrahlen, und dann sind die Quellen abflusslos, da durch die Verdunstung eine dem in Dampfform zugeführten Wasser entsprechende Menge sogleich wieder entfernt wird. Die Kochquellen zeichnen sich alle durch die ausserordentliche Intensität des Kieselsäure-Absatzes aus, die in ihnen vorgeht, während dieselbe bei den nicht kochenden warmen Quellen gewöhnlich sehr unbedeutend, bisweilen sogar gleich Null ist.

Als Beispiele für kochende Thermen mögen hier einige erwähnt werden: Eine Kochquelle, allerdings sehr unbedeutend, aber jedem Fremden bekannt, der in Reykjavík gewesen ist, liegt eine halbe Stunde östlich von der Hauptstadt bei Laugarnes. Die heissen Quellen setzen dort in dem eisigkalten Wasser eines kleinen Baches in einiger Entfernung von der Mündung desselben in's Meer auf. Man kann seine Hand so in das Wasser hineinhalten, dass dieselbe auf der einen Seite eisige Kälte, auf der anderen Seite fast Siedehitze empfindet. Erst ein geraumes Stück bachabwärts hat sich Thermen- und Bachwasser so gemischt, dass das Wasser eine gleichmässige Temperatur, die es zum Waschen und Baden geeignet macht, angenommen hat. Eine grosse Anzahl von kochenden Quellen findet sich ferner in dem bereits erwähnten Thermengebiete von Reykir, südöstlich von Reykjavík, doch sind darunter ebensowenig wie am Geysir solche, die sich durch besonders bemerkenswerthe Eigenthümlichkeit auszeichnen. Ausserordentlich thermenreich ist das Reykholtsdalr im westlichen Island, und in demselben finden sich eine grössere Anzahl kochender Quellen. Wenn man von Westen her in das ost-westlich verlaufende Thal eintritt, so gelangt man zunächst zu einigen ganz unbedeutenden kleinen Quellen an der Mündung des Thales in die grosse westisländische Tiefebene. Dieselben liegen hart am Ufer des Flusses, der Reykholtsdalsá, und bestehen aus einer Anzahl kleiner Löcher in einer wenig umfangreichen Sinterablagerung. Die nächsten Thermen des Thales führen den Namen Skrifla und liegen in unmittelbarer Nachbarschaft einer Farm. Diese Quellengruppe Skrifla besteht aus einem etwa 2 m hohen, flachen Kegel, dessen Durchmesser

an der Basis 20 — 30 Schritte beträgt. Dieser völlig aus Kieselsinter bestehende Hügel trägt mehr als ein Dutzend grosser und kleiner Oeffnungen, aus denen heftig siedendes Wasser mit grosser Gewalt und lautem Geräusch heraustritt, während mächtige Dampfwolken von dem Hügel und dem kleinen, immer noch sehr heissen Bache, der die abfliessenden Thermalwasser dem nahen Flusse zuführt, sich abheben. Auf der anderen nördlichen Seite des Flusses liegt eine Thermengruppe, die Deildartunguhverar, die bis in die sechsziger Jahre höchst eigenthümliche, später zu besprechende Erscheinungen zeigte. Bei einer der zahllosen Stellen, an denen der Weg im Thale von Reykholt den Fluss kreuzt, sieht man eine höchst eigenthümliche heisse Quelle, den Árhver. Mitten im Flusse erhebt sich eine seltsam geformte Kieselsintermasse, 4—5 m lang, 2 m breit und etwa ebenso hoch, auf der einen Schmalseite steil, nach der anderen Seite hin mit flacher Wölbung abfallend. Aus dieser Sintermasse brechen an einigen Stellen siedende Wasser heraus, während an anderen heisse Dämpfe heulend und zischend zu Tage treten, so dass es Mühe macht, die Pferde an das schnaubende Ungethüm heranzubringen. Noch weiter oberhalb im Thale, hart am Pfarrhofe Reykholt liegen einige kochende Quellen, die mehr historische Bedeutung haben. Diese, die Sturluhreykir genannt, tragen ihren Namen nach Snorri Sturluson, dem bekannten Dichter der jüngeren Edda und Heimskringla Saga, welcher das aus diesen Thermen abfliessende Wasser durch eine kurze Röhrenleitung in ein noch heute erhaltenes, ausgemauertes, kleines Badebassin, das Snorralaug, Snorrisbad, führte.

Von weitaus höherem Interesse als die warmen und Kochquellen sind die Geysire, die Springquellen Islands. Die einfachste Form derselben, die ununterbrochen thätigen Springquellen sind eigentlich nichts anderes als in ihrer Wirkung ausserordentlich gesteigerte Kochquellen, denen die Wärme durch heftig empordringende Dampfstrahlen zugeführt wird. Die Thätigkeit dieser natürlichen Sprudel und Springbrunnen ist keine besonders in die Augen fallende, da das Wasser gewöhnlich nicht höher als $^1/_2$ — 1 m emporgeworfen wird und zwar nicht als einheitliche Säule, sondern in verschiedenen grösseren und kleineren, bald senkrechten, bald schrägen Strahlen. Diese kleinen Springquellen sind ausserdem wenig verbreitet. Einige finden sich bei Reykir, mehrere am Ufer des Laugarvatn, noch andere am Geysir und nördlich vom Mückensee.

Höchst interessant, aber leider sehr selten und anscheinend nicht von langer Dauer sind die alternirenden Springquellen. Zwei oder mehrere, siedendes Wasser zu verschiedener Höhe

emporschleudernde Quellen sind in der Weise thätig, dass zeitweilig immer nur eine functionirt und die nächste in demselben Moment, in welchem die erste ihre Thätigkeit einstellt, oder nach regelmässiger Pause mit der ihrigen beginnt; auch können in gleicher Weise eine Springquelle und eine Gasquelle in derartige Wechselbeziehung treten. Solche alternirenden Quellen finden oder fanden sich an folgenden Punkten:

1. bei Reykir im Oelfushreppr,
2. im Reykholtsdalr (Deildartunguhverar),
3. im Gebiete der Hveravellir zwischen Láng- und Hofs-Jökull,
4. nördlich vom Mückensee, südlich von der Quelle Uxahver, am westlichen Fusse des Lambafjöll,

1. Bei Reykir finden sich inmitten der zahlreichen Thermen zwei Quellen, die wegen der eigenthümlichen Art ihrer Thätigkeit besonderer Erwähnung werth sind. Ein höchstens $^1/_2$ m im Durchmesser haltendes Bassin ist mit Steinen zugeschüttet, die dicht mit Kieselsinter überzogen und hier und da schon miteinander verbunden und verkittet sind. Durch die noch vorhandenen Oeffnungen sprudelt mit ziemlicher Heftigkeit kochendes Wasser heraus, welches in vielen kleinen, mit Sinter ausgekleideten Rinnen am Gehänge hinunterläuft. Allmählich hört das Ueberkochen des Wassers auf, der Spiegel desselben sinkt im Bassin, und dann verstummt auch sehr bald das ziemlich geräuschvolle Zischen. In demselben Moment ertönt dicht daneben ein eigenthümliches dumpfes Brüllen und Schnauben; die Töne kommen aus einer einige Zoll weiten, mit breiigem Thone und dünner Schwefel- und Alaunkruste ausgekleideten Röhre und rühren von heissen Gasen her, die mit grosser Heftigkeit ausgestossen werden. Nach kaum einer Minute hören diese Töne plötzlich auf, und dafür fangen die Wasser im ersten Rohre wieder an zu zischen und zu steigen, laufen über, versinken wieder und werden nach einer Thätigkeit von 3 Minuten abermals von dem Schnaufen ihres Nachbars abgelöst. So wiederholt sich das Spiel dieser alternirenden Quellen mit einer Präcision, dass die Pausen zwischen ihrer Thätigkeit sich fast bis auf die Secunde gleich bleiben.

2. Die Deiltartunguhverar im Reykholtsdalr. Ueber die alternirenden Quellen dieses Gebietes besitzen wir Nachricht aus der Mitte des vorigen Jahrhunderts durch Olafsen und Povelsen, (l. c., pag. 175) vom Jahre 1810 durch Mackenzie [1]) und vom

[1]) Reise durch die Insel Island. Weimar 1815, pag. 250.

Jahre 1859 durch Forbes.[1]) Später hat Niemand mehr diese alternirenden Quellen gesehen, und dieselben scheinen völlig verschwunden zu sein. Sie lagen an der Mündung des Reykholtsdalr in der Ebene am nördlichen Thalrande, am Fusse eines etwa $6^1/_2$ m hohen, 50 m langen Hügels, an welchem eine ganze Reihe von Thermen heraussprudelten, sämmtlich auf das heftigste kochten und deren einige das Wasser zu beträchtlicher Höhe emporwarfen. In der Mitte des vorigen Jahrhunderts war das Spiel der alternirenden Quellen derartig, dass zunächst aus der einen Oeffnung ein Wasserstrahl während einiger Minuten 2 — 3 m hoch emporgeworfen wurde und dann wieder verschwand. Gleichzeitig begann die Wirksamkeit in der zweiten Oeffnung, darauf in der dritten und schliesslich in der vierten und schwächsten, dann begann das Spiel der ersten von Neuem. Mackenzie fand 1810 nur noch zwei alternirende Quellen, die ungefähr 1 m von einander entfernt waren. Während aus der ersten ein Wasserstrahl von 4 — 5 m Höhe in einem Zeitraume von $4^1/_2$ Minuten emporstieg, betrug die Höhe des zweiten präcis mit dem Verschwinden des ersten sich erhebenden Strahles nur $1^1/_2$ m und die Zeitdauer der Eruption nur 3 Minuten. 50 Jahre später fand Forbes das Verhältniss insofern geändert, als er den grösseren Strahl etwas über 3 m hoch, die Dauer seiner Eruption 3 Minuten betragend fand.

3. Der dritte Punkt, an welchem alternirende Quellen auftreten, liegt in dem völlig unbewohnten Innern des Landes, zwischen dem Láng- und Hofs-Jökull, bereits im Flussgebiete des nördlichen Eismeeres. Dort befindet sich am nördlichen Rande eines Lavastromes, des Skialhraun, ein ausserordentlich thermenreiches Gebiet, welches den Namen Hveravellir, Ebene der heissen Quellen, trägt. Das Thermengebiet hat eine Grösse von etwa 100 m von Ost nach West und von Nord nach Süd. Die Unzugänglichkeit dieser Gegend, durch welche nur ein sehr selten benutzter Reitpfad vom Nord- zum Südlande führt, ist die Veranlassung, dass dieselbe bisher nur von einem Reisenden, Henderson, besucht und vortrefflich beschrieben ist, so dass die folgenden Mittheilungen ausschliesslich auf seinen Beobachtungen fussen.[2]) Die alternirenden Quellen liegen im westlichen Theile dieses auf Kieselsintergrund aufgebauten Quellenbodens. Dort finden sich in Abständen von 4 — 6 m 4 grössere oder kleinere Springquellen, die mit dem sogenannten brüllenden Berge alternirend thätig sind. Dieser brüllende Berg, Auskurhvoll genannt, stellt einen etwa

[1]) Iceland, its volcanoes, geysirs and glaciers. London 1860, p. 124.
[2]) Island. Berlin 1820, Bd. II, pag. 212 ff.

$1\frac{1}{3}$ m hohen, an seiner Basis kreisförmigen Thonhügel dar, an dessen Westseite aus einer Oeffnung mit furchtbarer Gewalt und betäubendem Lärm ein Dampfstrahl herausbricht, dessen Kraft so gross ist, dass alle Steine, die man in die Oeffnung wirft, augenblicklich zu ansehnlicher Höhe wieder herausgeschleudert werden. In der Ordnung dieser Dampf- und Wasserausbrüche nun herrschte eine erstaunliche Regelmässigkeit, indem zunächst der brüllende Berg zu toben begann, worauf die entfernteste der vier Springquellen am entgegengesetzten Ende antwortete. Dann kam die Reihe an die übrigen kleineren Springquellen, welche in unregelmässiger Weise abwechselnd Wasserstrahlen emporschleuderten, während gleichzeitig dicke Dampfsäulen aus der Oberfläche der allen diesen Springquellen gemeinsamen Umwallung hervorbrachen. In dieser Weise waren diese Quellen während eines Zeitraumes von $4\frac{1}{2}$ Minuten thätig, dann trat eine Pause von 2 Minuten ein, und auf das Signal des brüllenden Berges begann dann das Schauspiel von Neuem. Dieses Phänomen würde indessen diese Thermen nur den regelmässig intermittirenden und nicht den alternirenden Quellen zuweisen, wenn nicht noch Folgendes dazukäme: Henderson beobachtete nämlich, dass die grösste dieser Springquellen, deren Strahl sich aus einem grösseren, mit klarem Wasser gefüllten Bassin erhebt, allmählich wasserleer wurde und anstatt der intermittirenden Strahlen ununterbrochen unter donnerartigem Geräusche eine 12 Fuss hohe Säule von Schaum emporschleuderte, während gleichzeitig der brüllende Berg ausserordentlich in seinem Ungestüm nachliess; in diesem Zustande blieb die Quelle länger als 3 Stunden, dann füllte sich das Becken von Neuem, und schliesslich trat die oben beschriebene Erscheinung der intermittirenden Thätigkeit wieder ein. Diese Beobachtungen stammen aus dem Jahre 1814, und in diesem Jahre war die Thätigkeit der Thermen noch genau so, wie sie in der Mitte des vorigen Jahrhunderts von Povelsen beobachtet war; ob dagegen noch heute dieselbe unverändert fortbesteht, ist gänzlich unbekannt.

