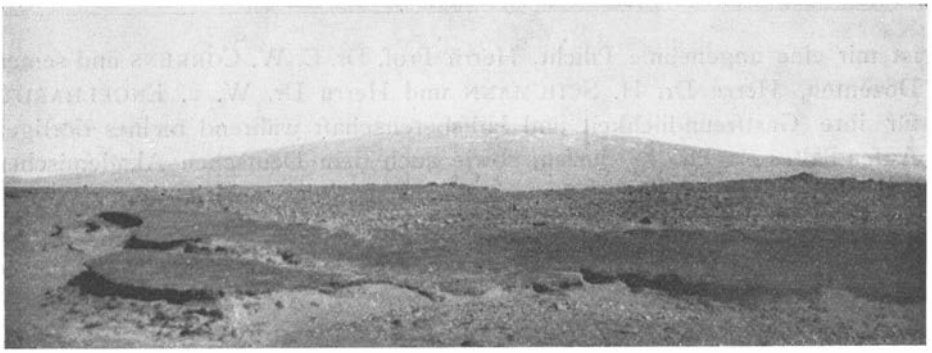


II. Das Skjaldbreið-Gebiet auf Island.

Eine petrographische Studie

von

Tómas Tryggvason.

Vorwort.

Die feldgeologischen Studien, die dieser Arbeit zu Grunde liegen, wurden im Sommer 1936 von Herrn Prof. Dr. H. G. BACKLUND und dem Verfasser im Rahmen einer von den Herren Dr. LAUGE KOCH und Dr. EINAR MUNKSGAARD in Kopenhagen organisierten geologischen Expedition nach Island ausgeführt.

Die Bearbeitung des eingesammelten Materials erfolgte hauptsächlich im Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität Uppsala während der Wintermonate 1941—42 und im Spätjahr 1942.

In erster Hand möchte ich meinem hochgeschätzten Lehrer, Herrn Prof. Dr. H. G. BACKLUND, der mir sein Material und seine Beobachtungen von dem untersuchten Gebiet freundlicherweise zu Verfügung gestellt hat, für alles Entgegenkommen und den Beistand, den er mir bei der Ausführung der vorliegenden Arbeit geleistet hat, und auch für das stets lebendige Interesse, das er derselben sowie meinen übrigen Studien immer entgegengebracht hat, meinen tiefsten Dank sagen.

Ebenso bin ich den Herren Dr. KOCH und Dr. MUNKSGAARD für ihre Grosszügigkeit während und auch nach der Expedition meinen besten Dank schuldig.

Die optischen Untersuchungen wurden im Sedimentpetrographischen Institut der Universität zu Göttingen im Winter 1940—41 angefangen. Es

ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. Dr. C. W. CORRENS und seinen Dozenten, Herrn Dr. H. SCHUMANN und Herrn Dr. W. v. ENGELHARDT, für ihre Gastfreundlichkeit und Hilfsbereitschaft während meines dortigen Aufenthaltes danken zu dürfen, sowie auch dem Deutschen Akademischen Austauschdienst in Berlin, der mir die Studienreise nach Göttingen durch die Verleihung eines Alexander von Humboldt-Stipendiums ermöglicht hat.

Ferner möchte ich Herrn Doz. T. KROKSTRÖM für vielfache gute Hilfe und Rat bestens danken, sowie auch Herrn Dr. W. LARSSON und meinen Studienkameraden, Herrn Fil. Lic. B. COLLINI und Herrn Fil. Lic. P. H. LUNDEGÅRDH für viele anregende Diskussionen.

Herrn Präparator W. PLAN bin ich für die Anfertigung der Dünnschliffe und den Entwurf der Karte Dank schuldig, und Frl. Dr. N. SAHLBOM für die Ausführung von 6 Gesteinsanalysen.

Herr H. G. MENGERS hat die Übersetzung ins Deutsche ausgeführt.

Uppsala, im März 1943.

I. Einleitung.

Die vulkanischen Bildungen Islands werden von PJETURSSON (1905) in zwei Formationen eingeteilt, eine ältere oder regionale Basaltformation, die den arktischen Plateaubasalten angehört, und eine jüngere oder insulare Basaltformation, die den pleistozänen, glazialen, interglazialen und rezenten Vulkanismus auf Island umfasst. Er nimmt zwischen diesen zwei Formationen eine Diskordanz an, die durch geringe oder gänzlich fehlende vulkanische Tätigkeit gekennzeichnet ist, während seit Anfang der insularen Periode bis zum heutigen Tage die vulkanische Tätigkeit ohne Abbruch fortgedauert hat.

Die insulare Formation kann in mehrere Unterabteilungen gegliedert werden. Eine natürliche morphologische Grenze, die insbesondere dem Feldgeologen in die Augen fällt, gibt es zwischen den rezenten oder postglazialen Basalten auf der einen Seite und den geschrammten glazialen bzw. interglazialen Basalten und den Palagonittuffen auf der andern Seite.

Unter den bunten vulkanologischen Erscheinungen auf Island nehmen die Schildvulkane sowohl räumlich wie zeitlich eine Sonderstellung ein (Abb. 1). Räumlich sind sie durch die meist beinahe kreisrunde, flach gewölbte Ausformung charakterisiert, und zeitlich sind sie an die Eiszeit und die vorhistorische Nacheiszeit gebunden. In den tertiären Basaltdecken Islands sind Schildvulkane noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden, und in der historischen Zeit Islands (1200 Jahre) sind sie niemals nachweisbar tätig gewesen.

Es ist jedoch wenig bekannt, seit welcher Zeit die Schildvulkane existiert haben. Die Entstehungsweise der regionalen Plateaubasaltforma-

tion ist noch nicht aufgeklärt und der Widerstreit der Ansichten ist bedeutend. Es liegt ausserhalb des Rahmens der nachstehenden Arbeit, auf diese Frage einzugehen. Die vorliegende Aufgabe ist, eine Spezialuntersuchung eines der grössten und charakteristischsten Schildvulkane Islands zu liefern, seine Morphologie, Entstehungsweise und Petrographie zu beleuchten, um durch einen solchen Beitrag die Klärung der allgemeinen Probleme, die sich um die Schildvulkane Islands gruppieren, anzubahnen.

II. Historische Übersicht.

Die postglazialen Schildvulkane auf Island haben schon früh das Interesse von Geologen und anderen Forschungsreisenden erweckt, von denen verhältnismässig viele über sie geschrieben haben. Im vorliegenden Falle interessieren sowohl die dargelegten Theorien über ihre Entstehung und die bei ihrer Bildung herrschenden Bedingungen, als auch die Diskussion über eben diese Theorien.

Einer der ersten Wissenschaftler, welcher den Charakter eines Schildvulkans auf Island beschrieben hat, war der dänische Forscher JOHNSTRUP (1877, 1890); er erwähnt den Trölladyngja »als einen flachen kuppelförmigen Bau», auch hat er eine Karte des Ketildyngja gezeichnet, beides Vulkane in Ódáðahrann in Nordisland. THORODDSEN (1906, 1925) behandelt einige isländische Schildvulkane, glaziale wie auch postglaziale, deren erstere er als doleritisch, die letzteren jedoch als basaltisch bezeichnet. Nach seiner Ansicht sind diese mit den in unseren Zeiten aktiven Schildvulkanen Hawaiis vergleichbar, gleich diesen durch Zentraleruption entstanden. »Die Ausbrüche haben nur Lava produziert, von Asche, Scorien und Bomben ist keine Spur zu entdecken. Die Lava ist ganz ruhig aus der Öffnung geflossen, Merkmale von heftiger Explosion sind nicht zu entdecken» (1906, S. 126). THORODDSEN meint, Schildvulkane seien mit einem tief im Untergrund liegenden System von Spalten verbunden, da sie sich in gewissen Richtungen übereinstimmend mit anderen Vulkanen ordnen und auch stets in Senkungsgebieten und Bruchzonen zu finden sind. v. KNEBEL (1906) äussert die Ansicht, dass Schildvulkane monogenetische Bildungen seien, eine Art von Stau- oder Quellkuppen, welche durch eine einzige Eruption entstanden seien. Nach seiner Theorie sind die Lavamassen von aussen nach innen erstarrt, ähnlich wie es bei Liparitvulkanen häufig der Fall ist.

v. KNEBEL ist der Erste, der diese Theorie auf die isländischen Schildvulkane anwendet, und zwar basiert er seine Auffassung auf den am Skjaldbreið gemachten Beobachtungen. Er argumentiert folgendermassen: 1) Man kann keine individualisierten Lavaströme auf dem Vulkanmassiv unterscheiden, überall ist die Lava gleichartig, blockig und zersprengt.

