

Über einige Vulkane und Plateauberge in Inner-Island

von Josef Keindl.

(Mit 5 Abbildungen auf Tafel IV und V).

Im Sommer 1930 unternahm der Verfasser eine Reise quer durch Island. Sie führte von Reykjavik über den Gr. Geysir, den Kielweg, ferner über den Hofsjökull von der Blagnypa zum Klakkur und über den Sprengisandur in das Tal der Jökulsa Eystri und nach Akureyri. Von dort aus besuchte der Verfasser noch die vulkanischen Landschaften um den Mückensee und die Lavafelder am Nordrand des größten postglazialen Ausflußgebietes Islands, der Odádhraun, mit den vulkanischen Erhebungen, der Kerlingar- und der Ketilldyngja. Dabei konnten eine Reihe von Beobachtungen über den Aufbau mehrerer Vulkane, die zum ersten Mal eingehender untersucht wurden, und über die Entstehung der vulkanischen Plateauberge auf dem Hochland Inner-Islands angestellt werden, die im Folgenden ausgeführt werden sollen.

Untersucht wurden insbesondere das Blafell südlich des Hvitárvatn, die Blagnypa, die sich am Südwestrand des Hofsjökull befindet, der Klakkur, eine Tuffbergreihe in dessen Nähe, ein unbenanntes Plateau nördlich des Klakkur am Nordostrand des Hofsjökull und die Kerlingardyingja.

Die Vorarbeiten wurden auf den behandelten Gebieten außer von Th. Thoroddsen, der die Grundlage zu allen weiteren Forschungen geliefert hat, von H. Erkes, W. v. Knebel, Fr. Kümel, W. Oetting, H. Reck und H. Spethmann geleistet.

Die Kerlingardyingja.

Die Kerlingardyingja weicht in vieler Hinsicht von den später besprochenen vulkanischen Bergen ab. Sie befindet sich am Nordsaum der Odádhraun und südlich vom Mückensee. Der Berg hat seine größte Erstreckung von Westen nach Osten. Sein im allgemeinen sehr flacher Hang steht in auffallendem Gegensatz zu den Tafelbergen, die später behandelt werden.

Th. Thoroddsen schrieb darüber (S. 131): „Von den postglazialen Lavakuppen ist die früher besprochene Kollotta Dyngja die südlichste, aber ca. 20 km nördlicher, nordwestlich von den Bergen Herdubreidarfjöll, befindet sich ein anderer ähnlicher Vulkan Kerlin-

gar Dyngja, eine Lavakuppe mit schwacher Neigung ($2-3^{\circ}$) und mit einer aufrechtstehenden Felsenspitze aus Breccie, welche Kerling heißt; hier scheint ein größerer Krater mächtige Lavaströme in die Lavawüste hinab, nördlich von den Dyngjufjöll, ergossen zu haben. Auf meiner Reise 1884 passierte ich am 28. Juli nachts den östlichen Abhang dieses Vulkans. Obwohl es hell war, wie es auf Island um diese Jahreszeit zu sein pflegt, konnte ich leider den Vulkan selbst nicht näher untersuchen, und soweit es bekannt ist, hat noch nie ein menschlicher Fuß diese Lavakuppe betreten; die umliegende Wüste ist von jeder Vegetation entblößt und entbehrt völlig des Trinkwassers, von menschlichen Wohnungen ist sie weit entfernt, was den Aufenthalt im höchsten Grade erschwert.“

Aber bereits 1910 besuchte H. Erkes mit seinem Sohn die Kerlingardyngja. Wenige Wochen später kam H. Spethmann mit dem Sohn von H. Erkes dorthin. 1912 befand sich Max Trautz auf diesem Berg und vom 16.—21. Juli 1913 abermals H. Erkes. Der Berg hat denn auch schon von H. Erkes (1914) eine nähere Beschreibung erfahren und es soll daher hier nur ein Beitrag zur Entstehung des Berges gegeben werden.

Die Kerlingardyngja hat nach H. Erkes (1914) schätzungsweise einen Umfang von 35 km. Gegen Norden, Westen und so ziemlich auch noch gegen Osten ist die Neigung gering und übersteigt nicht das sonst bei Schildvulkanen übliche Maß. Ihr Abfall gegen S ist jedoch, wie schon H. Erkes (1914) berichtet, ganz auffallend steil und beträgt 15° . Dies, wie auch die ausgesprochen ovale Basis läßt einen berechtigten Zweifel an der Dyngjanatur des Berges aufkommen. Eine Neigung von $5-6^{\circ}$ wird bei isländischen Schildvulkanen durchwegs nicht überschritten, eine Neigung von 15° ist aber ganz ungewöhnlich. Es äußert sich in dieser starken Neigung vermutlich der maßgebende Einfluß einer früheren Landoberfläche, über die die späteren Ergüsse erfolgten, welche aber doch die ältere Form nicht ganz verwischen konnten. Dies deutet darauf hin, daß hier die Ergüsse weniger Material förderten als bei anderen Lavavulkanen von ähnlicher Größe. Auch sonstige alte Restformen vermochte die Lava hier nicht zu begraben, so daß sie also noch der Beobachtung zugänglich sind. Es trägt nämlich die Kerlingardyngja nicht bloß am Fuße, wie z. B. im NE. an der Grenze gegen die Ketilldyngja oder auf der Flanke wie im SW, wovon H. Erkes (1914) erzählt, ruinenhafte Erhebungen aus Tuff, sondern sogar auf dem höchsten plateauartig aussehenden Teil des Berges einen Tuffstock, den Sighvatur. Dessen relative Höhe über der Lavoberfläche maß H. Erkes zu 90, Trautz zu 88, der

Verfasser nur zu 60 m. Den Sighvatur baut meist feiner, seltener mit gröberen Einschlüssen versehener Tuff auf. Die Schichtung des Tuffs ist undeutlich. Man findet auch einen Doleritgang von 1 m Breite und 1 m Höhe aus dem Tuffhang herausgewittert. Er verfolgt die N—S-Richtung. Ein anderer Doleritgang zieht NW—SO, ein dritter ONO—WSW.

Ganz besonders scheint gegen die Schildvulkannatur des Berges zu sprechen, daß ihm die sonst auf Schildvulkanen vorkommende Gipfelkaldera fehlt. H. Spethmann (1914) sucht den Schildvulkancharakter des Berges zu retten, indem er annimmt, es sei nach dem letzten Ausfluß der Lavasee nicht in seinen Schlot zurückgesunken und der Kraterrand infolgedessen von der ausgeflossenen Lava nicht zu unterscheiden. Dazu läßt sich noch anführen: Dem Mauna Kea auf Hawai, der ein unzweifelhafter Schildvulkan ist, fehlt ebenfalls die Gipfelkaldera, er hat nur eine Gipfelplattform. Nach F. v. Wolff hat sich bei ihm wahrscheinlich, wie beim Kilauea beobachtet wurde, der Kalderaboden so weit gehoben, daß die Caldera ausgefüllt wurde. Welche der beiden Möglichkeiten auf der Kerlingardýngja eingetreten ist, läßt sich durch Beweise nicht erhärten. Daraus ergibt sich nur, daß eine vulkanische Erhebung, der eine Gipfelkaldera ermangelt, dennoch ein Schildvulkan sein kann.

Es sprechen somit mehrfache Gründe gegen die Schildvulkannatur des behandelten Berges, dafür nur die Existenz eines ausge dehnten Lavarückens. Dieser läßt sich anderenfalls nur so erklären, daß sich unter der Lava ein Tuffrücken befindet und die Lava auf dem Berge zur Gänze von den kleinen Kratern herrührt, von denen später noch gesprochen werden wird. Die größere Neigung des Berges gegen S scheint die Existenz eines Tuffrückens unter der Lava zu stützen.

Auf dem Kerlingarberg befinden sich nun aber noch einige kleine Krater in unregelmäßiger Anordnung. Wenn also früher ein Schildvulkan existiert haben sollte, mußte nach Beendigung seiner Ausflußtätigkeit eine vulkanische Tätigkeit in anderer Form eingesetzt haben, was wieder etwas ungewöhnlich ist. H. Spethmann (1914) erwähnt sie auch, bezeichnet sie jedoch als Hornitos. Dafür sind sie aber denn doch zu groß. Einige von ihnen bilden sogar die höchsten Erhebungen, wohin die dünnflüssige Lava nicht hätte gelangen können, wenn nicht dort Ausflußstellen wären. Besonders gegen NW ist der Abfall des Berges nicht gleichmäßig, weil sich hier kleinere Krater befinden. Wie schon erwähnt, nehmen solche kleine Krater auch die höchsten Teile des Berges ein, die nach meiner barometrischen

Messung eine Höhe von 900 m besitzen. Von diesen höchsten Punkten gibt es gegen NW und W keinen einheitlichen Abfall.