4. Das letzte bekannt gewordene Gebiet alternirender Quellen liegt nördlich vom Mückensee, 200 m südlich von der Quelle Uxahver am Fusse des Reykjafell. Dort liegen nahe bei einander 3 Oeffnungen, deren eine mit siedendem Wasser erfüllt ist. Die beiden anderen Oeffnungen, 5 m von einander entfernt, werfen abwechselnd Wasser aus, und zwar schleudert die grössere einen Strahl von $\frac{3}{4}$ m Durchmesser während eines Zeitraumes von 2 Minuten 2 m hoch empor. Darauf folgt eine Pause von 5 Minuten, nach welcher aus der kleineren Oeffnung mehrere Strahlen aus Lücken in der dünnen

Kieselsinterrinde in schräger Richtung in die Luft geworfen werden. Ist dies während kurzer Zeit geschehen, so sinkt das Wasser in der Röhre zurück, und nach Verlauf von 2 bis 3 Minuten fängt das Spiel der grösseren Quelle wieder von Neuem an.

Die grossartigsten und anziehendsten Aeusserungen der Thermenthätigkeit sind die intermittirenden Springquellen, zu denen ja in gewissem Sinne auch die beschriebenen alternirenden Quellen gehören. Solche intermittirenden Springquellen finden sich an 5 Punkten:

1. in der nordwestlichsten Halbinsel bei Reykholar im Bardastrandar-Sýsla,
2. nördlich vom Mückensee,
3. im Reykholtsdalr,
4. bei Reykir südlich vom Thingvallasee, im Ölfushreppr,
5. im Gebiete des eigentlichen Geysir bei Haukadalr.

An den vier ersteren Localitäten treten die Eruptionen in regelmässigen Zwischenräumen ein, und nur die beiden gewaltigsten Springquellen Islands, der Geysir und der Strokkr, gehören zu den unregelmässigen intermittirenden Quellen.

1. Die Springquelle bei Reykholar liegt mit vielen anderen kleineren Quellen zusammen am Fusse eines 8 m hohen Hügels, südlich vom Hofe. Sie führt den Namen Krablanda und wirft aus einer $^2/_3$ m grossen Oeffnung einen $1^1/_3$ m hohen Wasserstrahl mit dumpfem Getöse etwa 4—5 Minuten lang in die Höhe, worauf sie ebenso lange pausirt.

2. Die intermittirende Springquelle Uxahver im Nordlande liegt in unmittelbarer Nähe der bereits beschriebenen alternirenden Quellen zwischen Husavík und dem Mückensee. Dieselbe wirft einen über meterstarken Strahl reinen, klaren, siedenden Wassers während eines Zeitraumes von $^1/_2$ Minute 2—3 m hoch empor und pausirt hierauf 5—6 Minuten. So ist das jetzige Verhalten derselben, während sie nach Henderson's Bericht (l. c., Bd. I, pag. 189) im Anfange des Jahrhunderts eine Röhre von 8 Fuss Durchmesser besass und ihren Strahl 5—6 m in die Höhe trieb. Er beschreibt die einzelnen Phasen zwischen zwei Ausbrüchen folgendermaassen: Unmittelbar nach der Eruption befindet sich das Wasser $1^1/_2$ Minuten lang im Zustande ruhigen Siedens und steht mit seiner Oberfläche 3 Fuss unter der Röhrenmündung. Darauf folgt ein Aufwallen und allmähliches Steigen des Wassers, bis es nach 2 Minuten durch eine stärkere Dampfsäule bis zum Rande der Röhre gehoben wird, wo es auf das Hef-

tigste zu sieden beginnt. Während der nächsten Minuten ertönt in der Tiefe ein dumpfes Geräusch, und unmittelbar darauf erfolgt der Ausbruch, bei welchem eine Anzahl einzelner Strahlen während eines Zeitraumes von 1 Minute zu gleicher Höhe emporgeworfen werden.

3. Aus dem Reykholtsdalr beschreibt Mackenzie (l. c., pag. 248) ausser den alternirenden Springquellen eine kleine kochende Quelle, welche alle 2 Minuten eine unbedeutende Eruption hatte und nur dadurch bemerkenswerth war, dass dem Auswerfen des siedenden Wassers jedesmal dasjenige von Wasserdampf vorausging.

4. Das bereits mehrfach erwähnte Thermengebiet von Reykir hatte bis zum Ende des vorigen Jahrhunderts eine weit bedeutendere Thermenthätigkeit als heutzutage, von der noch weiter unten die Rede sein wird, doch von den, selbst mit dem grossen Geysir concurrirenden Springquellen dieses ausgedehnten Quellenbodens ist nichts geblieben, als eine allerdings ganz eigenartig aussehende und wirkende intermittirende Springquelle. Dieselbe liegt nahe bei der Kirche Reykir, hart am Ufer des das ganze Thermengebiet durchfliessenden Flüsschens Varmá. In dem aus Zersetzungsproducten der durchbrochenen Tachylyttuffe, Thonen und Kieselsintern in grosser Mächtigkeit aufgebauten Untergrunde der Quellen ist vermuthlich durch die Thätigkeit des Flusses eine etwa 4 m hohe Steilwand geschaffen, in welcher sich eine halbkreisförmige Oeffnung, dem Rachen eines gewaltigen Thieres vergleichbar, befindet. Aus dieser Höhle wird mit Pausen von 2—3 Minuten unter dumpfem Stöhnen und Brüllen ruckweise, während einer Zeit von höchstens 2 Minuten, eine gewaltige Menge siedenden Wassers ausgeworfen, welches an der Luft sofort eine grosse Menge Kieselsinter ausscheidet und sich mit solchem Materiale bis hinunter zum Flusse selbstständig sein Bett gepflastert hat, in dem es mit vielen kleinen Cascaden niederfliesst.

5. Nunmehr bleiben mir nur noch die beiden berühmtesten und bedeutendsten Springquellen Islands zu erwähnen, der Geysir und der Strokkr, die nur in den Thermen an den Ufern des Waikato auf Neuseeland und in den gewaltigen, erst 1871 entdeckten Geysiren am Yellowstone River in den Rocky-Mountains ihres Gleichen finden. Die Eruptionen des Geysir finden aus einer Röhre statt, deren Durchmesser an der Mündung 5 m beträgt, während ihre Tiefe sich nur bis 30 m mittelst des Lothes constatiren lässt. Um diesen Quellenschacht ist von den abfliessenden Wassern ein Kegel aus Kieselsinter aufgebaut worden, welcher einen Durchmesser von etwa 40 m an seiner Basis besitzt. Dieser ganz flach abge-

böschte, 3—4 m hohe Sinterkegel trägt eine beckenförmige Einsenkung von $1\frac{1}{4}$ m Tiefe und 16 m Durchmesser, welche in ihrer Mitte die Mündung des Quellenschachtes enthält und bis nahe an den Rand mit heissem Wasser gefüllt ist. Dasselbe fliesst an einer Stelle über den Rand ab und bildet, vereint mit den Wassern mehrerer anderer Thermen einen heissen, von dem Kieselsinterplateau herunterkommenden Bach. Im Zustande der Ruhe zeigt das Geysirbecken keine besonderen Erscheinungen, nur dass von Zeit zu Zeit einige Dampfblasen aus der Tiefe emporsteigen. Alle 2—3 Stunden hört man dumpfe, knackende Töne unter den Füssen und fühlt deutlich das Erzittern des Bodens. In der Mitte des Geysirbeckens hebt sich glockenförmig eine Wassermasse $1—1\frac{1}{2}$ m in die Höhe und fliesst als mächtige Welle nach allen Seiten auseinander, so dass rings um das Becken herum heisses Wasser an den Seiten der Sinterkegels herabfliesst. In derselben Weise beginnen auch die grossen Eruptionen des Geysir, nur dass dann auf den ersten Versuch alsbald ein zweiter kräftigerer Stoss folgt, worauf dann in kurzer Folge ein Dutzend und mehr explosionsartig erfolgende Stösse gewaltige Strahlen siedenden Wassers emporschleudern, während dichte Wolken weissen Dampfes das erhebende Schauspiel noch imposanter gestalten. Während einer solchen, nur kurze Minuten anhaltenden Eruption werden ziemlich grosse Quantitäten Wassers fortgeschafft, so dass nach Beendigung derselben nicht nur das Becken, sondern auch die Röhre bis zu grösserer Tiefe leer erscheint, und erst nach mehreren Stunden tritt der normale Zustand wieder ein. Die grösste gemessene Höhe einer Geysir-Eruption beträgt 212 Fuss, also ca. 66 m. Bekannt ist die geistvolle Theorie, durch welche Bunsen die Geysirthätigkeit erklärt hat, auf der Beobachtung fussend, dass an keinem Punkte der Röhre das Wasser diejenige Temperatur besitzt, bei welcher es unter Berücksichtigung des Druckes der darüberliegenden Wassersäule sieden würde; dagegen muss es sofort in Dampfform übergehen, wenn es durch eine mechanische Kraft 2—3 m emporgehoben wird, und diese Kraft findet Bunsen in den sowohl am Geysir, wie an anderen Springquellen von Zeit zu Zeit aufsteigenden grossen Dampfblasen. Es würde übrigens leicht sein, die Probe auf die Richtigkeit der Bunsen'schen Theorie zu machen, wenn ein späterer Besucher des Geysir in einer gewissen Tiefe des Quellenschachtes eine Patrone zur Explosion brächte, deren Wirkung so berechnet wäre, dass sie die Wassersäule um etwa 3 m heben müsste. Das Uebrige müssten dann die sich entwickelnden Wasserdämpfe allein besorgen.

Ganz anders als das des Geysirs ist das äussere Ansehen

des Strokkr. [1]) Um seine Mündung ist kein Sinterkegel abgesetzt, sondern der Quellenschacht senkt sich aus einer ganz flachen Depression des grossen Sinterplateaus plötzlich und unvermittelt in die Tiefe hinab. Der Durchmesser der Röhre beträgt an der Oberfläche 2 m, in 3 m Tiefe $1^1/_4$ m, in 6 m Tiefe nur noch $^1/_3$ m, so dass der Strokkr-Kanal die Form eines spitzen Trichters besitzt. In der Röhre kann man das Loth bis zu 13 m Tiefe einsenken, dann aber findet es überall Widerstand. Im normalen Zustande ist die Röhre bis auf 2 m unter der Oberfläche mit heftig kochendem Wasser erfüllt, und die Wärmemessungen Bunsen's in den einzelnen Tiefen haben gelehrt, dass das Wasser in der Röhre durch einen aus der Tiefe aufsteigenden Strahl überhitzten Dampfes in ununterbrochenem Sieden erhalten wird. Die grösste Eigenthümlichkeit des Strokkr besteht darin, dass man ihn jederzeit zu einer Eruption zwingen kann. Man wirft zu diesem Zweck ein Dutzend quadratfussgrosser Rasenstücke, im Gesammtgewicht von etwa 4 Ctr., auf einmal in den tobenden Schlund hinein und verstopft dadurch einigermaassen den untersten Theil des Trichters. Nach längerer oder kürzerer Pause, bei unseren Versuchen nach 3, 8 und 40 Minuten, beginnt dann die Eruption, indem das Wasser sich plötzlich in der Röhre hebt. Wenige Sekunden darauf erblickt man über der Mündung eine glockenförmige, durch den ausgekochten Torf schwarzgefärbte Wassermasse von etwa 3 m Höhe. Diese wird sofort durch einen zweiten kräftigeren Strahl durchbrochen, der zu bedeutenderer Höhe ansteigt, ein dritter folgt, und nun steigt das Wasser in gewaltigen Strahlen bis zu 30 und 40 m, selten bis zu 60 m Höhe empor. Die Dauer einer solchen Eruption beträgt etwa 3 Minuten, und wenn sie vorüber ist, ist der Kanal bis zu einer Tiefe von 6 m völlig leer. Die Menge des fehlenden Wassers scheint ziemlich genau gleich derjenigen des abfliessenden zu sein, da der weitaus grösste Theil in Folge der Lage des Strokkr in einer Einsenkung in die Röhre zurückfliesst. Selbstverständlich hat diese Springquelle auch selbstständige Eruptionen, über deren Häufigkeit indess nichts Näheres bekannt ist. Während der Dauer unseres Aufenthalts am Geysir war der Strokkr nur einmal aus freien Stücken in Thätigkeit, und zwar eine Stunde nach einer erzwungenen Eruption. Dagegen haben wir genauere Nachrichten über die Häufigkeit der Eruptionen des grossen Geysir, und zwar wissen wir, dass die durchschnittlichen Pausen zwischen je zwei

[1]) Strokkr heisst Butterfass; der Name bezieht sich auf die Gestalt der Röhre. Der Name Geysir kommt her von dem isländischen Verbum ad geysa, in heftiger Erregung sein.