2) In offenen Spalten stiess er auf so dünne Lavaschichten, dass es undenkbar erscheint anzunehmen, diese könnten, wenn sie sich über die Oberfläche ergossen hätten, derartig gleichmässig so grosse Areale bedecken, wie es die Beobachtungen im Felde anzeigen. Er deutet die Schichtungen nicht als individualisierte Lavaströme, sondern als sukzessive Abkühlungszonen, den Zentralkrater nicht als Krater, sondern als Einsturzkessel. SAPPER (1907) schliesst sich im Prinzip der polygenetischen Theorie an, jedoch mutmasst er, dass ein kleiner Schildvulkan, Burfell, in der Nähe des Hofes Hliðarendi, östlich von Selvogsheiði, ausschliesslich durch eine einheitliche Eruption gebildet worden sei. Einer der eifrigsten Verfechter der polygenetischen Theorie ist RECK (1910, 1912, 1921). Er richtet die Aufmerksamkeit auf die Tatsache, dass die Kraterwände der Schildvulkane stets aus Lavabänken gebildet sind, die ohne Unterbrechung rings um die Wände des ganzen Kraters laufen. Diese Lavaschichten repräsentieren nach seiner Meinung jede für sich eine Eruption, was bedeuten würde, dass jeder Lavastrom sich gleichmässig und gleichförmig ergoss und praktisch den ganzen Vulkanberg in einem Guss überschwemmt hat. Die Lavaschichten sind jedoch dabei nicht alle gleich weit an den Abhängen vorgedrungen, wodurch sich die leicht konkave Neigung der Flanken des Vulkanberges erklären lässt. Er gibt aber zu, dies stimme nicht mit den auf Hawaii gemachten Beobachtungen überein. Diese Theorie der kontinuierlichen Lavaschichten hat eine recht grosse Rolle in der Erörterung über die Entstehungsart der Schildvulkane gespielt. RECK hat auf den Oberflächen der unteren Lavaschichten Fliesstrukturen und Oxydationsfärbungen wahrgenommen, woraus er folgerte, dass diese Schichten in einer der Lufteinwirkung ausgesetzten Lage erstarrt sind. In der Frage der Unterlage ist RECK der Ansicht, dass Schildvulkane *nicht*, wie THORODDSEN annimmt, örtlich an Sprünge und Spaltenzonen gebunden sind, sondern dass sie von Anfang an in Form zentraler Eruptionen entstanden sind. »Noch niemals wurde an einem Schildvulkan selbst, noch längs der Verbindungslinie irgendwelcher Schildvulkane eine Spalte beobachtet» (1910, S. 26). RECK führt Herdubreid in Nordisland als zu den Schildvulkanen gehörig an und hat beobachtet, dass sein exponierter Palagonitsockel keinerlei Spuren zeigt, die auf das Vorhandensein von Spalten schliessen lassen. Sowohl RECK, wie auch andere Forscher haben den Vertiefungen an den Seiten der Schildvulkane Beachtung gewidmet, die sie als »Einsturzkessel» erklären, entstanden durch lokale Defekte der Masse des palagonitischen Unterbaus.

SPETHMANN (1914), der eine Anzahl Schildvulkane in Nordisland untersucht und beschrieben hat, schliesst sich auch der polygenetischen Theorie an. In der Frage des Untergrundes hält er es nicht für ausgeschlossen, dass Schildvulkane entweder an Spalten gebunden sind, obwohl solche nicht wahrgenommen werden können, oder von Anfang an durch Spal-

teneruptionen verursacht sind. »Die heutige Form der Krater an dem Gipfel der Schildvulkane ist nicht massgebend für die Hohlform anzusehen, aus der sich die ersten Ergüsse ereigneten» (S. 27). Da die dünnfliessende Schildvulkanlava alle Landschaftsformen unter dem schliesslichen Vulkanberg begraben hat, ist diese Frage nicht zu beantworten. »So wäre es wohl möglich, dass unter der Kollótta Dyngja eine 4 km lange Spalte oder bei der Trölladyngja eine solche von 12 km Länge vorhanden war, aber von der Lava des Schildvulkans begraben wurde» (S. 26).

Sowohl aus SPETHMANNs Beschreibungen, als aus den der anderen Forscher geht hervor, dass die isländischen Schildvulkane in der Regel einen Kranz von Hornitos um den Zentralkrater herum entwickeln. Bei der Kollótta Dyngja in Nord-Island sind diese Hornitos besonders gut sowie zahlreich ausgebildet. Hier hat SPETHMANN auch eine Flankeneruption ungefähr in der Mitte des Abhanges, wie auch beträchtliche postvulkanische Spalten festgestellt.

MEYER (1919) stimmt der monogenetischen Theorie bei und begründet seine Auffassung auf Schmelzversuchen, die er mit Basalt in einem Porzellantiegel ausgeführt hat. Er erklärt die Entstehung des Zentralkraters und der Einsenkungen in den Flanken der Schildvulkane als Kontraktionsphänomene infolge von Abkühlung. Auch KÜHN (1922) teilt diese Anschauung, er basiert sie auf Untersuchungen an einem Porphyrberg, den er meint, mit den isländischen Schildvulkanen vergleichen zu können. Wenn er auch gewisse schwache Punkte in der monogenetischen Theorie zugesteht, so findet er die andere Theorie als auf noch schwächeren Voraussetzungen ruhend. KÜHN meint, jede Lavaschicht decke den gesamten Vulkanberg und sei überall gleichmässig dick; die Entstehung des konkaven Neigungsprofiles erklärt er so, dass die Basalteile des Abhanges durch die eigene Schwere des Vulkanberges nach aussen gepresst wurden. Die Schichtungen seien durch Kontraktion im Zusammenhang mit der Abkühlung der Magmamasse entstanden. Er vertritt die Ansicht, dass sich die Schildvulkane in längeren Zeitabschnitten gebildet hätten, wobei die äussere Hülle mit geringen Neigungswinkeln zum Erstarren kam, um dann Stück für Stück infolge zunehmenden Drucks von innen, nach oben gepresst zu werden.

KÜHN führt das Fehlen loser Eruptionsprodukte als Argument gegen die polygenetische Theorie an. Er weist auch darauf hin, dass die Lava auf dem oberen Abhang Skjaldbreiðs ausgeprägt blockig und ungleichmässig ist, während weiter nach unten hin die Lava eine verhältnismässig gleichmässige Oberfläche aufweise; er stellt die Frage, weshalb die unteren Schichten nicht ebenso blockig an der Oberfläche seien wie die oberste Schicht, wenn sie an der Tagesoberfläche erstarrt seien.

Es ist zu bemerken, dass weder MEYER noch KÜHN Gelegenheit hatten, persönlich die isländischen Schildvulkane zu studieren.

NIELSEN (1927) hat u. a. den postglazialen Schildvulkan Solkatla nördlich von Hvitarvatn bei Langjökull untersucht. Tektonische Störungen an der Flanke des Vulkans boten Gelegenheit, die verschiedenen Lavaschichten zu studieren. Diese wiesen »Seilstruktur» auf, typisch für Lava, welche in einer der Luft ausgesetzten Lage erstarrt ist. Es zeigte sich ferner, dass die Unterseiten der Schichten von der Oberflächengestaltung der darunter liegenden Lava beeinflusst sind. Dagegen fehlen fremde Ablagerungen, wie auch jede Spur von Erosion zwischen den Schichten. »... wir kommen also zu dem Resultat, dass die Kuppelvulkane durch eine Folge von abgesonderten Eruptionen, die doch zeitlich kaum weit von einander entfernt waren, entstanden sind, also zu einer Bestätigung der THORODDSEN-RECK'schen Theorie» (S. 111).

Der letzte mir bekannte Diskussionsbeitrag stammt von VAN DOORNINCK (1935), der sich der monogenetischen Theorie anschliesst.

v. WOLFF (1914) und RITTMANN (1936) halten zur polygenetischen Theorie.

DANA (1890) hat tieferodierte Schildvulkane von Kauai und Tahiti beschrieben; er beobachtete, dass die Lavaschichten von der Peripherie nach innen zu dicker wurden. Die Lava ist kristallinischkörnig im Beförderungskanal, von dem aus zahlreiche Intrusionen zwischen die Lavabänke eingedrungen sind.

Es geht aus dieser Zusammenstellung hervor, dass man bei der Kontroverse: Monogenese oder Polygenese um reine Spitzfindigheiten streitet; dass der Zufluss von Lava während der Bildungszeit des Schildvulkanes Skjaldbreið weder in längeren Pausen unterbrochen wurde, noch die Lava selbst bezüglich ihrer Konsistenz sich merkbar verändert hat, ist klar. Die Lava hat sich in regelmässigen Pulsationen, die auf dem Austritt aus dem Lavakanal an das Tageslicht und auf der damit verbundenen Ausdehnung des Volumens (vgl. Gasgehalt, Kap. V) beruhten, über die Ränder des Kraters ergossen und sich relativ schnell nach allen Seiten ausgebreitet. Nur so sind die regelmässigen Formen und die allseitig zentrifugale Strömungsrichtung zu erklären.

Funktionell betrachtet sind also die Schildvulkane polygenetische Bildungen. Eine im Sinne KNEBELS und KÜHNS monogenetische Art der Entstehung ist wegen einer Reihe von physikalischen Faktoren vollkommen ausgeschlossen (vgl. S. 287). Nichts desto weniger sind die isländischen Schildvulkane sowohl in physikalischer, als auch in petrographischer und geologischer Hinsicht als monogenetisch zu betrachten.

Im Folgenden soll der Beweis für Monogenese — nach der angedeuteten Definition — erbracht werden.