SSW vom Sighvatur befindet sich ein Krater mit etwa 45 m Durchmesser und einer Tiefe von 15—20 m. In die südwestliche Seitenwand dieses Kraters ist noch ein schief geneigter Krater mit etwa 25 m Durchmesser und der geringen Tiefe von 4—5 m eingesenkt. Diese beiden Krater stellen — abgesehen von der Tuffspitze Sighvatur — den höchsten Punkt des ganzen Berges dar. Nicht viel niedriger ist ein nordwestlich davon gelegener Krater. Zwischen beiden sieht man, daß sich die Lavaströme, die gegeneinander geflossen sind, aneinander gestaut haben. Ganz nahe beim Sighvatur auf seiner W-Seite stehen 2 Krater von etwa 20 m Durchmesser, die von einem Schlackenwall bis zu 6 m Höhe umgeben sind. Dieser zeigt an, daß hier die Eruption nicht so ruhig wie bei den anderen Kratern erfolgt ist. Das sind wahrscheinlich die zwei kleinen, ringförmigen Krater, die H. Erkes (1912) erwähnt hat. In der Nähe des Sighvatur aber auf seiner SSW-Seite befindet sich eine Lavakuppe von 8 m Höhe, die keinen Krater, aber Ausflußröhren zeigt. Auch sonst sind kleine Krater im Norden und Westen des Berges zu sehen. Sie sind zu groß, um als sekundäre Bildungen angesprochen werden zu können. Sie beweisen aufs Beste, daß es auf dem Kerling zuletzt wenigstens nicht eine einheitliche Eruption aus einem zentralen Krater eines Schildvulkans gab. Abgesehen davon, daß diese kleinen Krater auch auf den höchsten Teilen des Berges existieren, wäre auch eine Flankeneruption in solchem Ausmaße bei einem isländischen Schildvulkan nicht zu erwarten. H. Reck hebt hervor, daß Flankeneruptionen bei isländischen Schildvulkanen überhaupt nicht vorkommen. Nur H. Spethmann (1914) weiß von einem einzigen Fall einer Flankeneruption auf der Kollottadyngja zu berichten.

Die geschilderten Verhältnisse hatten H. Erkes (1912) veranlaßt, den Berg nach seinem ersten Besuch im Jahre 1910 als „Falske Dyngja“ zu bezeichnen. Er erwähnt, der Berg befände sich wahrscheinlich auf der Kante eines großen Einbruches. Man habe es mit einem Spaltenausbruch zu tun, dessen Ergüsse dem nach N geneigten Gelände gefolgt seien. Später scheint jedoch H. Erkes (1914) diese Ansicht wieder aufgegeben zu haben.

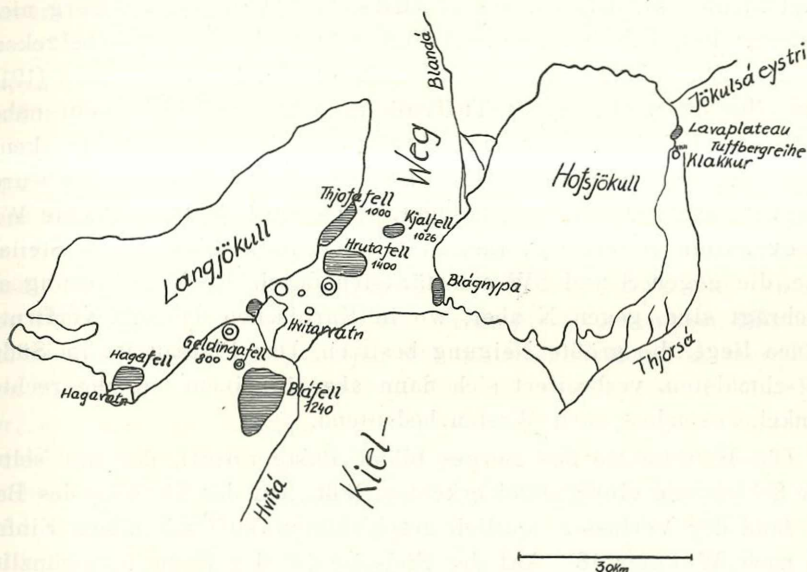
Da die Eruptionsstellen nicht genau in einer Richtung verlaufen, kann man sie nicht als Kraterreihen bezeichnen. Es liegt hier also eine Haufeneruption vor, wie sie in großem Maße auch bei Skutustadir am Mückensee erfolgte, über die H. Reck (1930) Grundsätzliches schrieb. Die Tuffruinen — wie der Sighvatur eine ist, oder wie eine

am Fuß der Ketilldyngja zu beobachten ist — sind in ihrem heutigen Ausmaß viel zu klein, um als Horst erklärt werden zu können. Sie tragen das Gepräge der Verwitterungsarbeit in solchem Maße an sich, daß man sie als Denudationsreste auffassen muß. Jedenfalls sind sie die letzten Reste größerer Tuffberge oder einer einheitlichen Tuffhochfläche, die noch bestanden hat, als sich die Lavagänge bildeten. Wenn diese Tuffbergruinen uns auch heute als Denudationsreste erscheinen, so müssen sie ihren ersten Ursprung doch nicht den Denudationskräften verdanken. Vielmehr ist es ebensowohl möglich, daß eine früher geschlossene Tuffhochfläche durch tektonische Kräfte in einzelne Horste zerlegt wurde, die erst durch die Denudationskräfte weiter abgetragen wurden. Wenn solche Horste durch keine Lavadecke geschützt waren, mußte naturgemäß ihre Zerstörung rascher vor sich gehen, als bei Horsten mit größerer Lavabedeckung, wie dem Bláfjall im NW des Kerling. Da die doleritischen Ergüsse auf Island für jungquartär gehalten werden, und die Lavaergüsse der Odádahraun und Myvatnshraun postglazial sind, bleibt für die Denudationsarbeit verhältnismäßig wenig Zeit übrig. Dies macht wahrscheinlich, daß auch in diesem Gebiet Tuffberghorste, die durch keine Lavadecke geschützt wurden, und nicht eine einheitliche Tuffhochfläche durch Denudation zerstört wurden. Eine lange Denudationsperiode setzt auch eine Zeit verhältnismäßiger Ruhe in der Ausbruchtätigkeit in diesem Gebiet voraus, wofür aber auch nicht genügende Anhaltspunkte vorhanden sind.

Es sind also die Tuffruinen um den Berg Kerling und dessen Umgebung Erzeugnisse einer kurzdauernden Denudationsperiode am Ende der Eiszeit bis in den Anfang der Postglazialzeit, die aber bereits durch tektonische Veränderungen die Vorbedingungen zu ihrer Abtragungstätigkeit erhalten hat. In dieser Denudationsperiode konnten nur verhältnismäßig kleine Berge eingeebnet oder zu breiten Rücken zubearbeitet werden. Als Beispiel hierfür mögen der vermutete Tuffrücken unter der Lava des Berges Kerling und die Herdubreidartögel dienen.

In der Herdubreid hat H. Reck (1921/22) einen mit postglazialer Lava bedeckten Tuffberghorst beschrieben. Vom Bláfjall berichtet H. Reck ebenfalls, daß eine glaziale Bearbeitung fehlt, während H. Spethmann (1914) sie erwähnt. Dieser Fall ist also nicht recht benützlich. Es gibt aber auch in anderen Teilen Islands horstartige Berge, deren Lava eine Schrammung aufweist, wie z. B. das Bláfell am Hvitárvatn, wie später noch beschrieben werden soll. Es kann somit

die Entstehung solcher Horste wohl auch für die Odáðahraun und ihre Nachbargebiete nicht für einen bestimmten Zeitabschnitt festgelegt werden. Ihre Entstehung kann sowohl in das Ende der Eiszeit, wie auch in das Postglazial fallen. Auf die Entstehung solcher Horste wird später noch eingegangen werden.



Übersichtskarte vom Kielweg in Inner-Island

1 : 1,300,000

Plateauberge schraffiert.

Berge auf dem Kielweg und am Rand des Hofsjökull.

Im Folgenden sollen nun einige vulkanische Berge auf dem Kielweg zwischen den Inlandeisfeldern Lang- und Hofsjökull geschildert werden. Auf dem Kielweg erheben sich aus einer Hochfläche von durchschnittlich 400—600 m Höhe eine Anzahl von Bergen, die über ihren Steilabfällen Hochplateaus tragen. Die Horste bestehen aus Tuffen, die von einer mehr oder weniger starken Lavaschicht überdeckt sind. Die Hochfläche, über die sich die erwähnten Berge erheben, ist zu einem großen Teil von jungglazialen, lockeren Moränen, zum Teil auch von rezenter Lava bedeckt. Mit den Plateaubergen des Kielweges hat sich insbesondere Wolfgang Oetting (Breslau 1930, München 1930) befaßt und auch eine Erklärung ihrer Entstehung zu geben versucht. Über das Gebiet um das Hvitárvatn haben W. v. Knebel (1905), Niels Nielsen, Fr. Kümel, H. Pjeturss veröffentlicht.

Natürlich finden sich auch bei Th. Thoroddsen (1905) wertvolle Angaben.

Das Bláfell.

Obwohl die Gegend um das Hvitárvatn verhältnismäßig gut untersucht ist, wurde das Bláfell, das am Weg dorthin liegt, bisher überhaupt nicht erkundet. Th. Thoroddsen (1905), der den Berg nicht bestiegen hat, jedoch an seinem Fuß wie auch andere vorbeigekommen ist, gibt bekannt, daß er aus Tuff besteht. H. Pjeturss (1910) nennt ihn die Ruine eines Tuffvulkans, was er jedoch nicht näher begründet. Friedrich Kümel schreibt von ihm, daß er das „kennzeichnende Äußere eines Horstes“ besitze (S. 270). Dieser Berg wurde vom Verfasser im Juli 1930 besucht, und so gut es die schlechte Witterung zuließ, untersucht. Das Bláfell hat nach allen Seiten Steilabfälle, die gegen S und SW am stärksten durch die Verwitterung abgeschrägt sind, gegen N aber, wo in Karnischen dauernd verfirnter Schnee liegt, die größte Neigung besitzen. Das Plateau ist im Süden am schmalsten, verbreitert sich dann aber in einem beinahe rechten Winkel, besonders nach Westen bedeutend.