Eruptionen ziemlich schnell seit dem Anfange dieses Jahrhunderts zugenommen haben. Zur Zeit als Uno von Troil in Island reiste, im Jahre 1772, war der Geysir durchschnittlich halbstündlich in Thätigkeit [1]), doch war die Höhe, die der ausgeworfene Strahl erreichte, eine sehr unbedeutende, nämlich 2—20 m. Im Jahre 1805 sprang der Geysir nach dem Berichte des Major Ohlmann etwa alle 6 Stunden [2]), 1860 nach Winkler alle 4—5 Tage, jetzt aber vergehen bis zu 20 Tage zwischen zwei Eruptionen. Mit der abnehmenden Häufigkeit scheint indessen eine grössere Kraftentfaltung verbunden zu sein, und aus den diesbezüglichen Beobachtungen zurückschliessend kann man es sich vielleicht erklären, warum ein heute so auffälliges und seltenes Phänomen, wie dasjenige des Geysirs, in der isländischen Literatur erst ausserordentlich spät Erwähnung findet.

3. Die Kohlensäure-Quellen.

Die Kohlensäure-Quellen, von den Isländern Oelkeldur, Bierquellen, genannt, bilden die letzte Phase vulkanischer Thätigkeit. Sie sind im Wesentlichen beschränkt auf die Snäfells-Halbinsel, auf welcher sie an zahlreichen Punkten vorkommen. Nur im Südosten der Insel bei dem Priesterhofe Bjarnanes liegt noch ganz vereinzelt ein Sauerbrunnen, sowie einige wenige in der südwestlichen Halbinsel. Diese wissenschaftlich noch so gut wie gar nicht untersuchten Quellen führen ein meist kaum noch lauwarmes, angenehm säuerlich schmeckendes und als Trinkwasser sehr beliebtes Wasser, an welches gebunden grosse Mengen von Kohlensäure auftreten, die an der Luft entweichend das Wasser zum Schäumen bringen. Zuverlässige chemische Untersuchungen der in diesen Thermen enthaltenen Salze und Gase fehlen bislang.

Ausserordentlich mannigfach, aber doch in jedem einzelnen Falle charakteristisch ist die Lage der einzelnen Quellen oder Quellengruppen. In den jungvulkanischen Gebieten finden sie sich zumeist am Fusse, oder wenigstens am unteren Theile der beschriebenen langgestreckten Tuffrücken, oder am Fusse von einzeln auftretenden Vulkanen. Die Linien, auf denen hier die Thermen angeordnet sind, entsprechen im Allgemeinen derjenigen Richtung, welche für die gesammten orographischen Verhältnisse des betreffenden Gebietes die maassgebende ist. Besonders charakteristisch ist in dieser Beziehung die Lage

---

[1]) Uno v. Troil, Briefe, welche eine im Jahre 1772 nach Island angestellte Reise betreffen. Upsala u. Leipzig 1779, pag. 242 ff.

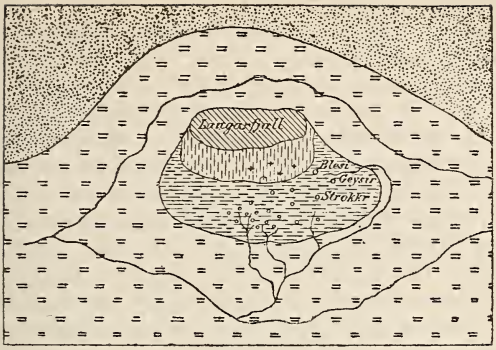
[2]) Garlieb l. c. pag. 79.

der einzelnen Solfatarengebiete. Diejenigen im Südwesten des Landes bei Reykjanes, Krisuvík und am Fusse des Hengill liegen fast ganz genau, mit einer Abweichung von kaum 500 m auf einer geraden Linie, deren Verlängerung nach Nordosten ebenfalls genau auf die beiden erloschenen Solfatarengebiete am Laugarvatn und am Geysir trifft, und ebenso liegen die drei Solfatarengebiete östlich vom Mückensee ebenfalls auf einer schnurgeraden Linie, deren Richtung von Nord nach Süd für die Entwickelung des gesammten Vulkanismus im Nordosten von Island maassgebend ist. Kraterthermen scheinen nur während unbedeutender Zeiträume unmittelbar nach stattgehabten Eruptionen zu existiren, so beispielsweise im Krater der Askja, deren Eruption erst im Jahre 1875 stattfand. Trotzdem ist nach Thoroddsen die Thermenthätigkeit im Nachlassen begriffen.

Ebenso deutlich, wie in den jungvulkanischen Gebieten das Auftreten der Thermen an die grossen Spalten geknüpft ist, auf denen vorher die Eruptionsproducte an die Oberfläche gelangten, ebenso deutlich kann man auch bei den im miocänen Basaltgebirge sich findenden Thermen die Abhängigkeit von grossen Spalten verfolgen. Entweder liegen dort die Thermen in langen Reihen in Thälern von schnurgeradem Verlaufe, oder an Rändern grosser Versenkungsgebiete, oder innerhalb der letzteren selbst am Rande der Schollen, in welche die abgesunkenen Tafeln zerbrochen sind. Auch am Rande der Fjorde treten mehrfach Thermen auf und charakterisiren wenigstens einen Theil derselben als durch spätere Gletscher-Erosion erweiterte Spalten. Einige Beispiele mögen die Lage der hervorragendsten Thermengebiete zeigen, wobei das Gebiet des grossen Geysir beginnen möge (s. nebenstehend Fig. 10). Am Fusse eines langgestreckten Liparitberges, des Laugarfjall, der wahrscheinlich einen stehengebliebenen Theil eines in Tachylyt-Tuffen aufsetzenden Ganges darstellt, liegt inmitten sumpfiger Wiesen das Kieselsinterplateau, welches die weltberühmten Springquellen trägt. Zwischen dem aus Kieselsinter aufgebauten Quellenboden und dem Liparitberge liegt, am Gehänge des letzteren sich hinaufziehend, eine Ablagerung von buntem Thone, mit Gyps und Alaun durchsetzt, in welchem noch einige höchst unbedeutende, Schwefelwasserstoffgas aussendende Solfataren als Reste einer alten Solfatarenthätigkeit sich finden, welche die ursprünglich dort vorhandenen Gesteine in jene Thone umwandelte.

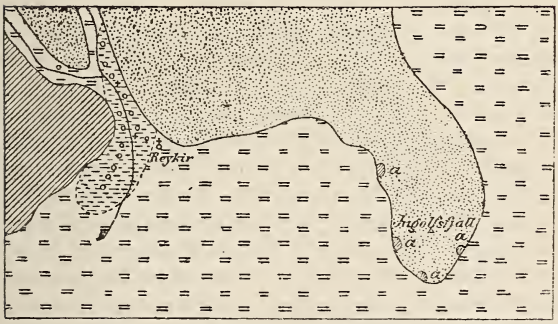
Die folgende Abbildung (Fig. 11) zeigt die Lage der Thermen von Reykir. Ein kleines Thälchen wird auf der einen Seite von hohen, steilen Tuffgebirgen, auf der anderen Seite von einem Lavastrome begrenzt. Beiderseits des Flüss-

Fig. 10.



Tuff. Liparit. Thon. Kiesel-sinter. Torf. Ther-men. Solfa-taren.

Fig. 11.



Lava. Tuff. Kieselsinter mit Thermen u. halb-erloschenen Solfataren. Allu-vium.

chens finden sich mächtige Ablagerungen von Thonen und Sintern, in denen bis dicht an die Kirche Reykir, an welcher das Thal in eine weite, mit Torf erfüllte Niederung tritt, die Thermen aufsetzen. Es verdient noch besonderer Erwähnung, dass südöstlich von Reykir, am Ingolfsfjall, an verschiedenen in Fig. 11 mit a bezeichneten Stellen Zeichen ehemaliger Fumarolen-Thätigkeit wahrnehmbar sind, und zwar dadurch, dass die lockeren Tachylyt-Tuffe durch bläulichen Opal verkittet und in ein hell-

farbiges, von den sonst dunklen Tuffen lebhaft sich abhebendes Gestein verwandelt sind.

Zu den in langen, geraden Thälern auftretenden heissen Quellen gehören diejenigen, die dem Thale von Reykholt durch ihre Zahl und Mannichfaltigkeit seinen hohen Reiz verleihen, sowie die in den Thälern von Lundr im Westlande und der Eyjafjardará und Svartá im Nordlande auftretenden Thermen. Auf einer gewaltigen, ostwestlich streichenden Dislocationsspalte liegen, wie bereits erwähnt, die zahlreichen Thermen am Südrande der Snäfellshalbinsel, während die Quellen, die an den Inseln des Breidifjördr dem Meere und an den inselartigen Basalthügeln der pag. 391 beschriebenen westisländischen Tiefebene dem Moore entquellen, höchst wahrscheinlich auf Spalten aufsetzen, durch welche grosse abgesunkene Tafeln in zahlreiche kleine Schollen zertrümmert sind.

Der Umstand, dass die Thermen Islands so innig mit jungvulkanischen Spalten oder mit grossen Dislocations-Spalten und -Gebieten verbunden sind, macht es von vornherein selbstverständlich, dass bei den zahlreichen Erbeben, von denen die Insel heimgesucht wird, die Quellen in erster Linie und in mehrfacher Hinsicht beeinflusst werden, umsomehr, als ein grosser Theil der Erdbeben nicht mit vulkanischen Eruptionen im Zusammenhange steht, sondern zu den rein tektonischen Beben gehört. (S. auch pag. 406 über Senkung der Ebene von Thingvellir.) An der einen Stelle verschwinden bei Gelegenheit starker Erdbeben die Quellen, entweder auf einige Zeit, oder für immer, an anderen Stellen treten neue auf, manche Quellen erfahren Verstärkungen, andere Verminderungen ihrer Wassermenge oder ihrer Kraftäusserungen. Besonders aus den Gebieten, in denen Thermen in grosser Zahl bei einander liegen, kennt man zahlreiche Beispiele für solche bei Gelegenheit von Erdstössen stattgehabte Veränderungen. Wir beginnen auch hier wieder mit dem Gebiete des grossen Geysir. Die Geschichte desselben, soweit bekannt, ist die folgende:

Vor dem Jahre 1784 gab es im Geysirgebiete nur zwei hervorragende Springquellen, den Geysir, der, wie erwähnt, zu jener Zeit zahlreiche, aber wenig intensive Eruptionen hatte, und eine zweite, heute als solche nicht mehr vorhandene Springquelle an der Stelle der jetzigen, oben beschriebenen Blesi. Dieselbe war zu jener Zeit eine regelmässig intermittirende Springquelle, die alle 4 — 5 Minuten eine Eruption hatte, bei welcher ein Wasserstrahl von bedeutender Dicke 9 — 12 m hoch emporgeschleudert wurde.[1]) Die Isländer

[1]) Garlieb l. c. pag. 82.