III. Die Morphologie der Umgebung.

Skjaldbreið liegt in einer talartigen Mulde, die sich zwischen Þingvallavatn im Süden und Langjökull im Norden erstreckt, und zwar in derselben Richtung, in der im Allgemeinen die tektonischen Linien der Gegend verlaufen, also ungefähr N 30° E. Nach Westen zu wird das Tal teils durch steil abfallende Palagonitberge begrenzt, von denen Ármansfell (766 m) der höchste ist, teils durch relativ niedrige, von Gletschern abgeschliffene Dolerithöhen markiert, südlich von Ok im Norden, westlich von Þingvallavatn im Süden. NE von Ármansfell liegt Lágafell (538 m), vom ersteren Berg durch ein nach NE zu verlaufendes Tal getrennt, an dessen südlichem Ende sich ein kleiner, von der Lava aufgedämmter See ohne Abfluss, namens Sandklettavatn findet; ein niedriger Pass, Sandklyptir, führt von Sandklettavatn herunter nach Hofmannaflöt und nach dem Haupttal im Süden.

Die Palagonit- und die interglazialen Dolerithöhen weisen in morphologischer Hinsicht wesentliche Unterschiede auf. Erstgenannte entwickeln ein junges, wenig ausgeglichenes Relief mit steilen Abhängen und Schluchten, während der Dolerit, der deutlich von Gletschern abgeschliffen ist, mit Schrammen auch auf den unteren Doleritströmen, überall abgerundetere und gleichmässigere Formen zeigt. Der Dolerit dürfte also das scheinbar ältere Gestein sein. Westlich des postglazialen Lavafeldes des Skjaldbreið, bereits weit nach Norden hin, wurde beobachtet, wie der Dolerit sich flach unter den Palagonit senkt, aber auch denselben in Form von Gängen durchsetzt. Auch in Arnarfell (238 m), östlich des Nordabschnittes von Þingvallavatn, scheinen Doleritbänke unter dem Palagonit zu liegen.

Im Osten wird das Tal unvollständig von den Palagonitbergen Hrafnabjörg (765 m) und Tindaskagi (823 m) begrenzt, die sich längs einer gemeinsamen, NNE orientierten tektonischen Linie südlich von Skjaldbreið erheben. Denn das östlich davon liegende, parallel laufende, kleinere Tal von ca. 2 km Breite, das im Osten von den Palagonitbergen Kálfstindar (826 m) mit dem Reyðarbarmar (520 m) weit im Süden und dem Skyfilsfjall (910 m) weiter nach Norden hin begrenzt wird, kann als Talnische im Verhältnis zum Haupttal betrachtet werden.

SE von Skjaldbreið wird die verbreiterte Talaue vom Skriðan (1005 m) mit Skriðuhnjúkur (623 m), Mjóufell (574, 610 m) und Sköflungur (664 m) weiter nördlich eingefasst. Weiter östlich, ca. 10 km vom Gipfel des Skjaldbreið, gipfelt die Topographie im Hlöðufell (1188 m), von wo sich zwei Nebentäler nach SE und NE öffnen. Im Norden wird das Tal von den Hrúðurkarlar, Lambahlíðar und Björnfell mit dem Langjökull im Hintergrunde begrenzt. In der Fortsetzung des Tindaskagi nach NNE, welche die bereits angedeutete Talnische markiert, ragen

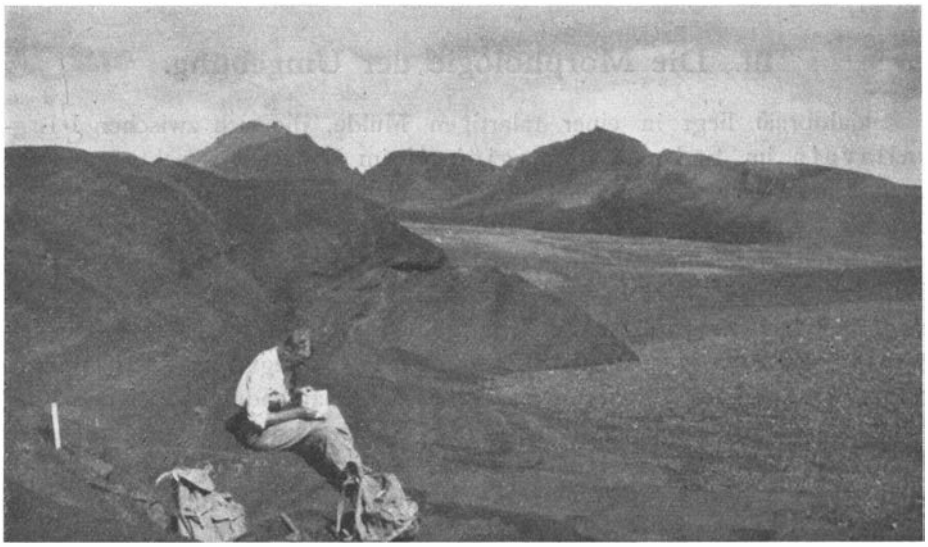


Abb. 2. Typische Palagonitlandschaft. Stóri Dimon mit Reyðarbarmur und Kálfstindar im Hintergrund. Dazwischen subrezente Lavaströme (6, 7, 8). Rechts eine Decke von eckigen Basaltblöcken aus dem Palagonit durch Verwitterung herauspräpariert.
T. TRYGGVASON phot.

zwei Palagonithügel durch die Skjaldbreið-Lava heraus. Auch NW von Skjaldbreið sind zwei Palagonitinseln, von der gleichen Lava umflossen, sichtbar. Das Tal ist zwischen Lágafell und Tindaskagi am engsten, an dieser Stelle nur 4 km breit. Auch hier ragen ein paar Palagonithügel, Sööulhólar, ungefähr in der Talmitte aus der Lava heraus. Eine konsequente Morphologie, etwa von fliessendem Wasser gestaltet, ist in diesem Relief kaum wahrzunehmen.

Diese Beobachtung wird durch den See Þingvallavatn am südlichen Ende des Tales bestätigt; sein Wasserspiegel liegt 103 m über dem Meere, sein Grund ein wenig unter dem Meeresniveau. Südlich des Sees findet sich ein kleineres postglaziales Lavafeld, Hagavíkurhraun, das offenbar nicht den Trabanten des Skjaldbreið angehört; die Fortsetzung des Tales nach Süden dagegen wird von einer Anzahl grösserer und kleinerer Palagonitberge gesperrt. Die Lava des Skjaldbreið und seiner Satelliten füllt die Talmulde zwischen den genannten Landmarken aus.

In der Lava nördlich von Þingvallavatn treten mehrfach offene Spalten auf, die sich in etwa N 30° E hinziehen; am meisten in die Augen fallen Almannagjá (gjá = Spalte) im Westen und Hrafnagjá im Osten. Im Gebiet zwischen diesen beiden Randspalten zeigt sich eine Anzahl paralleler Spalten, die aber unvergleichlich weniger breit und lang sind als die zwei erstgenannten. Almannagjá erstreckt sich von Þingvallavatn im Süden bis zum Ármannsfell im Norden; im Palagonit des Ármannsfell ist eine Spalte wahrnehmbar, die in der gleichen Richtung wie Almannagjá verläuft

Abb. 3. Klaffende Spalte an der Skjaldbreið-Lavagrenze in NW. Im Hintergrund Langjökull. Rechts oben Björnfell. H. G. BACKLUND phot.

(BÁRÐARSON 1930). Auch westlich vom Südteil des Þingvallavatn kommen Verwerfungen (Jórukleif), in der Streichrichtung der Almannagjá nach Süden zu, vor. Hrafnagjá kann nach Süden hin bis Arnarfell, östlich des Nordabschnittes von Þingvallavatn, verfolgt werden, und nach Norden zu verlaufen Spalten in gleicher Richtung bis zum Skjaldbreið.

Sowohl Almannagjá als auch Hrafnagjá zeigen deutliche Spuren von Dislokationen. Das Gebiet zwischen ihnen ist im Verhältnis zur Umgebung im Osten und Westen abgesunken und senkt sich heute noch immer. In der Skjaldbreið-Lava nördlich von Lágafell treten auch kleinere Spalten auf; eine solche wurde nahe des Lavarandes im NW beobachtet, die in etwa 1—2 m Breite längs der Lavaufers verläuft (Abb. 3). Da die Spalte beinahe ganz mit Sand gefüllt ist, konnte ihre Tiefe nicht gemessen werden. Sie ist jedoch wahrscheinlich nicht tektonisch bedingt, sondern muss als eine Folgeerscheinung der inneren und äusseren Drainierung der Lava, während und nach dem Erstarren, angesehen werden.

Obgleich die Tektonik dieses Gebietes nur eine Hauptrichtung zeigt, nämlich N 30° E, kann sie zeitlich in drei verschiedene Phasen eingeteilt werden:

1) Die Morphologie des Palagonits, besonders südlich des Skjaldbreið, (Tindaskagi, Skyfilsfell), ist durch die tektonische Richtung N 30° E charakterisiert. Diese tektonische Phase dürfte gleichaltrig mit der Palagonitformation, mithin älter als der Skjaldbreið, sein.

2) Der Vulkanismus im Tale östlich von Tindaskagi und Hrafnabjörg, der jüngeren Datums als der des Skjaldbreið im engeren Sinne ist, steht im Zusammenhang mit deren Spalten.