Die Hauptmasse des Berges bildet Palagonittuff, der nur selten eine Schichtung einwandfrei erkennen läßt. Auf der SE-Seite des Berges fand der Verfasser deutlich geschichteten Tuff mit einem Einfallen nach W unter 18° . Auf der Südseite ist der Hang fast gänzlich von verwitterten Lavastücken überdeckt. Das Anstehende kommt fast nirgends zutage. Die Ostseite des Berges bietet dagegen schöne Aufschlüsse. Hier ist der über 600 m betragende Hang des Berges deutlich gestaffelt. Auch hat ein Bach eine im oberen Teil bis zu 100 m tiefe Schlucht in den Tuff eingegraben. Der Tuff ist hier überall kreuz und quer von zahlreichen Doleritgängen durchzogen. In einer Höhe von etwa 900 m fand der Verfasser einen 2 m hoch herausgewitterten Gang. Die Tuffmasse ist mit einer Lavaschicht überdeckt. Die Grenze zwischen dem Palagonittuff und der Lava läßt sich infolge des ausgebreiteten Verwitterungsmantels vielfach nur schwer feststellen. Auf der Ostseite beobachtete der Verfasser schon knapp unter 1000 m Tuff, an einer Stelle, die nahe der Gipfelkuppe liegt. Die Grenze zwischen Tuff und Lava sinkt mit der Plateauoberfläche. Gleichwohl ist die Lavaschicht verhältnismäßig dünn und dürfte im allgemeinen kaum eine Dicke von 100 m überschreiten. Der Verwitterungsmantel, der besonders die S-Seite so stark zudeckt, besteht aus unregelmäßigen, blasenreichen Lavastücken, vermischt mit rotem Schlackenmaterial und sechseckigen Lavasäulen. Auf dem Hochplateau, das im S bei etwa

920 m beginnt und bis zum Fuß der Gipfelkuppe auf etwa 1050 m ansteigt, ist der Verwitterungsprozeß schon weiter fortgeschritten. Hier heroben ist hauptsächlich feiner Sand und Staub, vermischt mit einzelnen Steinen anzutreffen. Offenbar liegt hier eine Grundmoräne. Die im Sand liegenden Steine von 10, 20, 30 cm Durchmesser sind in langen geraden Steinreihen angeordnet. In größerer Höhe fand der Verfasser in etwa 1000 m Höhe mehrere Rundhöcker, die eine Schrammung in der Richtung ENE—WSW aufwiesen. Diese Schrammung rührt, wohl der Höhenlage entsprechend, nur von der lokalen Vereisung auf dem Bláfell selbst her und nicht von einem Gletscher, der, aus größerer Entfernung kommend, hier vorbeifloß. Jedenfalls zeigen aber Schrammung wie Moränenbedeckung, daß die Lavaergüsse auf dem Bláfell noch in die Eiszeit fallen.

Über das Plateau erhebt sich noch eine Kuppe, die aus Feldspatbasalt (Dolerit) mit vielen Magnetitgemengteilen besteht und von großen Blöcken, wie sie auch sonst auf Staukuppen vorkommen, überdeckt ist. Die Kuppe hat nach meiner barometrischen Messung eine Höhe von 1240 m. Der Verfasser hält sie für eine Quellkuppe, die den Krater, aus dem die Ergüsse der Bláfellochfläche kamen, verschloß. Quellkuppen aus Feldspatbasalt sind im Allgemeinen selten, da die aus Andesit überwiegen. Auf Hawaji kommen sie jedoch vor. Auf Island sind Quellkuppen bisher überhaupt unbekannt und sind dort jedenfalls außerordentlich selten.

Blágnypa.

Die Blágnypa ist ein Plateauberg am SW-Rand des Hofsjökull. Sie erreicht eine Höhe von 1000 m. Im N und O ist sie vom Gletscher umflossen. Im W erhebt sich der Plateaurand 200 m über die Moränenfläche am Fuße des Berges. Auch hier ist die Grundlage des Berges Palagonittuff, der am Fuße des Berges ansteht. Auch die Hänge dieses Berges sind größtenteils unter dem Schutt von verwitterter Lava begraben. In den Steilabfällen der W-Seite werden im obersten Viertel Lavabänke sichtbar.

Die Hochfläche erreicht gegen NW ihre tiefste Lage. Sie ist ebenfalls von zersprengter und stark verwitterter Lava bedeckt. Es kommen aber auch Fließwülste, Aufwölbungen, anstehende sechseckige Säulen vor. Im östlichen Steilabsturz gegen den Gletscher zu ist auch viel Schlackenmaterial zu beobachten. Der Frost scheint hier in besonderem Maße seine zerstörende Wirkung auszuüben. Gletscherschrammen konnte ich auf der Hochfläche nirgends beobachten, weshalb ich wenigstens die letzten Ergüsse auf der Blágnypa für postglazial an-

sehen muß. Auch die Verwitterungsschicht kann nicht als diluvial gedeutet werden, wie dies Oetting beim Kjalfell annimmt, da in der Eiszeit der unmittelbar benachbarte Gletscher die Blágnypahochfläche überflossen haben mußte. Dabei wurde natürlich auch ein etwa vorhandener Verwitterungsmantel weggeräumt. Moräne ist aber keine vorhanden. Übrigens gibt es auf den Hängen des Kerling ebenso stark verwitterte Lava und hier handelt es sich unbestritten um postglaziale Ergüsse.

Die Hochfläche erreicht gegen den E-Rand die größte Höhe. Die höchste Schwelle in der Mitte des Plateaus trägt keine Krateröffnung, wohl aber Strömungsröhren und Lavaaufwölbungen. Entweder erfuhren die einzelnen Teile der Blágnypa eine gegenseitige Verschiebung, so daß dieser höchste Rücken ursprünglich relativ tiefer lag oder der Krater befand sich östlich in dem offenbar abgesunkenen Teil, wo jetzt eine Gletscherzunge vorbeifließt. Krateröffnungen sind im nördlichen Teil des Plateaus vorhanden. Der Hauptkrater, von dem das Gelände nach allen Seiten abfällt, befindet sich im NE. des Plateaus. Nur gegen S. steigt das Gelände nach anfänglichem Abfall wieder zu dem schon beschriebenen höchsten Rücken an. Die Krateröffnung, die keinerlei Wall besitzt, hat einen Durchmesser von etwa 70 m, ist beiläufig kreisrund und ganz mit Altschnee ausgefüllt. Die Schneeoberfläche lag damals in der Mitte nur etwa 10 m tiefer als der Kraterrand. Über die Beschaffenheit des Kratergrundes läßt sich daher nichts aussagen.

Westlich von dem erwähnten Hauptkrater liegt tiefer unten auf der nach W. etwas geneigten Hochfläche eine zweite Kraterbildung mit einem Durchmesser von 150 m ebenfalls ohne Kraterwall und auch ganz mit Schnee erfüllt, so daß auch hier nur eine Tiefe von 15–20 m erkennbar war. Diese Krateröffnung setzt sich in einer schneerfüllten Mulde fort. Daß Krater nicht völlig geschlossen sind, kommt übrigens auch sonst auf Island vor, wie Th. Thoroddsen (1905) beschreibt. Die Neigung des Hanges ist hier wie auch bei den anderen Kratern der Blágnypa gering und beträgt 4–5°. Hier handelt es sich vielleicht nur um einen Einsturzkessel und nicht um eine Ausflußstelle.

Nördlich davon ist noch eine unzweifelhafte Ausflußstelle vorhanden. Diese ist 90 m lang, 40–50 m breit und ist bereits 10 m unter dem wallosen Rand ebenfalls völlig mit Schnee angefüllt. Der Abfall vom Kraterrand gegen innen ist fast senkrecht. Hier sind dicke Lavabänke aufgeschlossen. Ausflußröhren sind mehrfach vorhanden. Am N-Ende des Kraters beginnen zwei Röhren übereinander. Die lichte Höhlung beträgt einen halben Meter, die Röhrenumhüllung hat eine Stärke von 15–20 cm. Die Röhren sind 12 m weit zu verfolgen. Da sich die Strö-

mungsröhren nur wenig über die Lavoberfläche des Hanges erheben und nicht lang sind, muß man annehmen, daß die Lava hier sehr dünnflüssig war. Von den drei genannten Ausflußstellen hat nur die zuletzt erwähnte senkrecht abfallende Wände. Bei den beiden anderen scheint eher — soweit dies die Schneeauffüllung überblicken läßt — eine Trichterform vorhanden zu sein, was bei Lavavulkanen allerdings ungewöhnlich ist.

Südlich von dem erwähnten höchsten Rücken fand ich auf dem Plateau der Blágnypa keine Ausflußöffnungen. Ausflußröhren und Aufwölbungen waren auch hier vorhanden. Besonders bemerkenswert ist noch, daß in diesem Gebiet an zwei Stellen Palagonittuff in geringer Masse über die Lavoberfläche emporragt. Das Auftreten des Palagonittuffs in der Nähe des höchsten Rückens erstreckt sich auf etwa 100 m. Der Tuff hat ein Einfallen der Schichten gegen NE. unter etwa 8° . Das andere Auftreten, das einige 10 m von hier gegen SW. liegt, hat ein Einfallen der Schichten unter 12° gegen SW. Bei beiden Vorkommen ragt der Tuff nur einige Meter über die Lavoberfläche empor. Dem ganzen Auftreten nach handelt es sich nicht um ein Hervortreten des Tuffs, der die Unterlage der Lava bildet. Die Lava hat nach den Aufschlüssen auf der E-Seite der Blágnypa eine große Mächtigkeit. Es bleibt deshalb nur die Möglichkeit offen, daß dieser Lavavulkan vorübergehend Lockerprodukte geliefert hat, die dann wieder von Lava überflossen wurden. Beim Kilauea auf Hawaii wurden nach F. v. Wolff 1789 während einer Explosion große Massen von Lockerprodukten gefördert, was im Zusammenhang mit einer vorübergehenden Abkühlung des Magmas auch bei einem Lavavulkan eintreten kann.

Nach den Beobachtungsergebnissen können die Ausbrüche bei diesem Vulkan nicht an eine einzige Ausflußstelle gebunden gewesen sein. Er gibt ein weiteres Beispiel für einen Lavavulkan auf Island mit Flankeneruptionen, das dem von H. Spethmann (1914) von der Kollotta Dyngja hinzugefügt werden muß.