nannten diese Springquelle Strokkr, während die jetzige Springquelle dieses Namens noch nicht existirte. Der Engländer Stanley [1]) beschrieb diese Springquelle unter dem Namen des brüllenden Geysirs. Im Jahre 1784 entstanden bei Gelegenheit ausserordentlich heftiger Erdbeben auf dem Quellenboden des Geysir nicht weniger als 35 neue Quellen [2]), von denen jedoch nach einiger Zeit ein grosser Theil wieder versiegte. Noch bedeutendere Veränderungen brachte das Jahr 1789. In demselben entstand bei einem starken Erdbeben der heutige Strokkr[3]), doch war sein Aussehen ganz verschieden von dem jetzigen. Er besass nach Stanley's Untersuchung im Jahre seiner Entstehung ein Bassin, elliptisch gestaltet, von 17′ und 9′ Durchmesser, welches von einem einen Fuss hohen Sinterrande umgeben war. 1804 hatte der Strokkr, der „neue" Strokkr, wie er zur Unterscheidung von dem früheren, nun „alten", von den Isländern genannt wurde, kein Bassin mehr, sondern die Röhre, deren Dimensionen mit den heutigen bereits ziemlich genau übereinstimmten, ragte mehrere Fuss hoch über die Sinterebene des Quellenbodens hervor.[4]) Die Röhre war zu jener Zeit etwas gewunden, während heute ihr Verlauf ein genau verticaler ist. Seitdem ist durch fortgesetzten Sinterabsatz auf der ganzen Oberfläche des Quellenbodens die Röhrenmündung wieder in gleiches Niveau mit demselben gebracht. Im Anfange dieses Jahrhunderts hatte der Strokkr ausserordentlich lang andauernde Eruptionen, bis zu 2 Stunden, bei welchen die Strahlen 50—65 m hoch geschleudert wurden.[5])

Die Entstehung des „neuen" Strokkr kostete dem „alten", dem „brüllenden Geysir" Stanley's, die Existenz, seine Eruptionen wurden immer schwächer und hörten nach einigen Jahren ganz auf, und an seiner Stelle existirte nur noch die schöne Grotte Blesi. Dass Zirkel und Preyer im Jahre 1860 noch von einem Brüllen und Schnaufen des brüllenden Geysir bei Gelegenheit eines Strokkr-Ausbruches berichten, beruht auf Verwechselung, denn aus ihrer Beschreibung geht klar hervor, dass sie unter dem „alten brüllenden Geysir" die Blesi nicht verstanden (l. c., pag. 246).

Noch eine Springquelle, der sogenannte kleine Geysir, existirte im Anfange dieses Jahrhunderts und verschwand später, unbekannt zu welcher Zeit.

---

[1]) Edinburgh Transactions, Vol. 3, 1789.

[2]) Thoroddsen, Oversigt over de islandske Vulkaners Historie p. 89.

[3]) Stanley, Edinburgh Transactions Vol. 3, 1789.

[4]) Major Ohlsen in: Schriften der königl. Gesellschaft der Wissenschaften in Kopenhagen für das Jahr 1805.

[5]) Ohlsen, l. c.

Auch die Thermen am Laugarvatn haben, möglicherweise bei Gelegenheit des Erdbebens von 1838, bedeutend nachgelassen, denn während zu Anfang dieses Jahrhunderts an jenem See an 5 Stellen Wasserstrahlen von 5 — $7\frac{1}{2}$ m Höhe und 2 — $2\frac{1}{2}$ m Stärke emporgeworfen wurden [1]), finden sich heute an jener Stelle nur Kochquellen, deren Wasser höchstens 3 — 6 dcm in dünnen unregelmässigen Strahlen emporgespritzt wird.

Sicher im Jahre 1838 wurde eine zwischen dem Geysir und dem Laugarvatn liegende intermittirende Springquelle bei Sydri-Reykir plötzlich leer [2]), doch konnte wegen starker Dampfentwickelung ihr Boden nicht gesehen werden. Unter heftigem Brausen und dumpfem Knallen in der Tiefe hielt sie sich so eine Zeitlang, worauf sie mit solcher Gewalt wiederkam, dass Stücke von Kieselsinter hoch in die Luft geschleudert wurden.

Auch der Thermendistrict von Reykir erfuhr durch Erdstösse vielfache Veränderungen, so beispielsweise in demselben Jahre 1789, welches für das Geysirgebiet so bedeutungsvoll war. Auch seit dem Anfange dieses Jahrhunderts müssen dort Veränderungen stattgefunden haben, denn von den genau beschriebenen bedeutenderen Quellen, die Henderson dort 1815 sah, ist eigentlich keine mehr ohne weiteres zu erkennen. Nur die Badstofuhver seiner Beschreibung scheint mit der von mir pag. 420 beschriebenen intermittirenden Springquelle identisch zu sein, während sein kleiner Geysir dicht bei der Kirche Reykir nicht auffindbar war.

Ueber andere Erdbebenwirkungen haben wir nur kurze Mittheilungen in gleichzeitigen isländischen Aufzeichnungen. So wissen wir, dass am 23. Mai 1339 bei einem Erdbeben, welches viele Farmen zerstörte, am Berge Hengill eine Therme von 75 m Umfang entstand, dass nach einem Erdbeben im Borgarfjördr 1749 die Quelle Skrifla im Thale von Reykholt bedeutend in ihrer Thätigkeit nachliess, und dass 1808 und 1838 ebenfalls durch Erdbeben zahlreiche Aenderungen in den heissen Quellen herbeigeführt wurden.

Auch in floristischer Beziehung bieten Islands Thermen manches Interessante; einestheils durch die organischen Reste pflanzlichen Ursprunges, die in den Kieselsinter-Ablagerungen erhalten sind, anderntheils durch die eigenthümliche Zusammensetzung der lebenden Flora in der Umgebung der Quellen und am Ufer der das warme Thermenwasser fortführenden Bäche. In grosser Menge und ausgezeichneter Erhaltung finden

[1]) Hooker, a tour in Iceland, pag. 103.
[2]) Schythe, Hekla, pag. 51 und 88.

sich pflanzliche Reste im Kieselsinter unterhalb des Geysirkegels nach Haukadalr zu und bei Reykir an einer der ganz hinten im Thale, am weitesten von der Mündung entfernt liegenden Quellen am Gehänge des Tuffrückens. Die in den Kieselsintern auftretenden Blätter liessen die Zugehörigkeit zu *Betula nana, B. pubescens* und *Dryas octopetala* erkennen. Unter der lebenden Flora der heissen Quellen kann man thermenholde und thermenstete Pflanzen unterscheiden. Erstere treten an den Thermen nicht nur in grössérer Menge als anderwärts auf, sondern zeigen auch eine besonders kräftige Entwickelung der Individuen. Zu ihnen gehören: *Trifolium repens* L., *Potentilla anserina* L., *Epilobium palustre* L., *Sagina nodosa* Fensl., *S. procumbens* L., *Montia rivularis* L., *Viola palustris* L., *Ranunculus repens* L., *Sedum villosum* L., *Limosella aquatica* L., *Königia islandica* L., *Veronica Beccabunga* L., *Juncus bufonius* L. und einige andere. Zu den thermensteten Pflanzen, die sich anderwärts im Lande nicht finden, gehören *Bulliarda aquatica* D. C., *Hydrocotyle vulgaris* L., *Valeriana sambucifolia* Mikan, *Gnaphalium uliginosum* L., *Equisetum palustre* L. var. *polystachyon* und *Plantago major* L. Letztere Pflanze ist besonders dadurch interessant, dass sie an den heissen Quellen bedeutend grösser wird, als an gewöhnlichen Fundorten, dass dagegen nur an einigen Thermen, am Geysir und bei Vidimýri eine winzige Zwergform von ihr sich findet. Nur die letztere ist demnach als thermenstet zu betrachten. Einen hohen Wärmegrad vermögen die Fadenalgen zu ertragen: in dem Abflussbache des grossen Geysir gedeihen sie, in Folge höchst feiner Ueberrindung mit Kieselsinter in den leuchtendsten gelben und orangerothen Farben prangend, noch in einem Wasser, dessen Wärme ein Hineinhalten der Hand unmöglich macht. Kleine Wasserschnecken, *Limnaea geysericola*, fand ich bei Reykir noch in einem Wasser von 32°.

Glacialablagerungen und Gletscher.

Wie der europäische und amerikanische Continent im grösseren Theile des Gebietes nördlich vom 50. Breitengrade die Spuren einer ehemaligen ausgedehnten, zusammenhängenden Eisbedeckung tragen, so auch die Inseln, die zwischen beiden im nördlichen Theile des atlantischen Oceans liegen, die Färöer, Island und Grönland. Ueber die diluvialen Ablagerungen der Insel Island war bisher nicht allzuviel bekannt, da sich nur in den unten[1]) aufgeführten Arbeiten von Sartorius von

[1]) Sartorius v. Waltershausen, Physisch-geographische Skizze von Island. Göttingen 1847. — Th. Kjerulf, Bidrag til Islands geognostiske

Waltershausen, Kjerulf, Paijkull und Helland Notizen darüber finden. Während S. v. Waltershausen 1847 die in vielen Theilen Islands von ihm beobachteten Gletscherschliffe auf schrammendes Küsteneis zurückführt, wirksam während der ganzen Zeit der von ihm angenommenen säcularen Erhebung der Insel, und hohnvoll „das Märchen einer sogenannten Eiszeit“ als „eine schon todt zur Welt gekommene geologische Missgeburt“ auf das Entschiedenste zurückweist und in der gleichzeitig erschienenen Arbeit Leopold v. Buch's über die Bären-Insel ebenfalls den „Grabgesang einer missverstandenen Gletschertheorie“ vernimmt, wagt Kjerulf 1850 bei Erwähnung der Felsschliffe zwar ebenfalls noch nicht mit Entschiedenheit dieselben einer allgemeinen Eisbedeckung zuzuschreiben, spricht aber auch keine andere Ansicht über ihre Entstehung aus. Erst Paijkull stellte sich 1864 bezüglich Islands zur Erklärung jener Erscheinungen voll und ganz auf den Boden der Gletschertheorie. Ihm verdanken wir hauptsächlich Mittheilungen über das Auftreten von Åsarn und über die Island eigenthümliche Erscheinung des sogen. Jökulhlaup. Helland handelt in seiner Arbeit „Om Islands Geologi“, hauptsächlich gegen Kjerulf polemisirend, über die Bildung der Fjorde durch glaciale Erosion und in der anderen citirten Arbeit über die heutigen Gletscher Islands, sowie über die Wassermenge und die Schlammführung der ihnen entströmenden Flüsse.

Die zahlreichen Andeutungen und Spuren einer ehemaligen vollständigen Vergletscherung Islands lassen sich auf das Schönste im weitaus grössten Theile des Landes beobachten und treten nur da völlig zurück, wo die Tuffmassen und Lavaströme einer jüngeren vulkanischen Thätigkeit die Oberfläche bedecken. Auch im südlichen Island sind sie seltener, weil dort das miocäne Gebirge vorwaltend, wie oben weiter ausgeführt, aus Tuffen aufgebaut ist, die in Folge ihrer geringeren Widerstandsfähigkeit gegen die zerstörenden Wirkungen der Atmosphärilien sich weniger zur Conservirung dieser Spuren eigneten. Die Phänomene, welche zur Annahme einer ehemaligen Vergletscherung zwingen, sind folgende:

1. Schrammung und Polirung anstehenden Gesteines,
2. Rundköcker,
3. Riesenkessel,

Fremstilling efter Optegnelser fra sommeren 1850. Nyt Magazin for Naturvidenskaberne VII. Kristiania 1853, pag. 1—70. — C. W. Paijkull's bereits citirte Arbeit. — A. Helland, Om Islands Geologi. Geografisk Tidskrift 1882. — A. Helland, Om Islands Jökler og om Jökelelvenes Vandmängde og Slamgehalt. Archiv for Mathematik og Naturvidenskab. Kristiania.