3) Die rezenten Spalten nördlich von Þingvallavatn liegen sowohl in der Skjaldbreið-Lava (Almannagjá) wie auch in der jüngeren Lava (Hrafnagjá). Sie repräsentieren die jüngste, fortdauernd aktive tektonische Phase.

In den tiefsten Spalten nördlich von Þingvallavatn fliesst kaltes, kristallklares Wasser; auf dem Grunde des Sees entspringen zahlreiche Quellen, deren Wasser überall gleich klar ist. Der grössere Teil dieser Wassermengen kommt vom Langjökull her. Ein trüber Gletscherbach vom Langjökull, der sich mit reichlichen Wassermengen über die Lavaoberfläche im NW hinschlängelt, verschwindet dann in der Lava westlich vom Skjaldbreið, in einiger Entfernung vom Lavarand. Während der langen unterirdischen Wanderung, etwa 25 km., dürfte der Gletscherschlamm vollständig abfiltriert worden sein. Ähnliche Prozesse sind recht allgemein in den postglazialen Lavaschichten auf Island, aber in so augenfälliger Weise zeigen sie sich kaum an irgendeiner anderen Stelle.

Das Wasser von kleinen Bergseen und Sümpfen westlich der Skjaldbreið-Lava sammelt sich in einem Bach, dem Saeluhúsakvísl, der am westlichen Lavarand nach Süden fliesst und in den See Sandklettavatn, westlich des Lágafell mündet. Zur Zeit unserer Rekognoszierung (Ende Juli) war der Bach wasserarm und der See praktisch trockengelegt, aber während der Schneeschmelze im Frühjahr führt dieser Bach bedeutende Wassermengen, wovon Riesenkessel und vom Wasser glattgeschliffene Felsen Zeugnis ablegen; dann hat auch der See seine grösste Ausdehnung. Das Becken des Sees und die Gegend rings herum ist mit Flugsand bedeckt, aber wahrscheinlich liegt unter dem ganzen See ein Ausläufer der postglazialen Lava des Skjaldbreið. Da, wie erwähnt, der See ohne Abfluss ist, wird wahrscheinlich der Wasserüberschuss durch die unterlagernde Lava abfiltriert, um sich längs unterirdischer Kanäle einen Weg um Lágafell herum nach Þingvallavatn hinab zu suchen.

Man bildet sich am besten eine Vorstellung von der Wasserführung im unterirdischen Entwässerungssystem des Skjaldbreiðtales, wenn man die am Tage in Þingvallavatn ausmündende Wassermenge mit der des Sog, des Abflusses des Þingvallavatn, vergleicht. Die Wassermengen der in Þingvallavatn mündenden Bäche machen bei normalem Oberflächenstrom weniger als 5 m^3/sek — hoch gerechnet — aus, während sie bei Sog 70 m^3/sek betragen. Freilich beläuft sich die Wassermenge im unterirdischen Abflusssystem zwischen Skjaldbreið und Þingvallavatn auf etwa 40—50 m^3/sek.

Die prävulkanischen morphologischen Kleinformen im Tale nördlich von Þingvallavatn liegen unter der postglazialen Lavadecke begraben. Die Palagonithügel Söðulhólar, zwischen Tindaskagi und Lágafell, lassen je-

doch ahnen, dass das ursprüngliche Tal vor dem Aufbau des Skjaldbreið nicht eine einzige Ebene war. Gewaltige Quellen, Vellankatla, finden sich nahe am Ufer im nordöstlichen Eck des Þingvallavatn. Das Wasser der Vellankatla kann teilweise von NE herstammen, aber die Möglichkeit scheint nicht ganz ausgeschlossen, dass der ganze östliche Teil der Þingvallaebene bis nach Tindaskagi hin sein eigenes Abflussystem hat, das in den Vellankatla ausmündet.

Tatsächlich ist es denkbar, dass die Unterlage des Skjaldbreið kein gleichmässiger Talboden ist. Niemand kann ahnen, was sich unter dem mächtigen Lavaschild des Vulkans verbirgt. Möglicherweise liegen Reste eines Palagonitmassivs von mehreren hundert Metern relativer Höhe und mehreren Kilometern Durchmesser in die postglazialen Lavamassen des Skjaldbreið eingebettet, ohne dass sie auf seine regelmässige Endform einzuwirken brauchen.

IV. Die Lavaströme.

Das erhabene, symmetrische Profil des Skjaldbreið mit seinem gleichmässigen Neigungswinkel von ungefähr 6° (Abb. 1) rundum nach allen Himmelsrichtungen, bildet das beherrschende, freistehende Zentralbild innerhalb eines Kranzes von morphologisch verschiedenartigen Randbergen, welche die bereits angedeutete talartige Depression umgeben, wie auch sie kennzeichnen. Der »Talgrund», d. h. die tiefste Depression zwischen den kränzenden Randbergen, ist überall von junger Skjaldbreið-Lava, im weiteren Sinne, bedeckt; denn die Lavaströme von den Flanken des Skjaldbreið gehen unauffällig, mit unmerklichem Neigungsgradienten, in die breite Lavaebene über, die den Zentralschild im Osten, Norden und Westen umgibt, und die sich in Form von Lavabuchten in die Depressionen zwischen den Vorsprüngen der Randberge hineinschiebt. Diese Lavaebene, eine Lavapeneplain, bildet sozusagen den Sockel des Schildes, dessen Niveauspiegel, im grossen gesehen, sich eustatisch reglierte, je nachdem allmählich der Ablauf nach Süden, dem offenen Þingvallatal zu, begann und von der obenauf direkt nach Süden abströmenden Lava fortgesetzt wurde. Ein »präbasaltischer Talgrund» ist mithin nirgends sichtbar.

Die perspektivisch gesehen gleichmässige Profillinie des Skjaldbreið ist im Einzelnen alles Andere eher als gleichmässig. In variierenden Abständen, mit unregelmässigen Zwischenräumen finden sich nämlich übereinander terrassenähnliche Abstufungen am Hange, welche aber nicht jede für sich in jeweils gleicher Höhenlage um den Berg herum verlaufen, sondern diese ganz unmotiviert verändern, welches bereits teilweise aus der Verteilung der perennierenden Schneeflecke im obersten Viertel des Hanges (Abb. 1) abgelesen werden kann. Diese lokalen Abstufungen stellen ohne Zweifel

Abb. 4. Röhrenlava auf dem obersten Teil des Westabhangs von Skjaldbreið.
H. G. BACKLUND phot.

Abb. 5. Skjaldbreið. Fliesstrukturen in Röhrenform am Kratervall.
H. G. BACKLUND phot.

das Ende des Strömens entsprechender individueller Lavapulsationen dar, denn je höher man den Abhang hinauf klimmt, desto üppiger und deutlicher ist der lokale Steilhang mit den in den Einzelheiten reichen Fliesstexturen, u. a. in stark ausgeprägter und unregelmässig ausgerichteter Röhrenform, ausgestattet (Abb. 4); der oberste Steilhang, der die äussere Abdachung des Kraterwalles (damit also die späteste Pulsation) repräsentiert, besteht fast ausschliesslich aus steil aufgestellten, unregelmässig dichotomierten Basaltfliessröhren in ungeordneten Gruppen (Abb. 5). Diese Form der Fliesstexturen an den erwähnten oberen Terrassenkanten fehlt vollständig an den unteren Abschnitten der Abhänge, sobald dort eine merkbare Vegetation festen Fuss zu fassen vermochte.

Man kann kleinmorphologisch fünf verschiedene Typen der Skjaldbreið-Lava unterscheiden (von unten nach oben):

1) Glatte, lokal teilweise stark fazettierte Lava ohne Fliesstexturen an der Oberfläche.
2) Seil- und Fliess-Wulstlava.
3) Blocklava.
4) Schlackenlava.
5) Lava mit Fliessrohrtexturen.

Ohne genauere Nachkontrolle könnte man geneigt sein anzunehmen, diese Texturvarianten verträten physikalisch und chemisch verschiedenartige Lavatypen, dass also der Schildvulkan Skjaldbreið petrochemisch polygenetisch entstanden sei. Eine Untersuchung des Areals in horizontaler Richtung wie auch hinauf bis zu den höchstgelegenen Lavagebieten ergibt indes folgende Umstände.

Typ 1 ist sekundär durch Erosion bedingt, besonders durch Sandschliff und Windkorrasion (Abb. 6) und tritt in besonders ins Auge fallenden Bildungen in Gebieten mit stark ausgeprägten Sandtriften auf; diese sind ein hervorragendes Marschterrain, die auf Karten für Touristen bezeichneten Stiege folgen gern diesen vom Sande abgeschliffenen Strekken. Bei den auf diesen Hochplateaus oft herrschenden Stürmen werden unerhörte Mengen von Sand und Lavadetritus längs den Lavaflächen fortbewegt.