Vulkanische Berge am NE-Rand des Hofsjökull.

Nahe dem NE-Rand des Hofsjökull unweit des Berges Klakkur bildet der Gletscher einen Rücken und zeigt damit auch eine subglaziale Erhebung an. Er endet hier auf einem Plateau, während er zu beiden Seiten noch 100 m tiefer hinunterzieht. Auf diesem Plateau findet man dort, wo das Gestein am Gletscherende zutage tritt, Moränenblöcke übereinandergetürmt, die aus basaltischen Laven bestehen, von denen manche Fließwülste aufweisen. Durch diesen Blockwall vom Gletscherende getrennt, kommt ein etwa 500 m langes und 100 m breites Plateau vor. Die

Lava ist dort völlig ungeschrammt und besitzt Fließwülste und Aufwölbungen. Das Plateau setzt sich noch weiter gegen NW. fort. Hier liegt aber Eis und Altschnee. Das Eis hat das Plateau hier auch gegliedert. Daß es sich um ein einheitliches Plateau handelt, das etwa 5 km lang ist, zeigt der gemeinsame Steilabfall gegen S. und SE., der wieder stark von Verwitterungsschutt überdeckt ist. Die Ausflußstelle muß sich unter der heutigen Eisbedeckung befinden. Entweder hatte sich damals der Gletscher weiter zurückgezogen und es gab doch einen Lavaerguß unter dem Eis, obwohl nach den Erfahrungen in historischer Zeit nach Th. Thoroddsen (1905) unter Inlandeismassen nur Tufferuptionen stattfinden. Nach meinen Beobachtungen müssen die letzten Ergüsse postglazial sein, da der Gletscher den einen Plateauabschnitt nicht in größerer Mächtigkeit überfahren haben kann, da sonst die Lava geschrammt worden wäre.

Die Sandurebene südlich von diesem Plateau begleitet eine Tuffbergreihe, die zu dem Plateauabsturz annähernd parallel verläuft. Es handelt sich um niedrige Hügel, die sich gegen 50 m über den Sandur erheben und einen Basisdurchmesser von 150—200 m besitzen. Der Abstand der Tuffberge vom Plateaurand beträgt beim Gletscherende etwa 400 m. Die äußersten Erhebungen dieser Tuffbergreihe sind davon weiter entfernt. Gegen den Sprengisandur zu löst sich die Tuffbergreihe in eine Anzahl auf breiter Fläche zerstreuter wenige Meter hoher Tuffkegel auf. An diese NE-SW verlaufenden Tuffberge, die teils Kegel-, teils Rückenform besitzen, schließen sich dann noch drei Hügel mit N-S-Verlauf an. H. Erkes (1914) kam allem Anschein nach an die zuletzt genannten drei Hügel heran. Er beschreibt sie als Schuttkegel des früher erwähnten Plateaus. Diese Auffassung ist aber unmöglich, da dieser Hügel von dem hier ohnehin mäßig hohen Plateau zu weit entfernt sind und auch durch einen kleinen vom Gletscher kommenden Fluß getrennt werden. Ob diese Hügel mit der größeren Tuffbergreihe genetisch zusammenhängen, vermag ich nicht zu entscheiden, da ich die von Erkes beschriebenen Hügel nicht näher untersucht habe.

Der Tuff ist wenig verfestigt und vielfach stark verwittert. Unter braunem, verwittertem Tuff finden sich aber auch schwarze unverwitterte Aschen und vulkanische Sande. Eine deutliche Schichtung ist wiederholt zu sehen. Die Schichtenneigung ändert sich häufig. Horizontale Schichtung wechselt z. B. ab mit einer Schichtenneigung von 10° im Sinne des äußeren Formenverlaufes des Berges. Anderswo gibt es aber eine Schichtung mit 15° Einfallen, wodurch der Berghang geschnitten wird. Es finden sich sogar Schichten, die senkrecht aufgerichtet sind.

Diese Beobachtungstatsachen lassen nicht leicht eine befriedigende

Erklärung der Entstehung dieser Tuffberge zu. Jedenfalls kann diese Tuffbergreihe erst nach der Bildung des Absturzes des vorhin beschriebenen Plateaus entstanden sein. Es ist wohl möglich, daß diese Tuffbergreihe das Ende einer vulkanischen Spalte ist, deren mittlerer Teil unter dem Hofsjökull verborgen ist. Bekanntlich sind die vulkanischen Kräfte am Ende einer Spalte am schwächsten und vermögen hier nicht das Magma bis an die Oberfläche zu befördern. Vielleicht erfolgte der Ausbruch während eines Vorstoßes des benachbarten Hofsjökull. Dann konnten sich die ausgeworfenen Massen nicht so regelmäßig ablagern und mußten außerdem durch Schmelzwasser noch verschwemmt werden. Auch die Oberfläche dieser Berge ist infolge dieser besonderen Entstehungsbedingungen nicht immer einer Kegelform entsprechend. Es ist nämlich auf eine längere Strecke die Rückenform vorherrschend. Die Auffassung, daß diese Tuffberge unter dem Randeis des Hofsjökull entstanden seien, scheint mir am wahrscheinlichsten zu sein.

Der Gletscher kann auch bei einem späteren kleinen Vorstoß durch Schub eine Veränderung der Schichten hervorgerufen haben, wie H. P j e t u r s s (1907) von anderen Gegenden Islands nachweist: „Die Schichtenstellungen sind nun bei unzweifelbaren vulkanischen Tuffen und Breccien nicht selten anders, als man es bei einem Tuffkegel erwarten sollte. Verbiegungen und Unregelmäßigkeiten treten selbst dort auf, wo man aus erhaltenen Resten eisgeschliffener Lavaströme auf die Vulkannatur des Berges schließen kann. Eine senkrechte Stellung vulkanischer Tuffschichten kann z. B. nicht ursprünglich sein. Wahrscheinlich liegen in solchen Fällen in der Regel Schichtenstörungen durch Gletscherschub vor; ein wachsender Gletscher wurde wohl oft an einer Tuffauftragung gestaut“ (S. 598/99).

In nächster Nähe des Eisrandes steht südlich von der Tuffbergreihe ein kegelförmiger Berg mit einer relativen Höhe von 150—200 m. Er führt den Namen Klakkur oder nach E r k e s (1914) auch Arnarfell hid Litla. Er hat nach S. zu einen fast senkrechten Abfall und bildet hier eine Halbkreisform. Der Berg ist zur Hälfte explosiv zerstört. Der nördliche Hang ist von viel Verwitterungsmaterial bedeckt. In seinen unteren Teilen steht Tuff mit einem Einfallen von etwa 12° gegen N. und im Gipfelbereich blasenreiche Lava an. Auf der steilabstürzenden S-Seite, wo sich wohl der Schlot befunden haben muß, sind bis hinunter Lavabänke und Schlacken zu sehen. Die eckigen, vielfach grotesken Formen des Gesteins der S-Seite beweisen, daß es hier keine Bearbeitung durch das Eis des nahen Hofsjökull gegeben hat, so daß die vulkanische Tätigkeit an dieser Stelle postglazial ist und wahrscheinlich überhaupt nicht sehr weit zurückliegt.

Ohne Zweifel muß der Abbruch des Plateaus nördlich des Klakkur bereits vor der Entstehung der Tuffbergreihe und des Klakkur erfolgt sein. Die Tuffbergreihe, die eine Anwesenheit des Eises wahrscheinlich macht, wozu nur ein verhältnismäßig kleiner Vorstoß des Gletschers nötig war, dürfte wieder früher entstanden sein als der Vulkan Klakkur, der keine glaziale Bearbeitung erkennen läßt.

Die Entstehung der Plateauberge im Inneren Islands.

Wie bereits aus dem Vorhergehenden hervorgeht, gibt es auf dem Hochland des Inneren Islands eine größere Zahl von Plateaubergen, deren Fuß aus Palagonittuff, deren oberer Teil dagegen aus Lava besteht. Gewöhnlich lassen sich auf diesen Plateaubergen auch Krater feststellen. Wie sind diese Plateauberge entstanden? Darüber sind, wie ich im folgenden zeigen werde, die Meinungen sehr geteilt.

H. Spethmann (1914) hat bei Behandlung der Schildvulkane des östlichen Inner-Island auch dieses Problem berührt. Er charakterisiert diese Plateauberge, die er Berge vom Bláfjalltypus nennt, folgendermaßen: „Ferner gibt es im östlichen Inner-Island eine Reihe von Erhebungen, die in ihrer äußeren Form nichts mit Schildvulkanen gemein haben, aber auf ihrer Spitze Krater tragen, die denen der Schildvulkane ähneln. Diese Berge sind ungefähr 500—900 m hohe Klötze, die sich mit steilen und ebenen Gipfelflächen unvermittelt aus der umgebenden Ebene des Odáðahraun erheben. Besteigen wir einen von ihnen, z. B. das Bláfjall vom Heilagsdalur aus, so treffen wir im untersten Drittel auf Schutthalden, im zweiten Drittel auf Tufflagen und im obersten Drittel auf Lavabänke, die bekunden, daß sich dünnflüssiges Magma über den tieferen Tuff ergossen hat“ (S. 378).

Spethmann versucht zur Erklärung dieser Bergformen das Inlandeis heranzuziehen. Dieses vermöge um den Berg herumzufließen und ihn von allen Seiten zu unterschneiden. Wenn bereits ein Steilabfall besteht, vermag wohl das Inlandeis seine abtragende Wirkung an den Seitenwänden auszuüben, aber dann auch nicht nach allen Seiten, da eine Seite unbedingt im toten Winkel der Bewegungsrichtung des Eises liegen muß. Wenn aber noch gar keine Unterschneidung des Hanges besteht, dieser vielmehr so gleichmäßig in geringer Neigung abfällt wie sonst bei den Lavavulkanen, wie soll da das Inlandeis den Steilhang geschaffen haben, da doch das Eis nach allem, was wir wissen, runde Formen schafft und nicht linienhaft einschneidet?