4. Circusthäler (Botner, Grydedalene),
5. Moränenbildungen mit geschrammten Geschieben,
6. Erratische Blöcke.

1. Abgeschliffene und geschrammte Felsoberflächen finden sich an zahllosen Stellen, sowohl im Meeresniveau, als auf den Hochebenen und höchsten Pässen, an den Seiten und auf der Höhe der Bergrücken, frei zu Tage liegend, oder unter jüngeren Ablagerungen verborgen, meist auf den harten Gesteinen der Basaltfamilie, aber auch auf festerer Tuffunterlage nicht fehlend. So beobachtete ich beispielsweise prächtige Schrammung auf dem miocänen Tuffe, der unter der Reykjavíker präglacialen Lava liegt, am Ufer des Flüsschens Ellidaá, 6 km östlich von der Hauptstadt, und Paijkull beschreibt ebenfalls ausgezeichnete Schrammen aus einem Tuffe bei Storinupr an der Thjorsá (l. c., pag. 12). Auf der Karte, Taf. VIII, sind eine Anzahl beobachteter Schrammungsrichtungen nach den Angaben von Kjerulf und Helland, sowie nach unseren eigenen Beobachtungen durch eingetragene Pfeile dargestellt. So lückenhaft auch das darin gebotene Material noch ist, so genügt es doch bereits zu zeigen, dass die Vergletscherung Islands eine selbstständige war, dass von den mächtigen Hochflächen des Innern das Eis radial ausstrahlte und in seiner Richtung dem Verlaufe der Thäler und Fjorde auf das Genaueste folgte. Bisweilen, aber nicht oft, kann man auf ganz beschränkten kleinen Partieen mehrere einander kreuzende Schrammenrichtungen beobachten, nirgends aber in solcher Regelmässigkeit und Ausdehnung, wie dieselbe von Wahnschaffe für die Oberfläche des Muschelkalks bei Rüdersdorf und des Bonebedsandsteins bei Velpke und Danndorf nachgewiesen wurde. Andererseits aber zeigt die glatt polirte Oberfläche isländischer Basalte die Schrammen oft in ganz vorzüglicher Schönheit, die einzelnen Schrammen oft viele Meter weit zu verfolgen und in genauem Parallelismus. Häufig sind die Schrammen dem Felsen fast 1 cm tief eingegraben, daneben aber finden sich auch die feinsten und zierlichsten Kritzen, selbst an völlig frei liegenden und allen Angriffen des Regens und Frostes preisgegebenen Punkten. Es würde an dieser Stelle zu weit führen, die Zahlen für die gemessenen Richtungen einzeln aufzuführen, es muss vielmehr bezüglich dieser Angaben auf die betreffenden Abschnitt bei Kjerulf (l. c., pag. 56 — 57) und Helland (l c., pag. 104) verwiesen werden.

2. Die so ausserordentlich charakteristischen Rundhöcker findet man ebenso wie die Schrammen fast überall da, wo das Gestein zur Conservirung derselben sich eignete, doch sind dieselben im Allgemeinen in den Thälern seltener, als auf der

Hochfläche, indessen nur aus dem Grunde, weil sie hier in weit grösserem Umfange und in bedeutenderer Mächtigkeit von Gletschersedimenten oder Torfablagerungen bedeckt werden. Auf dem nördlichen Strande im inneren Theile des Reydarfjördr beobachtete Paijkull (l. c., pag. 12) ein sehr schönes Beispiel eines Rundhöckers im Thale. Auf den Hochflächen sind diese flachen Buckel oft die einzigen Punkte anstehenden Gesteins, die man beobachten kann. So sahen wir beispielsweise deren eine grössere Menge auf der 400 Fuss hoch liegenden Mosfellsheidi zwischen Reykjavík und dem Thingvallásee und konnten aus ihnen den Verlauf des präglacialen Reykjavíker Lavastromes bis zu jenem See verfolgen. Auch auf der Hochfläche zwischen dem Geitlands-Jökull und dem Hvitáthale entragt die gleiche Lava in zahlreichen Rundhöckern dem wilden Trümmermeere, welches diese Gegend zu einem der wüstesten und am schwierigsten zu passirenden Gebiete Islands macht. Auch auf der Holtavörduheidi, zwischen dem Hrútafjördr und den Fiskivötn (Fischseeen) sah ich zahlreiche, frei zu Tage liegende, aus Basalt gebildete Rundhöcker. Helland (l. c., pag. 104) erwähnt solche noch vom Seydisfjördr und aus dem Thale des Lagarfljót zwischen Egilstadir und Hallormstadir, wo sie ebenso wie die Schrammen in der Richtung des langgestreckten Sees und somit des Thales verlaufen. Der Umfang der Rundhöcker ist ein sehr wechselnder. Die grössten, die ich auf der Mosfellsheidi sah, besassen einen Durchmesser von etwa 15 m, bei einer Erhebung von 1 m über der Oberfläche des das wellige Land bedeckenden Hochmoores. Auch auf den Hügeln in der westlichen Tiefebene, die ich pag. 391 u. 392 beschrieben habe, treten an den flach abgeböschten Seiten zahlreiche Rundhöcker auf, deren Richtung mit der in diesem Gebiete vorherrschenden Schrammung übereinstimmt. [1]) In dem eigentlichen Innern von Island sieht man nur selten Schrammen oder Rundhöcker, aus dem einfachen Grunde, weil dort auch das anstehende Gestein in Folge mächtiger Gletscherablagerungen fast nirgends zu Tage tritt, doch fehlen sie auch dort nicht ganz; so fand z. B. Helland am Wege zum Sprengisandr, in der Nähe von Kidagil 2151 Fuss über dem Meere deutliche Schrammung. Auf den Rundhöckern ist die Schrammung im Allgemeinen weniger gut erhalten, als auf den glatt abgehobelten Felsoberflächen, wo sie aber noch erkennbar ist, deckt sich ihre Richtung ebenfalls mit der der Thäler.

3. Die Riesenkessel, die in Norwegen zu den häufigeren Erscheinungen gehören und auch bei uns von einer

[1]) S. auch K. Keilhack, Ueber postglaciale Meeresablagerungen in Island. Diese Zeitschr., Jahrg. 1884.

immer wachsenden Zahl von Punkten bekannt werden, gehören merkwürdiger Weise in Island zu den allerseltensten Erscheinungen. Kjerulf (l. c., pag. 56) fand deutliche Spuren eines solchen in der Nähe von Reykjavík, und ich selbst fand eine Anzahl derselben an einem interessanten, später noch näher zu beschreibenden Felsen, der am Ende des Solheima-Jökull im Südlande Nunatak-artig aus dem Eise sich erhebt. Sie lagen auf einer ziemlich ebenen Fläche hart am Rande des Felsens in der Anzahl von fünf Stück, und hatten einen Durchmesser von 1—3 dcm. Mit dem Hammer — ein anderes Werkzeug hatte ich nicht zur Hand — konnte ich sie nur bis auf 1 Fuss Tiefe ausräumen und erkennen, dass sie senkrecht in den harten Basalt hineingingen. Dass Riesenkessel noch nicht häufiger in Island beobachtet sind, liegt wahrscheinlich nicht daran, dass sie sehr selten wären. Man muss sich nur vergegenwärtigen, dass bei uns in Deutschland der weitaus grösste Theil derselben nur dadurch gefunden wurde, dass durch Menschenhand bei Eisenbahnbauten, oder durch Steinbruchsbetrieb künstliche Aufschlüsse geschaffen wurden. In einem Lande also, wo letztere völlig fehlen, können sie nur da beobachtet werden, wo durch Abstürze frische Aufschlüsse entstanden sind, ein Fall, der nicht allzu häufig ist. Ausgefüllte Riesenkessel, selbst auf sonst völlig nackter Felsfläche, wird der Reisende wegen der gleichmässig dunklen Farbe der Ausfüllungsmasse und des umgebenden Gesteins fast stets übersehen.

4. Wo immer höhere Gebirge zur Diluvialzeit unter Eisbedeckung lagen, findet man die landschaftlich so ausserordentlich auffallenden Circusthäler, deren Oeffnung in der grösseren Zahl der Fälle nach Norden und Nordosten gewendet ist. In grosser Menge sind sie bekannt aus Norwegens Hochgebirgen. In vorzüglicher Schönheit und bisweilen 6—8 auf einmal sah ich sie bei der vom klarsten Wetter begünstigten Dampferfahrt zwischen den langgestreckten Färöern. Auch in Grönland sind sie durchaus nicht selten. Um so auffallender ist es, dass sie auf Island, welches doch bezüglich seines geognostischen Aufbaues mit den Färöern so genau übereinstimmt, zu den seltensten Erscheinungen gehören. Wohl endigen zahlreiche Fjorde in kurzen, mit steilen Rändern ansteigenden Thalwannen, aber Partsch hat mit Recht darauf hingewiesen, dass derartige Thalendigungen keineswegs mit den echten Circen verwechselt werden dürfen. [1]) Solcher aber habe ich in Island nur zwei gesehen, und diese liegen beide durch einen

[1]) Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882.

schmalen Felsgrat getrennt auf der Nordseite des südlichen Skardsheidi - Gebirges, in überraschender Weise an die herrlichen Schneegruben unseres Riesengebirges erinnernd, aber an Grösse sie weit übertreffend. Durch einen Umstand verdienen diese Circusthäler besondere Erwähnung; während nämlich das Skardsheidi - Gebirge auf der Höhe keine Gletscher trägt, enthält der eine dieser typischen Botner zeitweilig einen kleinen Gletscher. Bei der Wichtigkeit der Botner oder Circusthäler für die Frage nach der ehemaligen Vergletscherung der Gebirge, in denen sie auftreten, und wegen der Vorstellung, die man sich über ihre Entstehung macht, dass sie nämlich durch Gletscher-Erosion entstanden und selbstständige Gletscherheerde gewesen sein sollen, dürfte es gerechtfertigt sein, diesen ausserordentlich interessanten Fall zeitweiliger Gletscherbildung in einem Circusthale bei gleichzeitigem Fehlen von Gletschern auf dem hinreichend grossen Plateau desselben Gebirges, in dessen Rand der Circus eingesenkt ist, zu erörtern. Olafsen schreibt in seiner 1774 erschienenen Reise durch Island § 125:

„Da wir den 6. August hier bey Mofell vorbeyreisten, wurden wir oben auf dem Berge eine ziemliche Strecke Eises gewahr, welches dem Jökkel - Eise glich. Und da wir den Mann auf dem nächsten Bauerhofe fragten, ob das Eis oben in Mofell im Sommer nicht aufdauete, antwortete er nicht nur Nein, sondern fügte noch hinzu, dass in seiner Jugend, da er hier erzogen worden, niemals das geringste Eis bemerket, hernach habe er sich von hier wegbegeben und viele Jahre an einem anderen Orte aufgehalten; da er aber vor einigen Jahren seine Wohnung hier in der Nähe aufgeschlagen, merkte er, dass der Schnee angefangen hatte, sich zu sammeln und nach und nach im Sommer weniger aufzudauen. Der Ort war gegen NW. gekehrt, und das Eis hat schon grüne Ritze erhalten, welches die Brechung der Lichtstrahlen verursachet, wie solches auf dicken Eisbergen zu geschehen pflegt. Man sieht hieraus, dass das Eis zunehmen und neue Eisberge sogar auf mittelmässigen Felsen entstehen können, wenn nur die kalten Winde zu gewissen Zeiten von einem Jahre zum andern beständig bleiben und die Natur des Bodens nicht zuwider ist."

Kjerulf (l. c. pag. 45) bestätigt das Auftreten von Gletschereis „unter der Skardsheidi über den in einem Halbkreise gegen Norden ausgeschnittenen Trapplagen", und diese Worte weisen noch genauer, als die Beschreibung Olafsen's, auf den genau oberhalb des Bauerhofes Mofell liegenden Circus. Als uns unser Weg an dieser Stelle vorbeiführte, vermochten wir in dem Circus, trotzdem wir ganz nahe vorbeiritten, kein Eis zu erkennen, sondern waren nur erstaunt über die gewaltigen

Schneefelder, die sich, obwohl es Anfang Juli und ein heisser Juni vorausgegangen war, bis höchstens 200 m über dem Meeresspiegel herabzogen. Es scheint hier die erste factische Bestätigung dafür vorzuliegen, dass beim Herannahen einer Vergletscherung die Circusthäler die ersten Gletscherheerde abgeben, eher als die höher gelegenen ebenen Hochflächen desselben Gebirges. Das Plateau der Skardsheidi wäre gross genug für eine selbstständige Vergletscherung, denn die Berge Ok und Eyriks-Jökull bieten keine grössere Basis und haben trotzdem Gletscher. Gleichwohl hat die Skardsheidi in historischer Zeit niemals Gletscher getragen, wohl aber, wenigstens eine Zeit lang, das Innere des gewiss 500 m mit seiner Sohle tiefer liegenden Botn.