Lavatyp 5 ist durch das Vorhandensein steilerer Hänge und möglicherweise niedriger Lavatemperaturen während der letzten Wallungen bedingt; dieser Temperaturfall war dem Zusammenfluss der Lavafliessformen hinderlich, gleichzeitig förderte er die Entwickelung einer Reihe individueller, fast stalaktitisch anwachsender Strömungskörper (vgl. Abb. 4, 5). Auf niedrigeren absoluten Niveaus (mit sanfter verlaufenden Hängen) und in früheren Entwickelungsstadien der Schildvulkane (mit höheren Lavatemperaturen) hatte Typ 5 kaum Gelegenheit sich zu entwickeln. In diesem

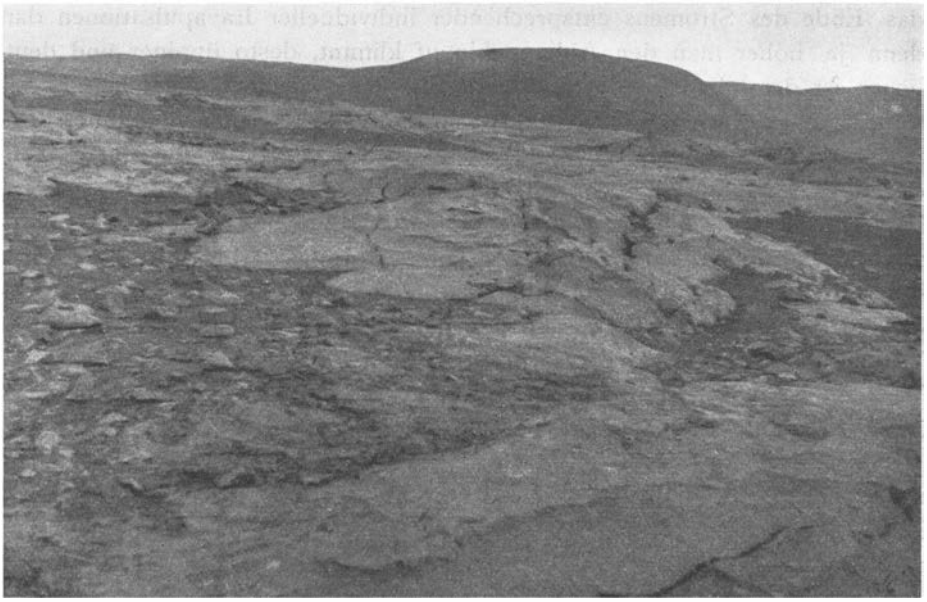


Abb. 6. Windkorrasion auf der Lava am NW-Fusse des Skjaldbreið.
H. G. BACKLUND phot.

Zusammenhang sei erwähnt, das der Rhythmus der Lavapulsationen nicht bekannt ist.

Die Lavatypen 2—4 gehören ursprünglich zusammen als Ergebnis verschiedener Abkühlungsgeschwindigkeit in vertikaler Richtung (Abb. 7); ihr areales Vorkommen dürfte zunächst durch eine Decke von (grauer) Flechtenvegetation bedingt sein. Von derartiger Vegetation (wegen Höhenlage resp. geringen Alters) unberührte Lavaflächen entwickeln den Typ 4, der bald (teilweise durch atmosphärische, hauptsächlich aber durch Frostverwitterung) verschwindet und in den darunter liegenden Typ 3 übergeht. Beide Typen, 3 und 4, werden jedoch (bei passender Exposition und nicht zu hoher absoluter Lage) bald von einer kompakten Flechtenschicht bedeckt, welche nach einiger Zeit infolge Inflation, Einwirkung des Windes und endgültiger Aufzehrung der zugänglichen Nährstoffe der Unterlage der Vergänglichkeit anheim fällt, gleichzeitig zerfällt (unter Mitwirkung der stets stark aktiven Winddestruktion) die Schlacken- und Blockschicht; Wulst- und Seil-Lava 2 mit ihren beständigeren Fliessformen — die immer unter der Oberfläche der Blocklava zu finden ist — tritt als alleinherrschende Lavaschicht hervor, ist jedoch wenig geeignet für dichtere Flechtenvegetation, da das verhältnismässig nährstoffreiche Basaltglas zusammen mit der oberen Schlacken- und Blockschicht grössten Teils verschwunden ist. Diese Seil- und Wulst-Lavaflächen bilden infolge lokaler Anhäufungen losen, von Sandwehen herbeigeführten Materials teil-

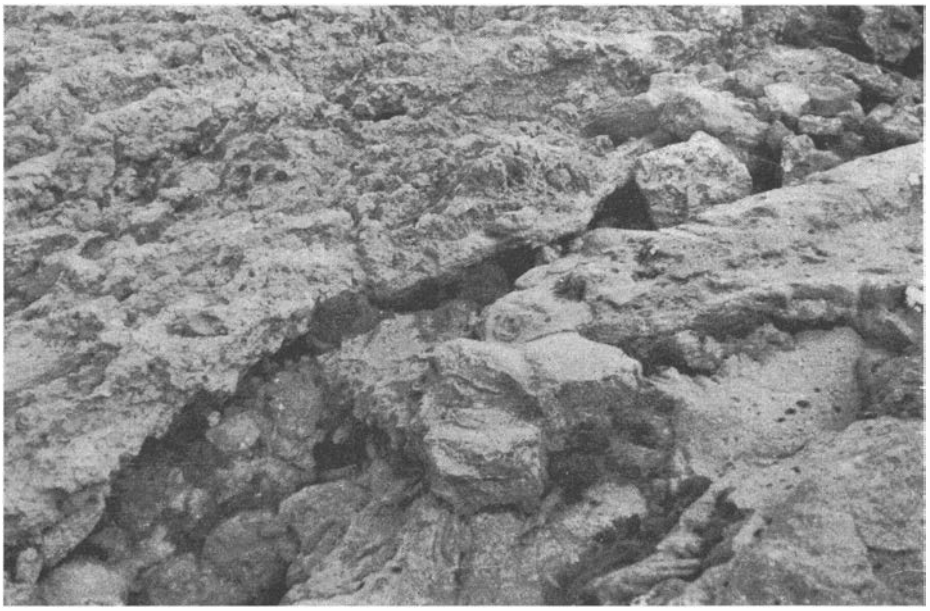


Abb. 7. Skjaldbreið, oberer Teil des Westabhangs. Schlackenkruste (links oben) auf Blocklava (rechts und Mitte), zuunterst Stricklava (Mitte und rechts unten). H. G. BACKLUND phot.

weise günstigen Boden für höhere Pflanzengemeinschaften. Die arealen Grenzen zwischen den Lavatypen 2, 3 und 4 sind also kombinierte Alters-, Höhen- und Vegetationsgrenzen. Der Beweis für die Richtigkeit der angeführten Beobachtungen und die Berechtigung der daraus abgeleiteten Schlussfolgerungen, und gleichzeitig der Beweis für den petrochemisch monogenetischen Charakter der Skjaldbreið-Lavaschichten dürfte in der Feststellung eines gleichförmigen Gasgehaltes in den verschiedenen Lavaschichten und deren unterschiedlicher Teile liegen; gleichfalls spricht eine bedeutsame Ähnlichkeit und sogar Übereinstimmung der chemischen Zusammensetzung in eben diesen Teilen auch dafür (s. u.). Es wäre noch hinzuzufügen, dass die Höhengrenzen der verschiedenen arealen Lavatypen (2—4) nicht genau mit den unteren Grenzen der durch die unregelmässig verlaufenden Terrassenkanten gekennzeichneten Lavapulsationen zusammenfallen.

Im Vorhergesagten wurde angedeutet, dass die Fliessrohrtexturen der jüngsten Lavawallungen nahe an und rings um den Kratergipfel des Skjaldbreið eine etwas verringerte Wärme der Lava selbst anzeigten, woraus natürlich folgt, dass der erste Lavastrom neben der grössten Ausbreitung die höchste Temperatur und in Verbindung damit die grösste Beweglichkeit gehabt haben muss. Diese Temperatur machte sich bis zu den distalen Kanten der Lava hin geltend, was aus folgender Beobachtung

Abb. 8. Skjaldbreið NW. Dolerit der Umrahmung im Westen. Anschmelzstreifen mit Tropfenrillen etwa 1 m oberhalb der Oberfläche der Skjaldbreiðlava. H. G. BACKLUND phot.

hervorgeht: Eine in blockige Formen aufgeteilte interglaziale Doleritlava an der westlichen Grenze des Lavafeldes weist, in einem Niveau von knapp einigen Metern *über* der anstossenden Horizontalfläche der rezenten Skjaldbreið-Lava einen horizontalen Schmelzrand auf, von dem umgeschmolzene Doleritlava in tropfenähnlichen Furchen herabgeflossen ist (vgl. Abb. 8). Diese Beobachtung bekräftigt teils die hohe Temperatur der Skjaldbreið-Lava unten am Ende des Stromes, teils ihren Gasreichtum sogar in diesem distalen Teil; schliesslich auch, dass die Reaktionen der Gase unmittelbar *über* der Lavaoberfläche eine bedeutende Steigerung der Temperatur (bis etwa 1300°) der Art hervorgerufen haben, wie sie JAGGAR (zit. nach BARTH 1939) durch direkte Messungen in dem und oberhalb des Halemaumau-Lavasees (Kilauea, Hawaii) konstatiert hat.

An das eigene, dominierende Lavaareal des Skjaldbreið schliesst sich (teilweise mit ineinander übergreifender Lagerung und in diesem Falle durch niedrigere Terrassen auf der älteren Lavaschicht markiert) rein topographisch eine Reihe jüngerer Lavaströme, die als Skjaldbreið-Satelliten anzusehen sind, denn sie treten ohne jede Spur von Sprengproduktion, mit ungestörten Stromoberflächen auf. Auch für diese gelten, abgesehen von der Grenzmorphologie bezüglich der älteren Lavaunterlage und ihrem Verhältnis zu einander, die kleinmorphologischen Einzelheiten in Bezug auf ihr Alter, die weiter oben beschrieben wurden.