Außer H. Spethmann hat sich besonders H. Reck (1920/21) mit der Entstehung der Plateauberge befaßt. Auch seine Untersuchungen geschahen in der Odáðahraun, insbesondere auf der Herdubreid. Er lehnt

eine Erklärung durch Erosions- und Denudationskräfte ab und betont, daß die Herdubreid, deren Lavadecke postglazial, und das Sellandafjall, dessen Lavadecke glazial entstanden sei, die gleiche Formerhaltung der Oberfläche zeigen, weshalb diese Berge nur als vulkanische Horste aufgefaßt werden könnten. Seine Vulkanhorsttheorie begründet er folgendermaßen: „Die Erhaltung der Horste in ihrer ursprünglichen oder doch ursprungsnahen Lage dürfte dagegen wesentlich in einer baumwurzelartigen Verankerung und Verbreitung des Achsenstammes, also in der Schlotfüllung, in der Region der Herdtiefe, zu der er führt, oder auf dem Wege dahin zu suchen sein, eine Befestigungsart, welche die vulkanischen samt den von ihnen gehaltenen nicht zum Vulkan gehörigen Massen gegenüber den absinkenden Bewegungen ihres Umlandes ganz oder relativ unbeweglich, starr und fest macht“ (S. 162).

Spethmann (1914) wendet dagegen ein, daß das Sellandafjall nicht einen vierkantigen, sondern beinahe runden Grundriß habe. Warum sollen aber solche Senkungen immer entlang einer geraden Verwerfungslinie erfolgen, warum sollen in einem absinkenden Gebiet nicht auch einmal Berge mit rundem Grundriß entstehen können?

Die gegenteilige Meinung, daß diese Plateauberge durch Denudation und Erosion entstanden seien, wurde durch W. v. Knebel und Wolfgang Oetting vertreten. Knebel (1905, A) versucht Zwischeneiszeiten festzustellen und spricht im Zusammenhang damit von Inselbergen, die die Denudation in einer Zwischeneiszeit herausgearbeitet habe, in der das Eis mindestens auf das heutige Maß zurückgewichen war. Er schreibt darüber: „Und während dieser Periode hat die Erosion in hohem Grade gewirkt; sie hat Zeugenberge geschaffen, welche sich — wie der Kjalfell — um mehr als 300 m über die denudierte Umgebung erheben“ (S. 547).

Von W. Oetting wurde nun in der Bearbeitung der Plateauberge des Kielweges diese Ansicht wieder aufgegriffen und eingehender zu begründen versucht, daß es sich hierbei um keine Horste handelt, sondern daß für ihre Entstehung exogene Kräfte allein in Betracht kommen. Oetting will eine alte interglaziale Landoberfläche nachweisen, aus der durch Erosion und Denudation die heutigen Plateauberge hervorgegangen seien. Eine solche alte Landoberfläche aus einer Zwischeneiszeit läßt sich zwar mit unserer heutigen Kenntnis der isländischen Formationen noch schwer beweisen, jedoch auch nicht mit geeigneten Gründen widerlegen. Immerhin ist es natürlich ebenso gut möglich, anzunehmen, daß in der alten Landoberfläche Einbrüche vorgekommen und die heutigen Plateauberge Horste seien. Die Existenz einer alten einheitlichen

Hochfläche besagt nichts für oder gegen die Entstehung der Plateauberge durch Abtragung.

Oetting (1930, B) führt an, daß „es eine fast gesetzmäßige Höhenzunahme der Erhebungen von der Peripherie des Landes zu den zentralen Gebieten“ (S. 20) gibt, die mehr für Erosion und Denudation als Bruchtektonik spräche. Eine solche gesetzmäßige Höhenzunahme vermochte der Verfasser jedoch nicht festzustellen. Ganz nahe am Meere sind bereits größere Erhebungen vorhanden. Soweit im S- und SW-Land Tiefland zu finden ist, wird dieses von Thoroddsen (1905) auf Einbrüche zurückgeführt. So wird z. B. auch die Gegend um den Thingvalla-see von Max Ebeling und Niels Nielsen (1925) tektonisch entstanden erklärt. An den Küsten sind Berge von über 1000 m Höhe vorhanden, die also den Plateaubergen des Kielweges an Höhe gleichkommen. Die höchsten Erhebungen Islands befinden sich sogar nahe der Küste, die ringsum mit Bergen über 1000 m besetzt ist. Eine so auffällige Erscheinung, wie eine gesetzmäßige Höhenzunahme von der Küste gegen das Innere, hätte doch auch schon von anderen bemerkt werden müssen.

Ferner beruft sich Oetting darauf, daß konkave Hangprofile auf die Entstehung dieser Plateauberge durch Denudation und Erosion hinweise. Natürlich wird aber auch ein Horst, dessen relative Höhenlage zum umgebenden Gebiet durch endogene Kräfte keine Veränderung erfährt, konkave Hänge erhalten, da sich am Fuße des Berges der Verwitterungsschutt anhäuft und einen Schutz gegen weitere Verwitterung und Abtragung bietet. Wenn ein Hang in der Gegenwart der Verwitterung ausgesetzt ist und Verwitterungsformen zeigt, ist dieser Berg noch nicht notwendig durch Verwitterung entstanden.

Oetting (1930, B) erwähnt auch, daß das Auftreten des gleichen Gesteins in annähernd gleichem Niveau auf weit voneinander getrennten Erhebungen der Reck'schen Horsttheorie Schwierigkeiten bereite. Das Kriterium der Gleichheit des Gesteins ist bei vulkanischen Tuffen überhaupt nicht schwerwiegend. Eine eingehendere Unterteilung der oberen Palagonittuffe ist bisher noch gar nicht versucht worden, so daß wir eine Gliederung der oberen Palagonitformation gar nicht besitzen. Es ist deshalb kaum möglich, auf weite Strecken eine Vergleichung der Tuffhorizonte anzustellen. Wenn tatsächlich die Tuffe im gleichen Niveau auf größere Strecken hin gleichartig auftreten, beweist dies nur, daß die Tufferuptionen über ein weites Gebiet gleichmäßig erfolgten und daß es wahrscheinlich eine einheitliche Tuffhochfläche gab. Daß die lavabedeckten Tuffberge aber durch Abtragung entstanden seien, geht daraus nicht hervor.

Als schwerwiegenden Grund gegen die Auffassung Oetting's läßt

sich anführen, was H. Spethmann (1914) über solche Erklärungsmöglichkeiten schrieb: „Betrachten wir die theoretische Möglichkeit der Entstehung der klotzartigen Berge, die in ihrer äußeren Gestalt mich trotz ihrer andersartigen Zusammensetzung immer wieder an Inselberge erinnerten, so ist es schwer verständlich, wie rinnendes Wasser sie geschaffen haben könnte. Es wäre wohl imstande gewesen, an einzelnen Stellen der isolierten Erhebungen steile Unterschnedungen hervorzurufen, aber nicht alle Wände zu bilden“ (S. 380). Die Plateauberge stehen auch auf dem Kielweg viel zu unregelmäßig verstreut. Man könnte sie eben nur an den Wasserscheiden erwarten, wenn sie tatsächlich die letzten Zeugen der durch Erosion bewältigten ehemaligen Hochfläche sind. Diese Plateauberge zeichnen sich auch nicht durch besondere Härte des Gesteins aus, weshalb sie der Abtragung größeren Widerstand entgegensetzen konnten. Es bleibt durchaus unklar, warum gerade an diesen Stellen noch Inselberge erhalten geblieben sind.

Diese Abtragungsarbeit soll nach Oetting in einer Interglazialzeit geschehen sein. Nun gibt es aber mehrere solcher Plateaus, die keine glaziale Bearbeitung auf ihrer Lavoerfläche, aber auch keinen Abfluß von Lava über den Steilabbruch feststellen lassen. Diese Lavaausflüsse können also nicht erst nach der Entstehung des Steilabsturzes vor sich gegangen sein, sondern der Steilabbruch muß sich vielmehr nach dem letzten Lavaausfluß gebildet haben. Als Beispiel dafür kann der Verfasser das Plateau nördlich vom Berg Klakkur oder die Blágnypa anführen. Am Fuße dieser Plateaus breiten sich auch keine gut erhaltenen Moränen, sondern Sandar aus, die durch die Gletscherbäche hier angetragen wurden.

W. Oetting (1930, B) schreibt vom Kjalfell, einem Berg auf dem Kielweg, daß er dort nirgends Gletscherschrammen beobachten konnte. „Doch spricht die Glätte ihrer Oberfläche, sowie das gänzliche Fehlen irgendwelcher Anzeichen ihrer Jugend für ein diluviales Alter“ (S. 35). Das ist aber doch kein genügender Beweis für das diluviale Alter dieses Berges. Glatte Lavoerflächen oder starke Verwitterung der Oberfläche an anderer Stelle beweisen nichts für diluviales Alter, da beides auf einwandfrei postglazialen Lavafeldern Islands zu beobachten ist. Für Oetting besteht allerdings die unbedingte Notwendigkeit, alle diese Plateauberge und ihre letzten Lavaergüsse in die Eiszeit zu verlegen, da sich sonst die Inselberge nicht in einer Zwischeneiszeit bilden konnten.

Die Herdubreid wird von H. Reck (1910) als Berg mit postglazialer Lavoerfläche geschildert. Beim Bláfjall in Nordisland widersprechen sich die Berichte von Reck und Spethmann.