5. An zahlreichen Stellen der Hochflächen und Thäler Islands kann man echte Moränenbildungen mit zahlreichen regellos geschrammten Geschieben in Wasserrissen und am Ufer der Flüsse und Fjorde beobachten, und die Zahl dieser Punkte würde noch eine weit grössere sein, wenn nicht die Moorvegetation so ausserordentlich grosse Gebiete vollständig verhüllte und künstliche Entblössungen fast völlig fehlten. Der Hauptunterschied der isländischen Moränenbildungen von denjenigen im norddeutschen Flachlande besteht darin, dass erstere einen bei weitem grösseren Gehalt an Sand und Gesteinspartikelchen besitzen, als die unsrigen, ein Umstand, der sicherlich damit zusammenhängt, dass, je weiter Moränenmaterial transportirt wird, um so grösser der Gehalt desselben an staubfeinen Theilchen wird. Daher findet man auch die isländischen Moränen vielfach zum grössten Theile aus kleinen und grösseren, dichtgepackten Geschieben bestehend, den Moränen-Charakter aber immer scharf angezeigt durch zahlreiche, deutlich geschrammte Geschiebe. So hat beispielsweise eine ganz recente Endmoränenbildung am Solheima-Jökull (s. u.) folgende mechanische Zusammensetzung:

Körner über	2 mm	. .	49,6	pCt.
„ von	2—1 „	. .	6,8	„
„ „	1—0,5 „	. .	5,7	„
„ „	0,5—0,1 „	. .	10,8	„
„ „	0,1—0,05 „	. .	5,2	„
Staub und feinste Theile		. . .	21,9	„
			100,0	pCt.,

besteht also mehr als zur Hälfte aus grandigem Materiale. Doch fand ich auf der Mosfellsheidi und auf der Holtavörduheidi auch Moränenbildungen, die sich im äusseren Ansehen in Nichts von dem charakteristischen, blaugrauen unteren Ge-

schiebemergel Norddeutschlands unterscheiden, abgesehen natürlich von dem Charakter der zusammensetzenden Gesteine und dem Gehalte an kohlensaurem Kalke, der den isländischen Moränen fast völlig fehlt. Eine vorgenommene Schlämmung der Moränenbildung von der erstgenannten Localität ergab folgende mechanische Zusammensetzung:

Körner über		2	mm Durchmesser	7,4	pCt.
„	von	2—1	„ „	6,9	„
„	„	1—0,5	„ „	13,8	„
„	„	0,5—0,1	„ „	26,9	„
„	„	0,1—0,05	„ „	20,2	„
Staub und feinste Theile				24,8	„
				100,0	pCt.

Dieselbe stimmt also gut überein mit derjenigen eines sehr sandigen, norddeutschen Geschiebemergels.

Auf den Hochflächen sind nach meinen Beobachtungen die echten Grundmoränen nicht in grösseren zusammenhängenden Decken entwickelt, sondern zum grössten Theile durch die Schmelzwasser des Eises aufgearbeitet und zu geschichteten Sanden umgelagert, innerhalb deren nur untergeordnet kleinere Partieen von echten Moränen sich finden; dagegen kommen in den Thälern grössere zusammenhängende Moränen vor. So fanden wir z. B. im Südlande auf der 16 km langen Strecke von Uthlid bis Skálholt, zwischen den Flüssen Bruará und Tungnaá, einen zusammenhängenden, nur durch Sümpfe unterbrochenen Moränenzug, auf dessen Oberfläche überall prächtig geschrammte Geschiebe umherlagen. Ausserordentlich mächtige Moränenablagerungen liegen im Nordlande zu beiden Seiten der Fjorde und in den Thälern, welche in diese Fjorde einmünden. Beiderseits des Hrútafjördr, auf der westlichen Seite des Skagafjördr und beiderseits des Eyjafjördr beobachtete ich diese Moränen in ausgezeichneter Schönheit. An allen drei Punkten fallen sie etwa 35 — 45 m tief steil zum Fjorde resp. zu dem in ihn einmündenden Flusse ab und erstrecken sich mit ebener Oberfläche bis zum Fusse der ein bis mehrere Kilometer entfernten Basaltberge.

Eine unserem oberen Geschiebesande entsprechende Bildung fand ich in ausgezeichneter Weise auf der Hochfläche nordwestlich vom Geitlands-Jökull, bestehend aus einer dichten Packung von grossen und kleinen Geschieben auf der Oberfläche, darunter noch mit feinsandigem, aus der Zerstörung von Tuffen hervorgegangenem Materiale gemischt. Unter den Geschieben fanden sich mehrfach geschrammte vor und bewiesen den Charakter dieser Bildung als einer in situ befindlichen

Moränen-Bildung, aus welcher alle feineren Theile völlig ausgewaschen waren. [1])

Echte Endmoränen der alten Gletscher sind nicht häufig. Helland führt als einziges ihm bekannt gewordenes Beispiel eine Reihe nicht ganz kleiner Endmoränen, nahe bei Stefanstadir, Skriddalr, oberhalb Thingmúli an; sie liegen vor dem Binnensee bei Stefanstadir und sperren denselben an seinem nördlichen Ende ab, vollkommen analog den Verhältnissen der Moränenseeen in Norwegen. [2])

6. Erratische Blöcke sind in Island nicht leicht als solche zu erkennen, weil die grosse Uebereinstimmung der verschiedenen Gesteinsarten es oft schwierig macht zu unterscheiden, ob ein Block von weither transportirt ist, oder aus unmittelbarer Nähe stammt. Bei der Farm Dvergasteinn am Seydisfjördr liegt ein grosser, mehr als mannshoher Doleritblock auf anstehendem, festem Gesteine, der sich dadurch als Fremdling charakterisirt und Veranlassung zum Namen der Farm gegeben hat (Zwergenstein). Geschiebe von Gesteinen, die in Island völlig fehlen und dadurch ihre fremde Herkunft erweisen, sind sehr selten und finden sich nur im Niveau des Meeres, jedoch an Stellen, die fremden Schiffen unzugänglich sind, so dass sie nicht als Ballast herbeigeführt sein können. Am Strande des Axarfjördr, nördlich von Husavík, finden sich grauer Granit mit rosenrothen Granaten, Glimmerschiefer und ein Block eines Serpentin-artigen Gesteins, der gegen 2 m in jeder Dimension besitzt. Auch im Ostlande am Vopnafjördr finden sich Stücke von Granit, Gneiss, Glimmer- und Talkschiefer. Dieselben sind zweifellos mit Treibeis durch die nordöstliche Strömung an die Küsten des Landes gebracht. [3])

Neben allen den aufgezählten Landablagerungen der Diluvialzeit wurden auch grosse Mengen feinsten Materials, in den Gletscherströmen suspendirt, in's Meer getragen und dort wiederum abgelagert. Durch eine 40 m betragende Hebung des Landes wurde ein grosser Theil dieser marinen Sedimente dem Meeresspiegel wiederum entrückt und in Festland verwandelt. Ausführliche Mittheilungen über diese spätglacialen Meeresablagerungen Islands finden sich in einem Aufsatze, den ich in dieser Zeitschrift, Jahrg. 1884, pag. 145 ff. veröffentlicht habe. Ich habe demselben nichts weiter hinzuzufügen, als dass die dort beschriebenen Yoldienthone sich nach einer An-

[1]) S. auch den Aufsatz: Vergleichende Beobachtungen an isländischen und norddeutschen Diluvial-Ablagerungen im Jahrb. der königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1883.

[2]) Helland, Om Islands Geologi, pag. 104.

[3]) S. v. Waltershausen, l. c., pag. 31–32.

gabe Kjerulf's (l. c., pag. 11) auch zwischen dem Tungufljót und der Hvitá finden.

Zu den Erscheinungen, die mit der ehemaligen vollständigen Vergletscherung Islands zusammenhängen, gehören auch die Moränen-Seeen. Bereits ist bei Erwähnung diluvialer Endmoränen des echten Moränensees bei Stefanstadir gedacht. Ebenso wie dieser, zeichnen sich auch die anderen Moränenseeen als Abdämmungsseeen gegenüber den mehr runden Kraterseeen durch ihre längliche Form aus, indem sie zugleich längere oder kürzere Strecken in den Thälern einnehmen. Besonders charakteristische Beispiele für Moränenseeen sind der Skorradalsvatn im Westlande und der Lagarfljót im Ostlande. Der Skorradalsvatn liegt in dem südlichsten der pag. 392 erwähnten, radial von der westisländischen Tiefebene aus verlaufenden Thäler, welches er zwischen Fitjar und Grund in einer Länge von 15 km erfüllt, während der Lagarfljót eine Länge von 50 km bei einer Breite von höchstens 2 km besitzt. Beide sind ursprünglich Fjorde, deren Verbindung mit dem Meere durch abgelagerte Moränen oder durch gewaltige Anhäufungen von Sanden und Schottern zerstört wurde, worauf der Fjord allmählich durch Zufuhr von süssem und Abfluss von salzigem Wasser ausgesüsst wurde. Die bedeutende Tiefe dieser Seeen hat Helland (l. c., pag. 109) durch eine Reihe von Lothungen in der Nähe von Hallormstadir quer über den Lagarfljót nachgewiesen, denn schon in einer Entfernung von 400 m vom beiderseitigen Ufer betrug die Tiefe 100 m, und die mittleren 700 m des Sees zeigten eine gleichmässige Tiefe von 110 m. Bezüglich des Skorradalsvatn wissen wir nur, dass die Anwohner seine Tiefe zu 60 Klafter (?) angeben. Im Innern Islands finden sich an zwei Stellen grössere Anhäufungen von Seeen, nämlich auf der Arnarvatnsheidi, nordwestlich vom Láng-Jökull, und im südlichen Island zwischen dem Heklagebiete und dem Skaptár-Jökull. Beide Seeengruppen führen den Namen der Fiskivötn (Fischseeen). Sie gehören zweifellos auch in die Gruppe der glacialen Seeen und scheinen in ihren Umrissen nach den wenigen Nachrichten, die wir darüber besitzen, grossen Aenderungen unterworfen zu sein. So ist einer der Seeen im Gebiete der südlichen Gruppe, der Thorisvatn, auf der Karte mit einer Länge von $^1/_2$ bis $^3/_4$ Meile angegeben, während ihn Helland in der Richtung von Ost nach West über 4 Meilen lang fand (l. c., pag. 110). So fand Thoroddsen [1]) auf seiner letzten Reise nördlich vom Vatna-Jökull einen ausserordentlich grossen, flachen, mit Gletscher-

[1]) Th. Thoroddsen, Eine Lavawüste im Innern Islands.

wasser erfüllten, meilenlangen See, von dem er selbst annimmt, dass ihm nur eine kurze Existenz beschieden sein dürfte.

Es erübrigt nunmehr nur noch eine Besprechung der heutigen Gletscher und der Ablagerungen, die durch sie bis auf den heutigen Tag noch fortgesetzt werden. Wenn wir durch eine Linie vom Snäfells-Jökull zum Eskifjördr die ganze Insel in zwei ziemlich gleich grosse Theile zerlegen, so sehen wir mit Erstaunen, dass auf den nördlichen Theil nur zwei grössere Gletschergebiete, der Dránga- und Glámu-Jökull auf der nordwestlichen Halbinsel, und ein halbes Dutzend kleinere, zwischen den Skagafjördr und dem Skjálfandafljót, entfallen, deren gesammte Grösse nicht mehr als 30 □Meilen beträgt, während in der Südhälfte die vier grössten vergletscherten Gebiete Islands, der Vatna-, Hofs-, Láng- und Eyjafjalla-Jökull, sowie fast ein Dutzend kleinerer Gletscher sich befinden. Ueber ihre Grösse, die einzelnen von ihnen ausgehenden Gletscherströme, sowie über die Schlammführung der Gletscherbäche und Ströme verdanken wir Helland eine schätzbare Zusammenstellung (cfr. pag. 113). Ueber die Bewegungs-Geschwindigkeit der einzelnen isländischen Gletscher besitzen wir vorläufig gar keine Beobachtungen, während es wenigstens von den Gletschern am Südostrande des Vatna-Jökull bekannt ist, dass sie ihre Stirn oft in verhältnissmässig kurzer Zeit beträchtlich vorschieben oder zurückziehen in der Weise, dass Reitpfade, die noch in dem einen Jahre in ihrer vollen Länge benutzt werden konnten, im folgenden Jahre von Gletschern überschritten waren. Leider fehlt es uns auch hierüber an genaueren Zeit- und Maassangaben. Durch Sartorius v. Waltershausen wissen wir, dass ein dreifacher Kranz von Endmoränen den östlichen Theil des Hofs-Jökull umgiebt, deren äusserste, vom Eisrande 1 km entfernte, die Grösse der Schwankungen im Vorschreiten und Zurückweichen dieses Gletschers markirt.