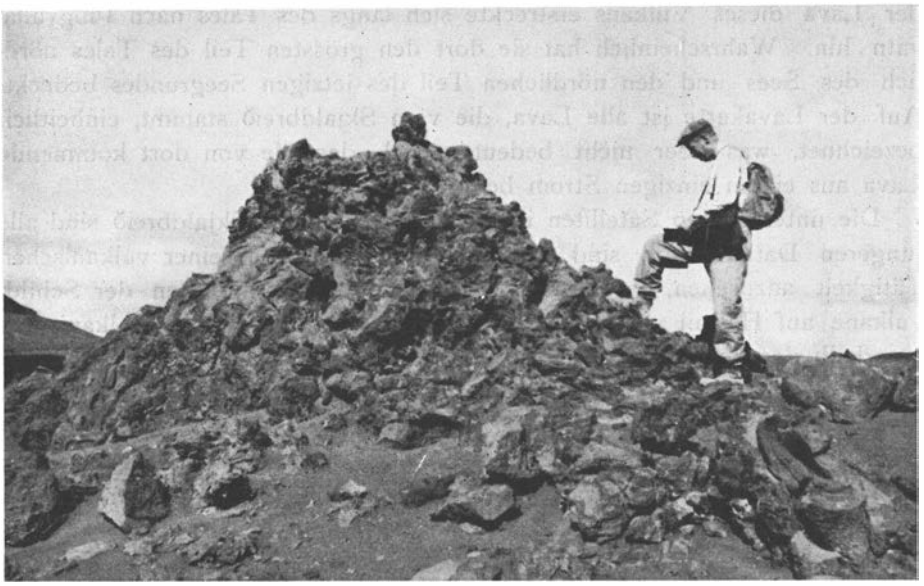


Abb. 9. Skjaldbreið SW. Hornito mit Schlacken und zusammengeschweissten Blöcken. T. TRYGGVASON phot.

Der Zentralkrater des Skjaldbreið unterscheidet sich in Form wie auch Struktur von den Kratern der jüngeren Lavafelder; er ist, gleich den Kratern der übrigen Schildvulkane, fast kreisrund, mit steilen, aus parallelen Lavaschichten gebildeten Wänden. Diese Lavaschichten treten jedoch nicht besonders deutlich hervor, da die Schichtung teilweise unter herabgestürztem Material verborgen ist. Lose Ausbruchsprodukte fehlen praktisch im Umkreise des Zentralkraters, ausgenommen scharfkantige Lavablöcke, die durch Explosion aus dem Krater heraus geschleudert wurden. Die jüngeren Krater dagegen zeigen oft spaltförmige, von Schlacken bedeckte Wände, sind aber sonst, wie der Skjaldbreið selbst, arm an losen Ausbruchsprodukten.

Die subrezenten Lavaströme, die das Gebiet von Skjaldbreið—Þingvallavatn bedecken, sind alle prähistorisch; der älteste von ihnen ist die Skjaldbreið-Lava. Wie schon gesagt wurde und wie aus der Karte ersichtlich ist, bedeckt diese bedeutende Areale und ist bis hinunter nach Þingvallavatn im Süden geflossen, eine Strecke von mindestens 25 km. Die Lava muss ausserordentlich dünnflüssig gewesen sein, da die Neigung auf dem letzten Teil der Strecke sich nur auf 57 Gradminuten beläuft (THORODDSEN 1906). Im Osten reicht die Skjaldbreið-Lava bis nach Skriðuhnjúkar und Mjóufell, auch ist es denkbar, dass ein schmaler Lavastrom bis nach Rótasandur, südlich von Hlöðufell, 12 km östlich vom Gipfel des Skjaldbreið, geflossen ist. Die hauptsächliche Stromrichtung

der Lava dieses Vulkans erstreckte sich längs des Tales nach Þingvallavatn hin. Wahrscheinlich hat sie dort den grössten Teil des Tales nördlich des Sees und den nördlichen Teil des jetzigen Seegrundes bedeckt. Auf der Lavakarte ist alle Lava, die vom Skjaldbreið stammt, einheitlich bezeichnet, was aber nicht bedeuten soll, das alle von dort kommende Lava aus einem einzigen Strom besteht (vgl. oben).

Die untersuchten Satelliten in der Umgebung des Skjaldbreið sind alle jüngeren Datums und sind als direkte Fortsetzungen seiner vulkanischen Tätigkeit anzusehen, gewissermassen den Flankeneruptionen der Schildvulkane auf Hawaii vergleichbar, oder auch dem parasitären Vulkanismus innerhalb der Peripherie mancher Stratovulkane (z. B. des Ätna).

Ihr Verhältnis zum Zentralvulkan kann durch folgende Überlegungen beleuchtet werden. Während der Skjaldbreið in die Höhe wuchs, vermehrte sich der hydrostatische Druck und damit der Widerstand in seinem Zentralkrater. Als der Krater seine jetzige Höhe erreichte, war der Widerstand gegen die Ausbruchsversuche des Magmas längs der Schwächezone und der Spalten in seitlicher Richtung geringer als der Widerstand der Magmasäule im Zentralkrater. Beim Eintritt dieses Stadiums hörte die vulkanische Tätigkeit des Zentralkraters auf, und es begannen Spalteneruptionen südlich des Vulkans, im Tale östlich von Tindaskagi und Hrafnabjörg.

Von den jüngeren Lavaströmen dürfte der auf dem Abhange zwischen der nordöstlichen Ecke des Þingvallavatn und Hrafnabjörg gelegene wohl der älteste sein (2). Nach Allem zu schliessen, stammt dieser Lavastrom von Kraterspalten östlich von Hrafnabjörg, wahrscheinlich von derselben Spalte wie der benachbarte Lavastrom (3) im Westen davon. Seine ursprüngliche Ausbreitung, besonders nach Osten, möglicherweise auch nach Süden, dürfte wesentlich grösser gewesen sein, als jetzt sichtbar ist. Im Westen wird er von einem Lavastrom (3) überdeckt, der aus dem Tal östlich von Tindaskagi floss; letztgenannter überdeckt die Skjaldbreið-Lava im östlichen Teil des Þingvallatales; die Abgrenzungen gegen letztgenannte Lava sind unklar und schwer zu verfolgen. Niedrigere Lavaterrassen, in nördlicher Richtung hinziehend, etwa 1 km westlich des Hofes Skógakot, sowie kleine Abstufungen und Lavahügel weiter nördlich deuten an, wo die Grenze verläuft.

Gjábakkahraun (4) wird im Osten von einem Lavastrom (5) überlagert, der von einer Kratergruppe, Eldborgir, westlich von Kálfstindar, herrührt. Diese Lava hat sich bis nach Þingvallavatn, zwischen Arnarfell im Westen und Sog im Südosten ergossen, während sie östlich bis zu ein paar kleineren Bergseen südöstlich von Reydarbarmur vorgedrungen ist, dessen nördlicher Teil von einer Reihe minderer Ströme von Eldborgir überschwemmt worden ist, sowie von einigen kleinen Kratern, die weiter nach SSW auf der Fortsetzungslinie von Eldborgir gelegen sind.

Abb. 10. Skjaldbreið SW. Hornito mit Schornstein und schichtiger Lava.
H. G. BACKLUND phot.

Eine deutlich sichtbare Lavagrenze besteht südlich von Þjófahnjúkur, östlich von Hrafnabjörg. Der Lavastrom im Norden (12) ist jüngeren Datums als die Lava im Süden (4). Er sieht frisch aus, die Vegetation ist äusserst spärlich, viel geringer als auf dem Lavastrom (3) nordwestlich von Hrafnabjörg. Das Gebiet nordöstlich dieses Berges ist nicht durchforscht worden, daher ist die punktierte Grenze zwischen 3 und 12 nur als angenähert anzusehen; das Gleiche gilt auch für die Altersrelationen zwischen 12 und den kleinen Strömen im Süden.

Auf der Lavaebene westlich des Skjaldbreið finden sich drei kleine Hornitos (Abb. 9 und 10), während nahe der Grenze zwischen der Skjaldbreið-Lava und dem Dolerit im Westen ein Miniaturvulkan, wie ein Kuchen geformt, sich über die Westkante der Skjaldbreið-Lava ausbreitet. Da er über der letztgenannten Lava liegt, ist er eindeutig jünger als diese, aber seine Altersrelation zu den Tindaskagi—Hrafnabjörg-Lavaströmen ist nicht feststellbar. Möglicherweise steht dieser Kleinvulkan im gleichen

genetischen Verhältnis zum Skjaldbreið wie die Epigonen im Süden; denkbar wäre aber auch, dass es sich hier um eine späte Mobilisierung von Basalt aus den unteren Niveaus der grossen Lavadecke handelt, die also nicht in offener Verbindung mit dem zentralen Magmaherd des Skjaldbreið stand.