Die angeführten Beispiele zeigen, daß die Horst-

bildung bei diesen Bergen postglazial erfolgt sein muß, vielleicht geschah sie gleich nach Ende der Eiszeit. Da diese Berge postglazial in ihrer heutigen Form als Plateauberge entstanden sind, ist für sie eine Entstehung durch exogene Kräfte unmöglich, da für einen solchen Entwicklungsablauf nicht genügend Zeit zur Verfügung steht.

Damit soll nicht behauptet werden, daß alle Plateauberge auf dem Kielweg und in der Odáðahraun postglazial entstanden seien, wie dies Reck für die Odáðahraun tat. Darauf wird später anläßlich der Besprechung der Gegend um das Hvitárvatn eingegangen. Hier aber soll noch besonders festgestellt werden, daß es auf dem Hochland Innerislands in postglazialer Zeit noch größere Schollenbewegungen gegeben hat.

In einem Land wie Island, in dem endogene Kräfte so offenkundig wirken und ständig tätig sind, muß zuerst darauf geachtet werden, ob endogene Kräfte zur Erklärung in Frage kommen. Dies um so mehr, wenn es sich zeigt, daß die Erklärung durch exogene Kräfte auf Schwierigkeiten stößt. Bei Plateaubergen mit Lavabedeckung, die beim Zurückwittern bald einen ausgiebigen Schuttmantel aus abgebröckelter Lava bilden, wird das Verwitterungstempo sehr stark zurückgehen. Den Anfang der Zerschneidung der Hochfläche hätte natürlich die Flußerosion besorgen müssen. In einer Zeit, in der das Land so zerschnitten und abgetragen war, daß die Plateauberge allmählich entstehen konnten, mußten die Flüsse schon ein recht geringes Gefälle besessen haben. Die Landschaft war schon weitgehend eingeebnet. Es mußten große, schon ziemlich ebene Flächen existieren und nur gegen die Wasserscheiden zu konnten noch größere Höhen vorhanden sein. Wenn aber einmal so große Flächen mit geringen Höhenunterschieden vorhanden sind, wie es auf dem Hochland Innerislands heute der Fall ist, und an der Wasserscheide noch vorhandene Berge durch Erosion und Denudation entstanden sind, können auch diese keine Steilhänge mehr besitzen. Und diese theoretische Forderung stimmt eben mit der Wirklichkeit nicht überein. In der Zeit, in der die Inselberge eigentlich erst entstehen sollten, konnten die Erosionskräfte der Denudation gar keine so steilen Hänge zur Verfügung stellen, wie sie heute tatsächlich vorhanden sind. Durch die Denudation konnten aber die Hänge nicht steiler werden, sie mußten vielmehr infolge der Schuttansammlung an ihrem Fuße, in ihrem unteren Teil noch flacher werden. Im oberen Teil des Berges konnte zwar eine Zeitlang die Neigung gleich bleiben, jedoch nicht zunehmen. Weder Denudation noch Erosion sind imstande, die Entstehung der lavabedeckten Plateauberge auf dem Hoch-

land des Kielwegs zu erklären. Bei reinen Tuffbergen, die keine Lava-decke tragen und sanftere Formen besitzen, wird man, besonders wenn sie nahe der Wasserscheide liegen, nichts gegen ihre Entstehung durch exogene Kräfte einwenden können.

Demnach sind insbesondere das Bláfell am Hvitárvatn, die Blágnypa, das Hagafell am S-Rand des Bláfellsjökull, das Plateau nördlich vom Klakkur, die vom Verfasser untersucht wurden und wahrscheinlich auch die anderen Plateauberge mit Lavabedeckung in Innerisland durch endogene Kräfte entstanden. Viel schwieriger ist zu entscheiden, wie die endogenen Kräfte gewirkt haben. Reck, Spethmann, Thoroddsen, die sich mit den Schollenbewegungen in Innerisland beschäftigt haben, sprachen immer von Senkungen, die auch in vielen Fällen wenigstens wahrscheinlicher als Hebungen sind. In dieser Richtung ist auch die schon erwähnte Vulkanhorsttheorie von H. Reck eingestellt, durch die er zu begründen sucht, warum gerade die höchsten Teile dieser Lavavulkane mit den Kratern erhalten blieben, während das Land dazwischen einsank. Dieser Gegensatz tritt auf dem Kielweg viel auffälliger in Erscheinung als auf der Odádahraun, wo es noch außerdem völlig ungestörte Schildvulkane gibt. Ob diese „baumwurzelartige Verankerung der Schlotfüllung in der Herdtiefe“ allein ausreicht, um hier einen Horst zu erhalten, vermag ich nicht zu entscheiden. Man kann aber auch die Frage stellen: Warum ist das umliegende Land eingesunken, was hat den Anlaß oder wenigstens den letzten Anstoß dazu gegeben? Dazu läßt sich anführen, daß aus der Tiefe des umliegenden Landes magmatische Massen dem Vulkanschlot zugeströmt sind, daß also das Land um diese Lavavulkane in der Tiefe ein bedeutendes Massendefizit erlitten hat, wodurch eine Senkung in diesem Gebiet, wenn auch nicht verursacht, so doch infolge dieser Massenverlagerung in letzter Linie ausgelöst worden sein kann. Auf eine bereits im labilen Gleichgewicht befindliche Scholle mußte eine solche Massenverlagerung ihre Wirkungen ausüben.

Es kann nun freilich auch die Ansicht vertreten werden, die Plateauberge des Hochlandes verdankten einer Hebung ihr Dasein. Dies könnte etwa in der Weise sein, daß die Hebung dieser Berge in einer Zwischen-eiszeit oder am Ende der Eiszeit erfolgt sei, nachdem sie von dem Druck der großen Eismassen befreit wurden, die im Firngebiet des Inneren viel mächtiger waren als an der Küste. Berge, die in einer Zwischeneiszeit entstanden sind, wurden in der folgenden Eiszeit natürlich nicht mehr in der gleichen Mächtigkeit von Eis überlagert.

Hebungen wurden bisher nur von den Küsten Islands nachgewiesen, Senkungen sind dagegen auch aus dem Inneren bekannt. Die Existenz bedeutender Hebungen an der Küste hat besonders H. Pjetursson

(1907) nachgewiesen. Er berichtet von Terrassen im Eskifjörður in 800, 400, 200 m Höhe und im Seydísfjörður in 750, 500, 300 und 170 m. Nach Pjeturss (1910) ist noch eine altglaziale Terrasse in 125 m und eine häufige, junge Strandlinie in 40 m vorhanden. G. G. Bárðarson hat im SW und W der Insel eine spätglaziale Landsenkung von 80—100 m nachgewiesen, der eine Landhebung bis zu einem Meeresspiegel von 40—50 m Höhe und noch später eine Landhebung bis wenigstens 4—5 m unter das heutige Meeresniveau folgte, festgestellt.

Oder waren für die Hebung vulkanische Kräfte maßgebend? Ist Hebung oder Senkung eingetreten? Haben sich die Plateauberge oder die umgebenden Hochflächen bewegt? Oder welcher Teil hat sich relativ stärker bewegt? Ein sicherer Nachweis, welche dieser Möglichkeiten für die Entstehung der Plateauberge in Frage kommen, läßt sich bei der heutigen geringen Kenntnis dieser Gegenden und den Schwierigkeiten, die vulkanische Produkte einer stratigraphischen Einteilung bieten, noch nicht geben. Wenn auch ungewiß ist, wie die endogenen Kräfte gewirkt haben, so wird doch dadurch nicht berührt, daß sie die ausschlaggebende Ursache der Entstehung der Plateauberge sind.

Die Gegend um das Hvítárvatn.

Die Gegend um das Hvítárvatn wurde, wie schon erwähnt, bisher verhältnismäßig genau untersucht. Nach dem Vorhergehenden ist das Bláfell, von dem bisher die Untersuchung ausstand, von glazial bearbeiteten Lavaausflüssen bedeckt. Es gilt nun dies zu verwerten und noch genauer die Zeit des Abbruchs der Gegend um das Bláfell festzustellen. Westlich vom Bláfell befindet sich in der Richtung zum Langjökull der Schildvulkan Geldingufell, den Friedrich Kümmerle beschrieben hat und den er für jungdiluvialen Alters hält. Seine doleritische Oberfläche weist deutliche Schrammung auf. (Keindl, 1930.) Dies zeigt, daß der Abbruch um das Bláfell in der Eiszeit vor sich ging. Auch die Kare auf der Nordseite des Berges beweisen das. Nördlich des Hvítárvatn und südlich des Hrutafell befinden sich nach Knebel, Nielsen und Oetting die in der Eiszeit entstandenen Berge Hrefnubudir, Raudafell und Baldheidi. Nach Oetting (1930, A) wurden Raudafell und Hrefnubudir vom Langjökullplateau gegen Ende des ersten Interglazial losgelöst. Auch der Horst des Hrutafell ist also schon in der Eiszeit entstanden. Er begrenzt die Landschaft um das Hvítárvatn im Norden.

Vom Geldingufell nach SW. erstrecken sich die Jarlhatturberge, die aus Tuff bestehen und Kare aufweisen, wodurch sie ihr diluviales Alter bekunden. Knebel-Reck (1912) hält sie für Vulkanruinen, Oetting

für Denudationsreste. Da neben stark verwitterten, unregelmäßigen Bergen auch die Kegelform vorkommt, ist es doch nicht wahrscheinlich, daß die Berge durch Zurückwittern einer Hochfläche entstanden seien. Außerdem sieht man in der Gegend des Hagavatn einen auffälligen Staffelbruch, der ebenfalls gegen die Bildung der Jarlhetturberge durch Zurückwittern spricht. Die Tufffläche, auf der das Hagavatn ruht, fällt hier 100 m tief zu einer Sandurebene ab.