Höchst interessant sind die Mittheilungen Paijkull's (l. c., pag. 15— 17) über das Auftreten xon Åsarn am Rande heutiger Gletscher. Das erste derselben fand er in dem Thale des Fulilaekr im Südlande (siehe die Skizze auf pag. 445) vor dem Ende des Gletschers, dem dieser reissende Strom entspringt, ungefähr 15 m hoch, rechtwinklig zum Ende des Gletschers und parallel mit dem Flusse verlaufend in einer Länge von mehreren hundert Schritten. Etwas näher nach dem Meere hin, aber nicht ganz in der Verlängerung des ersten lag ein anderer Wall, gleichfalls von ausgesprochener Åsform. Paijkull weist scharf nach, dass dieser von ihm als ein Rullstensås aufgefasste Wall weder eine Mittelmoräne, noch ein vom Fúlilaekr verschonter Theil des Solheimasandr sein

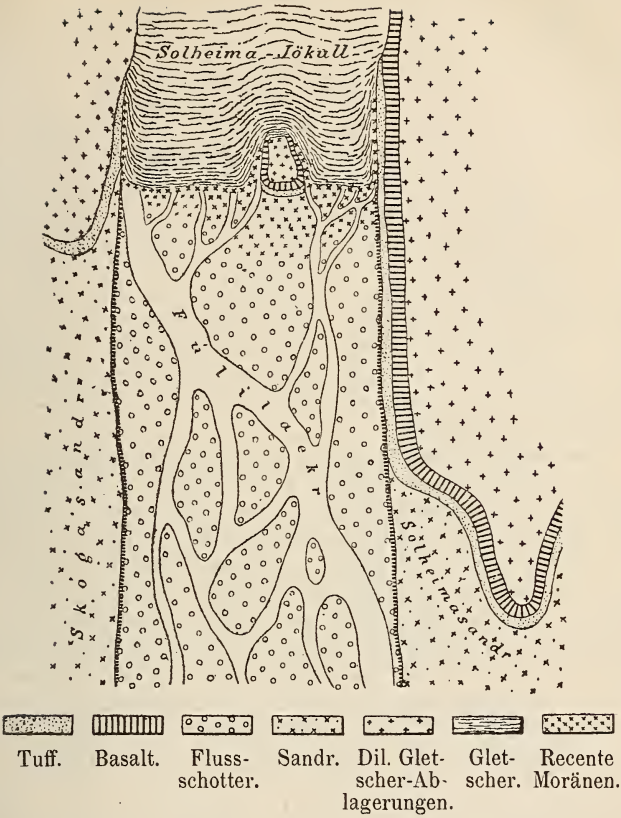
kann. Als wir das Thal des Fúlilaekr besuchten, existirten diese Åsar nicht mehr, waren vielmehr wahrscheinlich bei einem Vorrücken des Gletschers oder bei einem Jökulhlaup wieder zerstört worden. Ein paar andere Åsar fand er auf dem Skeidarársandr und dem Breidamerkrsandr, die sich von dem erst beschriebenen nur dadurch unterschieden, dass sie in ihrer Längsrichtung nicht rechtwinklich zum Gletscherende standen, sondern parallel mit ihm verliefen.

Ich wende mich nunmehr zur speciellen Beschreibung zweier von mir näher untersuchter Gletschergebiete, wobei ich zur näheren Erläuterung auf die beigegebenen Skizzen verweise.

Zwischen dem Eyjafjalla-Jökull und dem Mýrdals-Jökull senkt sich ein breiter Gletscher zum Tieflande nieder, dessen Schmelzpunkt höchstens 40 — 50 m über dem Meeresspiegel liegt. Die Höhen, denen seine Flanken sich anschmiegen, bestehen aus miocänen Tuffen, denen eine Basaltdecke auflagert. Diese Gesteine treten indessen nur als schmales Band zu Tage, während die Oberfläche dieser Höhen vollständig mit Moränenschutt, aus der Diluvialzeit herrührend, bedeckt ist. (S. Fig. 12 nebenstehend). Vor diesen Höhen, bis zum Meere hin liegt in der Gestalt eines stumpfwinkligen Dreiecks, dessen 15 km lange Basis die Küste bildet, ein isländischer Sandr. [1]) Derselbe ist durch die, auf schnurgeradem Wege dem nahen Meere zuströmenden Schmelzwasser des Gletschers, die sich ihr Thal in den wenig widerstandsfähigen Sanden auswuschen, in eine östliche und westliche Hälfte, den Skóga- und Solheimasandr getrennt worden. Der Strom, der dem westlichen Theile des Gletschers aus einem grossen Gletscherthore heraus entströmt, und durch zahlreiche starke Schmelzwasserbäche der anderen Theile des Gletschers sich vergrössert, führt nach dem stark hervortretenden Schwefelwasserstoff-Geruche seiner milchweissen Fluthen den Namen Fúlilaekr, Stinkfluss. Er gehört zu den durch Wasserreichthum und reissende Strömung, sowie durch fast täglich wechselnden Lauf charakteristischsten, aber für den Reisenden gefährlichsten der isländischen Gletscherströme. Vor dem Ende des Gletschers liegen, bis höchstens 100 Schritt von demselben entfernt, Endmoränen in unregelmässigen, niedrigen, 3—12 Fuss hohen Hügelreihen. Ununterbrochen werden diese Endmoränen von reichlichen Wasser-

[1]) Meinen Bemerkungen in der pag. 441 citirten Abhandlung habe ich noch hinzuzufügen, dass allerdings auf den Sandr auch geschrammte Geschiebe, aber nur oberflächlich und in der Nähe des Gletschers vorkommen. Paijkull erklärt ihre Entstehung völlig richtig durch oscillirende Bewegungen der Gletscher, die bisweilen eine bereits gebildete Sandr-Strecke wieder überschreiten und dabei die oberflächlich liegenden Gerölle mit Kritzen und Schrammen versehen.

Fig. 12.

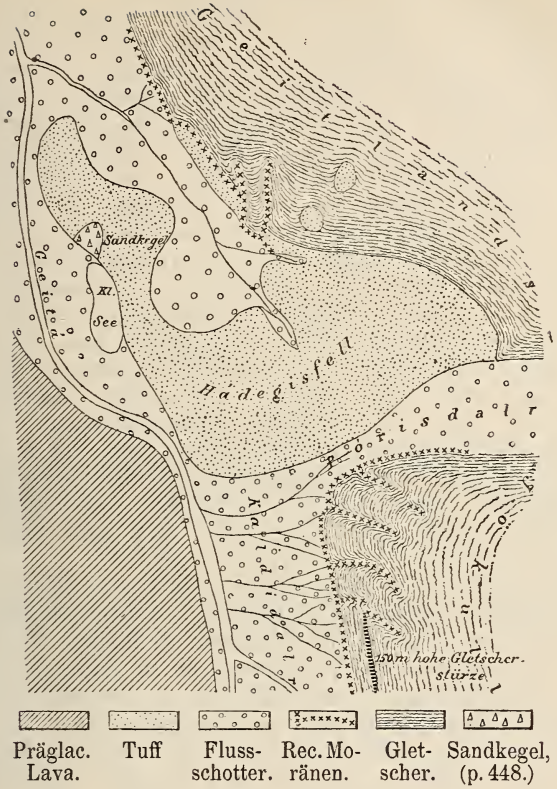


mengen durchspült, ausgewaschen, umgelagert und schliesslich vollständig in geschichtete Massen verwandelt, denen auch dann das untrüglichste Moränenkriterium, die geschrammten Geschiebe noch nicht völlig fehlen. In dem Zustande, in dem wir ihn sahen, war der Gletscher an seinem Ende durch einen ziemlich bedeutenden Hügel in zwei Theile getheilt, deren Breite sich wie 1 zu 2 verhielt. Dieser Berg, der, wenn der Gletscher nur ein wenig vorrückt, zu einem Nunatak werden muss, besteht wie die Höhen beiderseits des Gletschers ebenfalls zu unterst aus Tuff, darüber aus Basalt. Die Vorderseite des Berges und die beiden dem Gletscher nach Ost und West zugewandten Seiten fallen steil ab, während die Oberfläche des Berges ziemlich eben ist und nach Norden hin unter den

Gletscher, sich allmählich senkend, verschwindet. Sie war vollständig mit Moränenschutt bedeckt, der Basalt erwies sich an den Stellen, an denen er zu Tage trat, abgeschliffen und geschrammt und trug an seinem vorderen Ende die pag. 437 beschriebenen Riesenkessel. Auch an der Stelle, wo nach Norden hin das feste Gestein unter dem ziemlich schnell ansteigenden Gletscher verschwand, war es von demselben durch Grundmoränen-Material getrennt, auf welchem das Eis sogar für eine geringe Strecke bergauf sich bewegt hatte. Eigenthümlich waren die Lagerungsverhältnisse der Grundmoränen an und auf diesem isolirten Berge, die mich einigermaassen, ganz abgesehen von den Riesenkesseln, an die Verhältnisse auf dem Muschelkalkfelsen von Rüdersdorf erinnerten. Die vollkommen gleichaltrigen und gleichartigen Grundmoränen ziehen sich nämlich einmal auf geschrammtem Untergrunde über den Rücken des Berges hin, dann aber umfassen sie auch flankenartig die Seiten desselben, bis sie unter dem Eise des Gletschers verschwinden.

Das zweite Gletschergebiet, welches ich in geognostischem Grundriss nebenstehend vorführe, ist dasjenige des Geitlands-Jökull, des westlichsten Theiles des Láng-Jökull. Während jener gewaltige Gletscher des Südlandes bis nahe zum Meere hin niedergeht und inmitten bewohnter Gebiete abschmilzt, liegen die krystallenen Gewölbe dieses in ödem, völlig unbewohntem Gebiete im Innern der Insel, stundenweit von den Wohnsitzen der Menschen entfernt, und haben ihren Schmelzpunkt schon bei einer Meereshöhe von 600 m. Bilden dort miocäne Gesteine den Untergrund des Gletschers, so ruht er hier auf posttertiären, vulkanischen Bildungen, Laven, Tuffen, Obsidianen und Bimssteinen. Das dem Gletscher vorliegende Plateau besteht aus einer, meist nur in Form von Rundhöckern zu Tage tretenden präglacialen Lava. Näher dem Gletscher erheben sich seltsam geformte, gelbe Berge, aus Tuffen und vulkanischen Auswürflingen bestehend, die einer späteren vulkanischen Thätigkeit ihre Entstehung verdanken. Zwischen ihnen und dem eigentlichen Gletscherrand liegt ein mehrere hundert Meter breites, ebenes Gebiet, von den Schmelzwassern der Gletscher durchströmt und mit den mannichfachsten Ablagerungen derselben bedeckt. Hat man auch dieses überschritten, so ist man vom Fusse des eigentlichen Gletschers noch durch eine langgedehnte, wie ein mächtiger Wall gegen 20 m hoch aufgethürmte Endmoräne getrennt, mit welcher an verschiedenen Stellen Seitenmoränen, die sich bis zu 780 m über den Meeresspiegel hinaufziehen, in Verbindung stehen. Der höchste Theil des Geitlands-Jökull liegt hier bei etwa 1000 m Meereshöhe. Mehrere, durch zahlreiche Spalten

Fig. 13.



Präglac. Lava. | Tuff | Fluss-schotter. | Rec. Moränen. | Gletscher. | Sandkegel, (p. 448.)