Die an der NW-Flanke des Skjaldbreið beobachtete Erhöhung wurde nicht aufgesucht; hier scheint es sich — nach der roten Eisenoxyd-Farbe zu urteilen — eher um einen Hornito als um einen Palagonithügel zu handeln. Ungefähr 50 m westlich des Zentralkraters befindet sich in Höchstposition ein kleiner Hornito; diese drei Gruppen von Hornitos in unterschiedlicher Höhenlage weisen auf einen Gasgehalt von beträchtlicher Menge, aber nicht von katastrophaler Auswirkung innerhalb der Hauptlava hin.

V. Der Gasgehalt der Laven.

Die gesamte Skjaldbreið-Lava ist verhältnismässig reichlich von Blasen durchsetzt. Das Volumen dieser Blasen wurde in 10 Handstücken mit Hilfe des spezifischen Gewichts bestimmt; dieses wieder wurde teils an den in Paraffin eingebetteten Handstücken mittels der WALKER- und LA TOUCHE-Wage, teils an pulverisiertem Basalt pyknometrisch bestimmt, wonach das Volumen der Gasblasen berechnet wurde.

In der Regel sind die Blasenräume rund oder elliptisch geformt. Mitunter sind sie schichtenweise oder fluidal (Abb. 11) angeordnet, aber am häufigsten sind sie unregelmässig, jedoch relativ gleichmässig in der Lava (Abb. 12) verteilt.

Tabelle I.

Handstück	I: 12	I: 14	I: 15	I: 17	II: 5	II: 10	II: 14	II: 18	II: 12	II: 16
Sp. G. mit Blasen . . .	2,05	2,13	2,25	2,36	2,21	2,21	2,40	2,33	2,40	2,43
Sp. G. ohne Blasen . .	2,96	3,01	3,00	3,07	2,95	3,05	3,05	3,08	3,05	3,05
Blasenvolumen %	30,8	29,4	25,0	23,0	25,1	27,5	21,4	24,4	21,4	20,4

Was man zunächst aus der Tabelle herauslesen kann, ist, soweit es sich um die Skjaldbreið-Lava handelt, eine mässige Abnahme des Gehaltes an Gasblasen mit wachsender Entfernung vom Zentralkrater. Wohl dürfte auch der geschmolzene Basalt etwas von seinem Gasgehalt auf seinem Weg an die Oberfläche abgeben. Die Probe I: 15 nimmt hierbei eine Sonderstellung ein, da sie von einem aus dem Krater herausgeschleuderten Block herrührt, der verhältnismässig langsam, wahrscheinlich unter ruhigen Verhältnissen, kristallisiert hat.

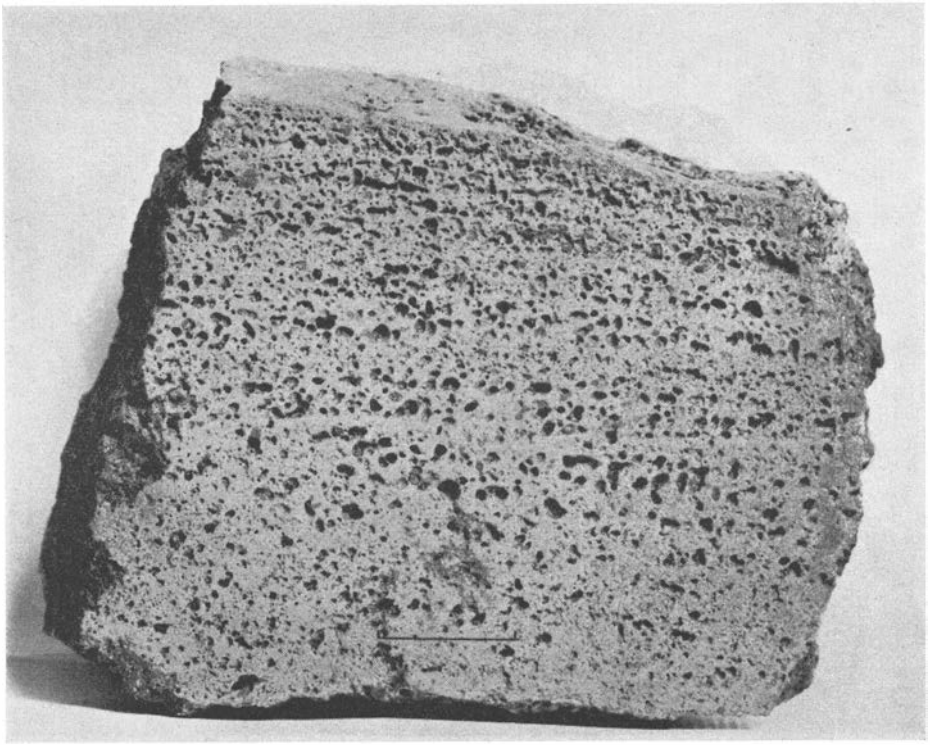


Abb. 11. Skjaldbreið SW. Handstück I: 17. Gasblasen schichtweise angeordnet. Masstab 2 cm. A. SAGERHOLM phot.

Das Handstück II: 5 entspricht einer mikrokristallinen, etwas glasigen Lava, nur 1 km von der Eruptionsstelle entnommen. Sein Blasenvolumen ist ca. 5 % geringer als das der glasigen Handstücke I: 12 und I: 14, die ungefähr 1 km vom Skjaldbreiðkrater gesammelt wurden. Handstück II: 10 enthält etwas mehr Blasen, wenn es auch vollkommen kristallinisch ist. Am wenigsten Blasen zeigten die Handstücke II: 12 und II: 16, die beide aus der satellitischen Lava der Krater nordöstlich von Hrafnabjörg stammen.

Es wäre voreilig, aus der Häufigkeit der Gasblasen, oder dem Unterschied im Gasvolumen der verschiedenen Handstücke, bestimmte Schlussfolgerungen zu ziehen. Der Gehalt an Gas beruht auf der Tiefe, in welcher der durch das betr. Handstück repräsentierte Lavablock erstarrt ist. In einer Tiefe von 3—4 m nimmt die Gasmenge in geschmolzenem Basalt nur das halbe Volumen ein, das die gleiche Menge an der Oberfläche hat. Handelt es sich um Blocklava, kann man nicht sicher wissen, in welcher Tiefe die verschiedenen Blöcke oder auch nur die unterschiedlichen Teile eines Blockes erstarrt sind. Um ein genaues Bild der Relationen der ver-

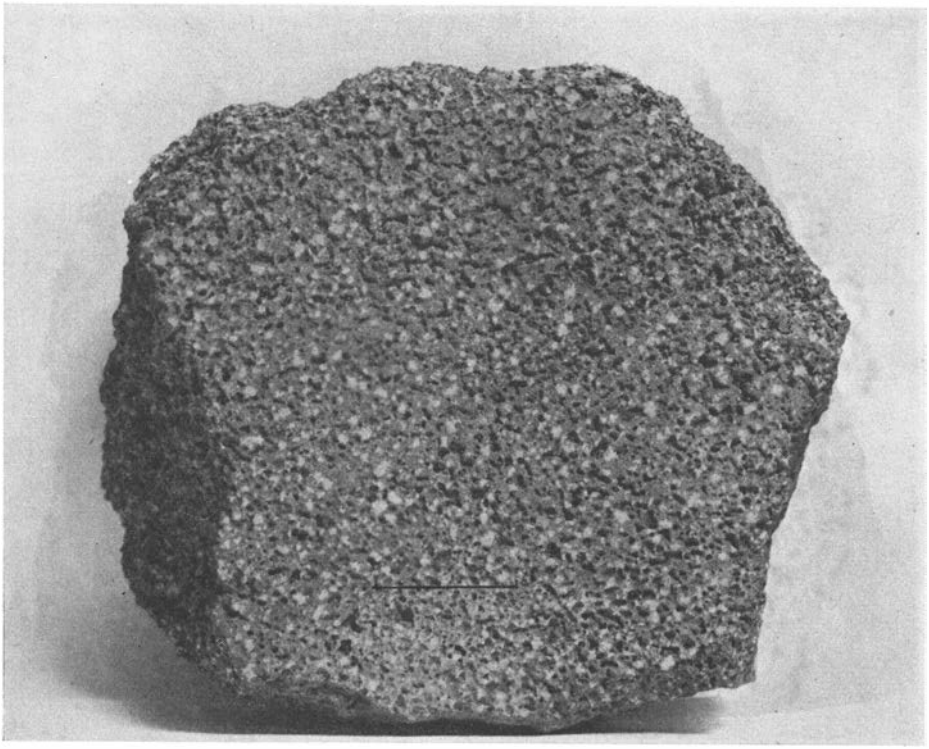


Abb. 12. Skjaldbreið, Westabhang. Handstück I: 12 (Analyse II). Poröse Lava mit ungeordneten Gasblasen. Aggregate von Plagioklaskristallen (weiss). Masstab 2 cm. A. SAGERHOLM phot.

schiedenen Lavaströme bezüglich ihres Gasgehaltes zu erlangen, muss man diese Aufgabe statistisch angreifen und zehn und mehr Bestimmungen von Gasblasen in jedem Strom vornehmen.

Da man in den Lavawüsten Islands meist einzig auf menschliche Arbeitskraft angewiesen ist, ist es kaum durchführbar, derartige Mengen von Handstücken zu sammeln, wie sie zur Durchführung einer solchen statistischen Untersuchung notwendig wären.