Einige dieser Jarlhetturberge stehen auf dieser Ebene dem Abbruch so nahe, daß kaum anzunehmen ist, sie wären schon vor dem Abbruch entstanden. Dieser ist also älter als die Jarlhetturberge. Nördlich von der Gletscherzunge des Osthagafellgletschers, die in den See kalbt, erhebt sich mit einem 140 m steilen Anstieg das Hagafell. Dieses Plateau, das später von Lava überflossen worden ist, machte also die Senkung nicht mit, die Tuffmassen, auf denen sich das Hagavatn befindet, sanken weniger tief als die Gegend südlich davon. Da sich nun die Jarlhetturberge erst nach dieser Senkung gebildet haben und sie der Palagonitformation angehören, muß diese große Senkung schon lange vor Ende der Eiszeit, sicher vor der letzten Zwischeneiszeit stattgefunden haben. Diese Senkung dehnt sich auch östlich des Bláfell aus und reicht bis zum Hvitárvatn. Östlich des Bláfell sank das Gelände nicht so tief ab wie um das Hvitárvatn selbst.

Demnach konnten erst nach dieser Senkung und nach Bildung der Jarlhetturberge, die noch der Palagonitformation angehören, die Doleritergüsse einsetzen, die, wie schon beschrieben, auf einigen Vulkanen nördlich des Hvitárvatn und auf dem Geldingafell anzutreffen sind. Der Verfasser vermag daher nicht zuzustimmen, wenn Fr. Kümel meint, daß „die Zeit der Entstehung dieser Verwerfungen in die Zeit des Ausbruches der Doleritlava falle“ (273). Nach Fr. Kümel ist der Doleriterguß des Geldingafell interglazial. Da auf dem Hang des Geldingafell Gletscherschrammen zu beobachten sind und sie gegen die Hvitárvatngegend weisen, muß das Eis den hier bestehenden Höhenunterschied überwunden haben. Es ist dies beachtenswert, da das Hvitárvatn um 300 m tiefer liegt als jene Gletscherschrammen. Das Eis muß also eine bedeutende Mächtigkeit besessen haben, um trotz des Höhenunterschiedes noch über das Geldingafell überfließen zu können. Wenn nun wie Oetting, v. Knebel, Nielsen und Kümel annehmen, die doleritischen Ausbrüche am Hvitárvatn interglazial sind, ist die große Senkung sicher vor dieser Zwischenzeit erfolgt. W. v. Knebel (1905, A) sucht übrigens im Hvitárvatngebiet zwei Zwischeneiszeiten nachzuweisen, was aber nicht unwidersprochen geblieben ist. Niels Nielsen (1927)

stimmt dem zu, daß Baldheidi jünger sei als die anderen Berge, die von einer älteren Glazialerosion mit einer anderen Richtung der Eisbewegung bearbeitet seien. Verfasser hält es für gewagt, aus den örtlich beschränkten Beobachtungen nördlich des Hvitárvatn die doleritischen Ergüsse auf zwei Zwischeneiszeiten zu verteilen, da diese ohnehin schon gegen das Ende der Eiszeit fallen. Eine kleinere Gletscherschwankung innerhalb einer Zwischeneiszeit vermag wohl eine volle Erklärung der Beobachtungen zu gewähren.

Der Horst Bláfell bildete sich nach dem Vorhergehenden, noch ehe die Lavaergüsse auf seinem Plateau einsetzten. Die Lava auf dem Bláfell kann deshalb auch unmöglich einer ausgedehnten Lavadecke angehören. Dieser Berg, der zwar eigene Eruptionen hatte, ist also trotzdem nicht als Vulkanhorst im Sinne Reck's aufzufassen, weil die vulkanischen Ergüsse erst nach der Verwerfung erfolgten.

Die großen Senkungen.

Im Norden, Nordwesten und Osten Islands befindet sich die zum Teil tertiäre, zum Teil quartäre Basaltformation (Pjeturss 1910). Im Süden und im Inneren des Landes tritt sie nicht zu Tage. Im Norden erreicht sie in Hochplateaus Höhen von über 1400 m, auf dem 400—800 m hohen Hochland Innerislands findet man sie dagegen nicht. Hier liegt sie so tief, daß sie nirgends die Oberfläche erreicht. Hier ist also die Basaltformation, die den Grund für die späteren Eruptionsprodukte, den Palagonittuff, den Dolerit und die postglazialen Auswürfe bildet, tief abgesunken. An den erwähnten Küstenstreifen fanden also die absinkenden Basaltschollen den stärksten Widerstand während des Absinkens, im Inneren und im Süden jedoch den geringsten. Gerade in dem abgesunkenen Teil, in dem, wie vorhin beschrieben wurde, noch später Rindenbewegungen vorkamen, hat sich der Vulkanismus auch im jüngeren Quartär und in postglazialer Zeit in Tätigkeit erhalten. Im Gebiet der Basaltformation ist er dagegen erloschen. Nur in dieser labilen Zone, die durch die Tuffe, den Dolerit und die rezenten Ergüsse charakterisiert ist, vermochte sich der Vulkanismus zu erhalten, in der Basaltformation waren die vulkanischen Kräfte nicht mehr imstande durchzubrechen.

Beachtenswert ist, daß sich Senkung und Aufschüttung, die sicher in einem inneren Zusammenhang stehen, entgegengearbeitet haben. Die abgesunkenen Teile Islands wären zum Teil wenigstens unter den Meeresspiegel gekommen, wenn nicht durch die Förderung der Tuffmassen dies verhindert worden wäre.

Über die tertiäre und quartäre Basaltformation wissen wir heute noch nicht viel mehr als zur Zeit der Veröffentlichungen H. Pjeturss.

Nähere Unterscheidungen sind hier schwierig, aber auch noch gar nicht ernstlich angegangen worden. Aus dem Pliozän Islands, das bisher nur im Crag von Tjörnes bekannt geworden ist, sind keine vulkanischen Ausbrüche bekannt. (Spethmann 1909, Pjeturss 1910.) Das Pliozän dürfte in Island ohne größere Veränderungen verlaufen sein. Dem älteren Quartär gehört ein Teil der von Moränen unterbrochenen Basaltformation an. Ob alle moränenführenden Basalte zeitlich mit dem Quartär zusammenfallen, ist nicht sicher.

Sind die Basaltergüsse des Quartär während der Eisbedeckung oder in Zwischeneiszeiten erfolgt? Wahrscheinlich sind die Basaltergüsse während der Eisbedeckung vor sich gegangen, da sich zwischen den Basaltbänken Moränen finden und doch nicht mit so häufigem Wechsel von Glazial- und Interglazialzeiten gerechnet werden kann. Warum erfolgten dann aber zuerst Lava- und später Tufferuptionen? Wir können nur vermuten, daß sich das Magma im Laufe der Eiszeit abkühlte, weshalb sich dann längere Zeit hindurch nur Tuffausbrüche ereigneten. Gegen Ende der Eiszeit muß jedoch, wie die Doleritergüsse es erfordern, wieder eine Erhöhung der Magmatemperatur eingetreten sein. Diese Ergüsse fanden übrigens wahrscheinlich in eisfreien Gebieten statt.

Die Tillite von Fossvogur (Pjeturss 1909, Keilhack 1925), die sich ohne Beziehung zu den Basalten im großen Senkungsgebiet des SW. befinden, sind sicher jünger als die Altmoränen, die zwischen den Basalten lagern. Sie fallen bereits in eine Zeit nach den großen Senkungen.

Die großen Basaltergüsse wurden durch ausgedehnte Senkungen besonders im Süden und im Inneren des Landes beendet. Während oder nach diesen Senkungen kam es zu den Palagonittufferuptionen, die nach den Beobachtungen auf Hawaii wahrscheinlich auf eine Abkühlung des Magmas zurückzuführen sind. K. Schneider (1907) hält die Palagonittuffe für interglazial, Thoroddsen (1905) hält an ihrer glazialen Entstehung fest. Oetting spricht die Meinung aus, sie seien unter großer Dampfbildung unter dem Eis entstanden. Peacock begründet auf petrographischem Wege, daß sich die echte Palagonitformation nur bei Berührung mit Eis, also während der Vereisung, gebildet hat. Diese Tuffe sind entsprechend der Länge der Zeit, die sich nach der Bildung der Tuffformation — wie besonders in der Gegend um das Hvitárvatn zu sehen ist — noch innerhalb des Quartär abspielt, als alt- bis mittel-quartär anzusehen.

Die Senkung am Ende der Basaltformation, die so große Ausmaße hatte, ist völlig gesichert. Damit ist auch der Beweis vorhanden, daß ge-

rade Senkungen bei der Bildung der Oberflächenformen Innerislands ausschlaggebend mitgewirkt haben. Wie schon vorhin ausgeführt wurde, ist auch später ein Absinken der vulkanischen Massen zu bemerken. Die endogenen Kräfte äußerten sich in Innerisland also nicht in Hebungen, sondern in Senkungen, durch die sich am besten die bestehenden Verhältnisse erklären lassen.

Neuerliche Absenkungen gab es dann im Gebiet der Tuffformation, die aber ein bedeutend kleineres Gebiet umfaßten als die am Ende der Basaltformationszeit. Diese Absenkungen ließen das innerisländische Hochland zwischen den Inlandeisfeldern entstehen. Wie bei Behandlung der Gegend um das Hvitárvatn gezeigt wurde, fand diese Senkung vor dem Erguß der Dolerite statt, die eine Zwischeneiszeit charakterisieren. Außer dieser Senkung am Ende der Palagonittuffereruptionen gab es noch — wie früher betont wurde — in postglazialer Zeit, wahrscheinlich unmittelbar nach der Eiszeit, vereinzelt kleinere Senkungen im Inneren Islands. Der postglaziale Vulkanismus erreicht zwar weitaus nicht die Ausbreitung wie der der Palagonitformation, ist jedoch dem der Doleritformation kaum unterlegen.