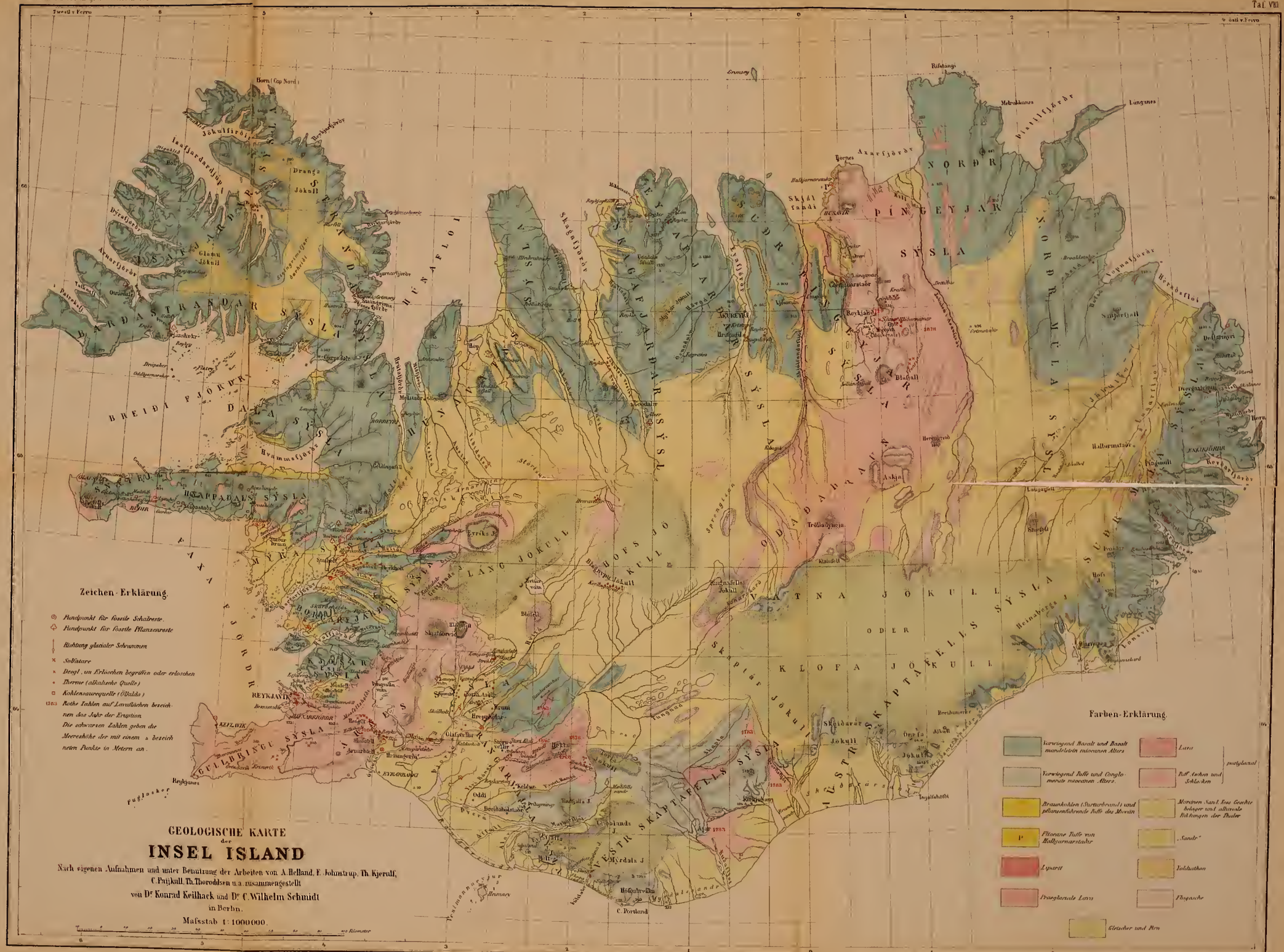
zerklüftete Stellen im Eise, deren leuchtend blaugrüne Farbe weithin strahlt, deuten ebenso wie einige der Eisdecke entragende Nunatakker auf verwickelt gestaltete Oberflächenverhältnisse des Gletscheruntergrundes, welcher nach Ausweis des Moränenmaterials fast ausschliesslich aus Olivin-reichen Laven besteht, die, wie oben pag. 396 näher ausgeführt, hier die Lage jenes präglacialen Vulkans vermuthen lassen, dem der gewaltige, bis zum äussersten Südwesten der Insel reichende Lavastrom entflossen ist, dessen Eigenthümlichkeiten an der angeführten Stelle näher erörtert sind. Eine tiefe, thalartige Einsenkung, in welche von allen Seiten Gletscher niedergehen, das sagenumsponnene Thórisdalr, dessen Grund wohl noch nie der Fuss eines Menschen betrat, trennt den eben beschrie-

benen Theil des Geitlands-Jökull von seinem westlichsten Ende. Zwischen demselben und dem flachgewölbten, mit Firn bedeckten Vulkane Ok liegt das Kaldidalr, durch welches eine der Strassen von Reykjavík nach dem Nordlande führt. In einer Länge von 6 km schmilzt das gewaltige Eismassiv hier ab und veranlasst die Entstehung der reissenden, milchigen Geitá (Ziegenfluss). Ein herrlicher Blick in's Kaldidalr hinein eröffnet sich, wenn man die mit Bomben durchspickten Tuffmassen des Hádegisfell umschritten hat. Aus einer Höhe von 1000 m gehen in langer Front die Eismassen an zahlreichen Stellen wildzerklüftet mit sehr starker Neigung nieder in's 600 m hoch gelegene Thal. Auf einer grösseren Strecke haben sie dabei einen senkrechten Absturz der unterlagernden Felsmassen zu überwinden, welcher Veranlassung zu einem ebenso seltenen, als prachtvollen Phänomen gegeben hat. Man sieht über dem Steilabsturze eine senkrechte Eismauer von leuchtend blauer Farbe sich erheben, von welcher mächtige Eisschollen die 150 m hohe Steilwand hinunterstürzen. Aber so gross ist die Plasticität des Eises, dass trotz der Kürze des Weges, den es noch zurückzulegen hat, die Eismassen aus den ursprünglichen wilden Chaos sich wieder zum geschlossenen Eisstrome sammeln und ruhig ihren Weg zum Thale fortsetzen.

Noch möchte ich zum Schlusse mit kurzen Worten einer eigenthümlichen Erscheinung gedenken, welche ich auf einem Schneefelde an dem bereits erwähnten Tuffrücken des Hádegisfell zu beobachten und photographisch zu fixiren Gelegenheit hatte. Es sind das die auf Tafel XI, 2 dargestellten Sandpyramiden. Diese Tausende von Pyramiden haben eine Höhe von höchstens $^1/_2$ m bis herab zu 1 cm, und zwar liegen die grössten im untersten, die kleinsten im obersten Theile der etwa unter 20° ansteigenden Schneefläche. Ihr Material besteht aus einem durchaus gleichkörnigen, feinen, schwarzen Sande. Als wir dieses höchst merkwürdige und auffällige Bild sahen, waren wir in Anbetracht aller übrigen Umstände keinen Augenblick im Zweifel darüber, wie die Entstehung dieser Pyramiden zu erklären sei. Wir nehmen an, und ich bin noch heute derselben Ansicht, dass durch einen Místur, einen der häufigen isländischen Sandstürme, beträchtliche Sandmassen über die jene Pyramiden unterlagernde Schneedecke geworfen wurden, und dass über diese Sandschicht sich nun abermals Schneemassen, vielleicht die Niederschläge eines ganzen Winters, deckten. Bei dem im Frühjahr beginnenden Schmelzprocesse wurden dann durch die in dem Schnee niedersickernden Schmelzwasser, die zunächst bis auf jene feinsan-

dige, wenig durchlässige Schicht niedergingen, zahlreiche kleine Wasserrinnen auf ihrer Oberfläche gebildet, wobei zugleich eine Fortbewegung des Sandes von oben nach unten stattfand. Bei gesteigerter Schneeschmelze und zunehmenden Schmelzwasser-Quantitäten wurden jene Erosionsrinnen durch die ganze Sandschicht hindurchgeführt, und die letztere in einer Reihe einzelner Sandhügel zertheilt, die hierauf durch Regengüsse ihre zur Zeit der Beobachtung vorhandene Kegelform erhielten.

Die topographische Grundlage der Karte Tafel VIII ist nach einer photographischen Reduction der im Maassstabe 1 : 480000 im Jahre 1844 erschienenen Karte Islands von Gunnlangson gezeichnet. Für das Gebiet zwischen dem Vatna-Jökull und dem Eismeere konnte die Neuaufnahme von Th. Thoroddsen vom Jahre 1884 (Petermann's Mittheilungen, 1885, VIII und IX) benutzt werden.


Zeichen-Erklärung.
Fundpunkt für fossile Schalreste.
Fundpunkt für fossile Pflanzenreste.
Richtung glacialer Schrammen.
Solfatare.
Desgl. im Erlöschen begriffen oder erloschen.
Therme (alkalische Quelle.)
Kohlensaurequelle (Säuerling.)
Rothe Zahlen auf Landflächen bezeichnen das Jahr der Eruption. Die schwarzen Zahlen geben die Meereshöhe der mit einem x bezeichneten Punkte in Metern an.
Farben-Erklärung.
vorwiegend Basalt und Basalt mandelstein miocenen Alters.
Vorwiegend Tuffe und Conglomerate miocenen Alters.
Braunkohlen (Surturbrand) und pflanzenführende Tuffe des Miocän.
P Pliocäne Tuffe von Halbjarnarstadir.
Lipparit.
Praeglaciale Laven.
Lava
Tuff-Aschen und Schlacken
postglacial
Moränen Sand Kies Gerölle belagert und allluviale Abhängen der Thäler
„Sande"
Jokulthon
Flugsande
Gletscher und Firn
GEOLOGISCHE KARTE
der
INSEL ISLAND
Nach eigenen Aufnahmen und unter Benutzung der Arbeiten von A. Helland, F. Johnstrup, Th. Kjerulf, C. Paijkull, Th. Thoroddsen u.a. zusammengestellt
von Dr Konrad Keilhack und Dr C. Wilhelm Schmidt
in Berlin.
Maßstab 1:1000000.
Lith Anst v. Leop Kraatz Berlin

Erklärung der Tafel IX.

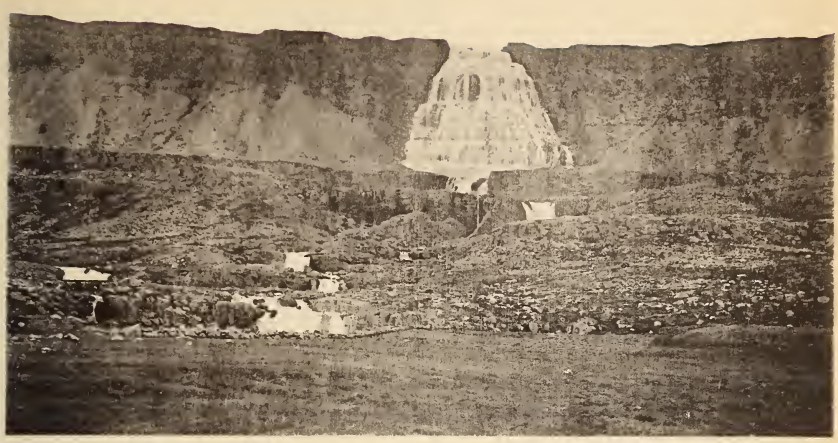
1.

Wasserfall von Dynjandi am Arnarfjördr. Die einzelnen Cascaden des Falles markiren die einzelnen horizontalen Basaltdecken und deren verschiedene Mächtigkeit. Die Gesammthöhe des Falles beträgt 200 bis 300 m. Siehe pag. 379 und 407 im Text.

2.

Miocänes Basaltgebirge bei Thýrill am Hvalfjördr. Die oberste Basaltlage, die in durchgehende Säulen zerklüftet ist, besitzt die auch in Island sehr seltene Mächtigkeit von 80 — 100 m. Siehe pag. 379 im Text.

1.



2.

LICHTDRUCK V. RÖMMLER U. JONAS, DRESDEN.

Erklärung der Tafel X.

1.

Vulkanische Spalte Allmannagjá. Die linke, östliche Seite abgesunken. Höhe der stehen gebliebenen Wand ca. 25 m, der abgesunkenen 10 m, Breite der Spalte 15—20 m. Siehe pag. 405 im Text.

2.

Vulkanische Spalte im Nordlande, durchflossen von der Jökulsá i Axarfirdi. Länge etwa 20 km, Höhe über 100 m. Siehe pag. 397 und 407 im Text.

1.

2.

LICHTDRUCK V. RÖMMLER U. JONAS, DRESDEN.

Erklärung der Tafel XI.

1.

Rechts liegt der Tuffrücken des Selsundsfjall, im Hintergrunde der schneebedeckte Kegel der Hekla. Am linken Rande ist eben noch ein kleiner Theil des dem Selsundsfjall parallelen Bjólfell sichtbar. Zwischen beiden ein breiter Lavastrom, das Selsundshraun. Siehe pag. 388 und 400 im Text.

2.

Kleine, 0,01 — 0,4 m hohe Kegel, aus schwarzem, vulkanischem Sande bestehend, der als zusammenhängende Decke auf ein geneigtes Schneefeld aufgeweht war und durch Schneeschmelzwasser in diese eigenthümlichen Erosionsformen verwandelt wurde. Siehe pag. 448 im Text.

1.

2.

LICHTDRUCK V. RÖMMLER U. JONAS, DRESDEN.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1886

Band/Volume: 38

Autor(en)/Author(s): Keilhack K.

Artikel/Article: Beiträge zur Geologie der Insel Island. 376-449