Zusammenfassung.

In Island gibt es noch eine Reihe von Vulkanen, die überhaupt unbekannt oder kaum bekannt sind. Einige davon konnten in der vorstehenden Arbeit behandelt werden. Die Blágnypa, das Bláfell, der Berg Klakkur erfahren darin ihre erste Beschreibung. Ihre vulkanische Natur war bisher unbekannt. Auf dem Bláfell wurde zum ersten Mal in Island eine Quellschuppe vorgefunden. Die Lavadecke ist auf dem Bláfell geschrumpft. Die Entstehung des Bláfell fällt also in das Quartär. Klakkur und Blágnypa können ihre Ausbruchstätigkeit erst in postglazialer Zeit abgeschlossen haben. Auf der Blágnypa findet man ein neues Beispiel für Flankeneruption bei einem isländischen Lavavulkan.

Die sogenannte Kerlingardýngja am Nordrand der Odðahraun hat, falls sie tatsächlich anfangs ein Schildvulkan war, später noch Arealeruptionen gehabt, die eine Anzahl von kleinen Kratern hinterlassen haben. Die Ergüsse dieses und der benachbarten Vulkane überdeckten eine Tufflandschaft, die eine kürzere Denudationsperiode am Ende der Eiszeit hinter sich hatte.

Die Plateauberge des isländischen Hochlandes können durch Erosion und Denudation nicht erklärt werden. Sie sind Horste, die sich durch Senkungen des umliegenden Hochlandes während der Eiszeit, besonders am Ende der Periode der Palagonittuffereruptionen und zum Teil auch in postglazialer Zeit gebildet haben. Dies ist am besten aus der Gegend um

das Hvitárvatn und am Südwestrand des Langjökull, wie aus der postglazialen Lavabedeckung der Blágnypa zu erkennen. Es lassen sich in Inner-Island drei große Senkungsperioden feststellen: Eine am Ende der Basaltformation, eine am Ende der Palagonitformation und eine in postglazialer Zeit.

Literatur.

- Bjerring-Pedersen, Th. og Nielsen, Niels, Geomorfologiske Studier i det sydvestlige Island. Geografisk Tidsskrift, Köbenhavn 1925.
- Ebeling Max, Eine Reise durch das isländische Südland. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1910.
- Erkes, Heinrich, Fra Islands Indre. Rejsekitser. Geografisk Tidsskrift. Kopenhagen 1912.
- Derselbe, Neue Beiträge zur Kenntnis Inner-Islands. Mitteil. d. V. f. Erdkunde. Dresden 1914.
- Derselbe, Neuerforschtes Land im Inneren Islands. Deutsche Islandforschung 1930. 2. Bd. Breslau 1930.
- Keilhack, Konrad, Beiträge zur Geologie der Insel Island. Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellschaft. Berlin 1886. Bd. XXXVIII.
- Derselbe, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Reykjavik und Hafnarfjörður in Südwest-Island. Ztschr. d. Deutschen geol. Ges. Berlin 1925. Bd. 77.
- Keindl, Josef, Beobachtungen auf einer Studienreise nach Island. (Sommer 1929.) Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1930.
- Derselbe, Forschungsreise durch Island 1930. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1931.
- Derselbe, Untersuchungen über den Hofs- und Langjökull in Island. Zeitschr. f. Gletscherk. Berlin 1932.
- Knebel, Walter v., Der Nachweis verschiedener Eiszeiten in den Hochflächen des Inneren Islands. Centralbl. f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart 1905. A.
- Derselbe, Vorläufige Mitteilungen über die Lagerungsverhältnisse glazialer Bildungen auf Island und deren Bedeutung zur Kenntnis der diluvialen Vergletscherungen. Centralbl. f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1905. B.
- Derselbe, Über die Lavavulkane auf Island. Ztschr. d. Deutschen geologischen Ges., Berlin. Bd. 77, 1925. A.
- Derselbe, Zur Frage der diluvialen Vergletscherungen der Insel Island. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Stuttgart 1906. B.
- Knebel, W. v. Reck H., Island. Eine naturwissenschaftliche Studie. Stuttgart 1930.
- Kümel, Friedrich, Geologische Beobachtungen in der Gegend des Hvitárvatn in Island. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1930.
- Nielsen, Niels, Der Vulkanismus am Hvitárvatn und Hofsjökull auf Island. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening, Köbenhavn 1927.
- Oetting, Wolfgang, Neue Forschungen im Gebiet zwischen Hofsjökull und Langjökull. Deutsche Island-Forschung 1930. 2. Bd. Breslau 1930. A.
- Derselbe, Inselberge und Plateaus auf den Hochflächen Innerislands, unter besonderer Berücksichtigung morphologischer Untersuchungen im Gebiet zwischen Hofs- und Langjökull. Mitt. d. Geogr. Ges. München 1930. B.

- Pjetursson, H., Das Pleistozän Islands. Einige Bemerkungen zu den vorläufigen Mitteilungen W. v. Knebels. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Stuttgart 1905.
- Derselbe, Zur Forschungsgeschichte Islands. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Stuttgart 1906.
- Derselbe, Einige Ergebnisse seiner Reise in Süd-Island im Sommer 1906. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1907.
- Derselbe, Hauptzüge der Geologie und Morphologie Islands. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1908.
- Derselbe, Über marines Interglazial in der Umgebung von Reykjavik. Ztschr. d. Deutschen geol. Ges., Berlin 1909.
- Pjeturss, Helgi, Island. Handbuch d. regionalen Geologie 4. I. Abt. Heidelberg 1910.
- Peacock, Martin A., The Vulcano-Glacial Palagonite Formation of Iceland. Geological Magazine, London 1926.
- Reck, Hans, Ein Beitrag zur Spaltenfrage der Vulkane. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1910.
- Derselbe, Das vulkanische Horstgebirge Dyngjufjöll. Abhandl. d. preußischen Akademie d. Wiss., Berlin 1910.
- Derselbe, Isländische Masseneruptionen. Geol.-pal. Abhandl. Jena 1910.
- Derselbe, Die Geologie Islands in ihrer Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. Geologische Rundschau, Leipzig 1911.
- Derselbe, Über vulkanische Horstgebirge. Ztschr. f. Vulkanologie. Berlin 1921/22.
- Derselbe, Island und die Färöer. Enzyklopädie d. Länderkunde. Wien 1926.
- Derselbe, Die Masseneruption in ihrer systematischen und genetischen Bedeutung für das isländische Basaltdeckengebirge. Deutsche Island-Forschung 1930. Breslau 1930.
- Sapper, Karl, Über einige Vulkanspalten und Vulkanreihen. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1908. Bd. XXVI.
- Schneider, K., Beiträge zur physikalischen Geographie Islands. Petermanns Mitt. Gotha 1907.
- Derselbe, Einige Bemerkungen zu Herrn H. Spethmanns Aufsatz „Der Aufbau Islands“. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1910.
- Spethmann, Hans, Vulkanologische Forschungen im östlichen Zentralisland. Neues Jahrbuch f. Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1908.
- Derselbe, Der Aufbau der Insel Island. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1909.
- Derselbe, Schildvulkane des östlichen Inner-Islands. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1914.
- Derselbe, Geographische Aufgaben in Island. Deutsche Island-Forschung 1930. Breslau 1930.
- Thoroddsen, Th., Vulkane im nordöstlichen Island. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1891, Bd. 34.
- Derselbe, Island. Grundriß der Geographie und Geologie. Petermanns Mitt., Ergänzungsh. 152/53. Gotha 1905.
- Verleger, Hellmut, G. G. Bárðarson's Untersuchungen über Küstenveränderungen auf Island. Ztschr. f. Geomorphologie. Bd. V, Berlin 1930.
- Wolf, F. v., Der Vulkauismus, Bd. I. Stuttgart 1914.



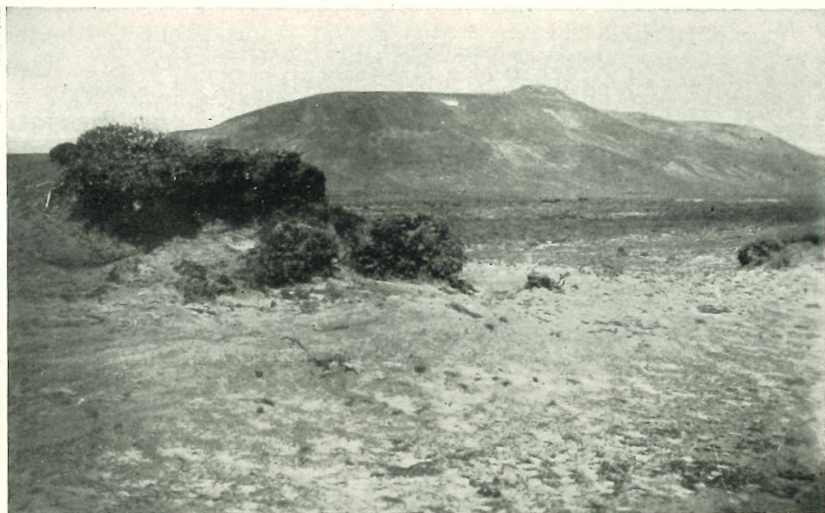
Kraterhaufen bei Skutustodir.



Skutustodir-Krater einer Arealeruption — Ein Krater, der nur 6 m hoch ist.



Mückensee mit Kraterreihen auf den Inseln.



Bláfell.



Ein Explosionskrater in einem Lavafeld. — Südisland

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1932

Band/Volume: [75](#)

Autor(en)/Author(s): Keindl Josef

Artikel/Article: [Über einige Vulkane und Plateauberge in Inner-Island 28-52](#)