Immerhin gibt die angeführte Tabelle ein Gesamtbild des Gasgehaltes der untersuchten Lava, der zwischen 20 und 31 Volumenprozent liegt. Auch geht daraus hervor, dass der Gasgehalt ungefähr gleich gross in den verschiedenen Teilen der Skjaldbreið-Lava und den jüngeren Lavaströmen ist. Unter der fortdauernden Entwicklung der vulkanischen Aktivität ist kaum eine wesentliche Verschiebung der Verhältnisse, die auf einen monogenetischen Verlauf der Lavatätigkeit im Sinne der auf S. 278 gegebenen Definition hindeutet, zu vermuten.

VI. Petrographie.

Die untersuchten Lavaproben sind einander makroskopisch und mikroskopisch ziemlich ähnlich; die frische Bruchfläche ist grau, mitunter mit einem schwachen violetten Schimmer. Blasenräume sowie andere nicht verwitterte, natürliche Oberflächen sind mit einer dünnen, oft glasartigen Schicht, die etwas dunkler als die Bruchfläche ist, überzogen. Die Lava in den grösseren Strömen ist holokristallin, mit Ausnahme von etwas schwarzem Glas, das in der Hauptsache die Wände der Gasblasen bekleidet (Abb. 13). Obwohl die Lava an der Oberfläche Fliess-Strukturen aufweist, und die Gasblasen ab und zu in bestimmten Richtungen geordnet sind, konnte keine regelmässige Richtungsordnung der Kristalle bemerkt werden. Man könnte am Besten die Struktur als diabaskörnig oder subophitisch (KROKSTRÖM 1932) bezeichnen (Abb. 14).

Da die kleineren Ströme schneller erstarrt sind, hat ihre Kristallisation eher aufgehört als die der grossen Ströme. Daher ist hier die Grundmasse mikrokristallin oder hypokristallin (Abb. 15).

In den meisten Schliffen konnten 2 Mineralgenerationen festgestellt werden. Die ältere ist durch Einsprenglinge vertreten, die vor der Eruption auskristallisiert haben. In der Skjaldbreið-Lava finden sich Einsprenglinge relativ grosser (Maximaldurchmesser bis zu 1 mm) und gut entwickelter Kristalle, die oft glomerophyrisch in Gruppen oder Aggregaten bis zu 2—3 mm Grösse auftreten. Diese Einsprenglinge bestehen aus Olivin,

Abb. 13. Skjaldbreið SW. Handstück I: 18 (Analyse III). Schwarzes Glas an den Blasenwänden. Gew. Licht. Vergr. 50 : 1. T. TRYGGVASON phot.

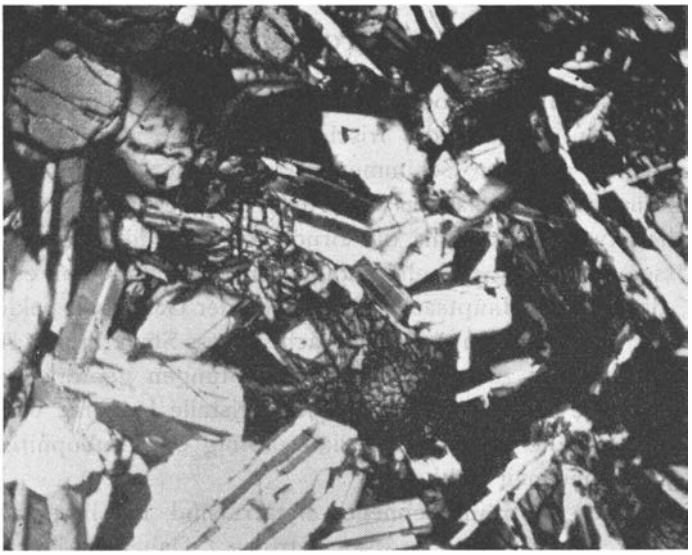


Abb. 14. Skjaldbreið. Loser Block vom Kraterrand. Handstück I: 15 (Analyse I). Subophitische Struktur. Gekr. Nic. Vergr. 40 : 1. T. TRYGGVASON phot.

Plagioklas und Pyroxen, dazu kommen in unwesentlichen Mengen kleine Würfel aus Erz. Die meisten optischen Bestimmungen wurden an Einsprenglingen ausgeführt. Die Minerale der Grundmasse sind im Allgemeinen zu klein, um sich bestimmen zu lassen. Ob sich unter den Mineralen der Grundmasse auch Olivin befand, liess sich nicht mit Sicherheit feststellen.

Olivin kommt in klaren, frischen, gelblich-olivengrünen Kristallen, ohne jede Spur von Umwandlung, vor; meistens ist er idiomorph, mitunter kann er etwas abgerundete Kanten haben. Die übliche Grösse hat einen Durchmesser von 0,5 mm, die Maximalgrösse einen solchen von über 2 mm.

Der Olivin enthält Einschlüsse, am häufigsten kleine Erzwürfel, sowie amorphe, runde oder elliptische Glastropfen, gewöhnlich mit unbeweglicher Gaslibelle. Diese Glastropfen mit einem Durchmesser von 0,01—0,02 mm haben häufig eine gelbe Farbe und wesentlich niedrigere Lichtbrechung als der Olivin. Seltener sind etwas grössere (ca. 0,1 mm Durchmesser), unklare, rhombische Einschlüsse (Abb. 16) mit schwacher Doppelbrechung, diese ebenfalls mit etwas geringerer Lichtbrechung als die des Olivins. Die Einschlüsse sind streifenförmig oder parkettähnlich gebaut, mit dunklen stabförmigen Einschlüssen. Die etwas abgerundete, rhombische Form stimmt mit der kristallographischen Orientierung des einschliessenden Minerals überein; wahrscheinlich stellt sie die Negativform des Olivins dar.

ERNST (1925) hat Olivinvorkommen in tertiären Basalten von Önun-

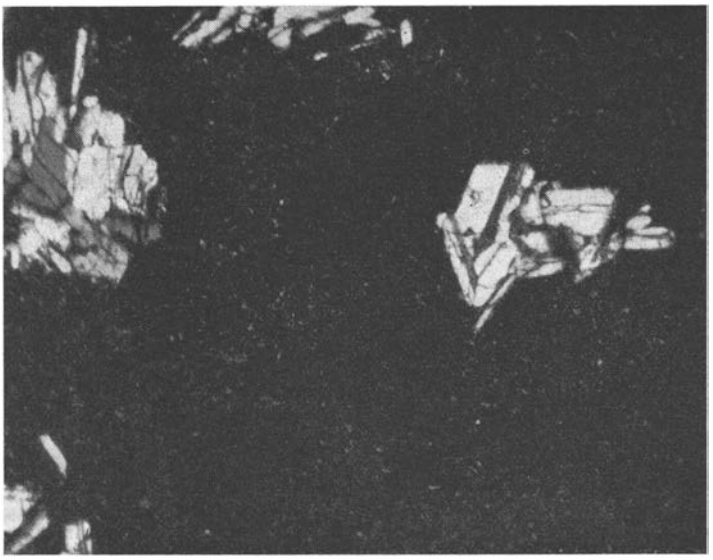


Abb. 15. Skjaldbreið, Westabhang. Handstück I: 14. Glomerophyrische Struktur in der hypokristallinen Grundmasse mit Gasblasen (tiefschwarz). Gekr. Nic. Vergr. 50 : 1. T. TRYGGVASON phot.

darfjörður auf Island beschrieben; in diesen Olivinen wurden Einschlüsse gefunden, »schmutzig grünbraune Gäste von stets merklich dunklerer Farbe als der Wirt. Sie wechseln in der Grösse von 0,01—0,20 mm; die kleineren Einschlüsse pflegen zahlreicher aufzutreten» (S. 136). ERNST berichtet auch von opaken Körnern von unregelmässiger resp. dreieckiger oder rhombischer Gestalt mit abgerundeten Kanten, von einem »nicht pleochroitischem Hof von dunklerer Farbe als der Wirt» umgeben. ERNST glaubt, dass diese Einschlüsse Spinell sein könnten.

Die erstgenannten Einschlüsse sind vielleicht mit den hier beschriebenen glasigen Einschlüssen vergleichbar, wenn auch die Farbe eine andere ist und nur eine Blase in jedem Einschluss festzustellen war. Die — nach ERNSTs Vermutung — Spinelle sind eventuell mit den hier angetroffenen Erzkörnern identisch, obgleich in der jungen Skjaldbreið-Lava die dunkle Aureole rund um die Körner fehlt.

Untenstehende Tabelle zeigt, dass der Olivin aus Önundarfjörður dem vom Skjaldbreið, was die chemische Zusammensetzung betrifft, ähnlich ist, wenn auch die Variationsbreite etwas grösser ist. Der Olivin aus Þjórsárdalur (NOE-NYGAARD 1941) dagegen weist einen etwas höheren Mg-Gehalt auf.

Weder Zonarität noch Achsendispersion konnte im Olivin wahrgenommen werden, dagegen ist Auslöschungsdispersion recht allgemein. Von den Erzkörnern abgesehen, ist der Olivin am ältesten unter den Einsprenglingen. Wenn auch selten, so kommt es doch vor, dass die Randpartie

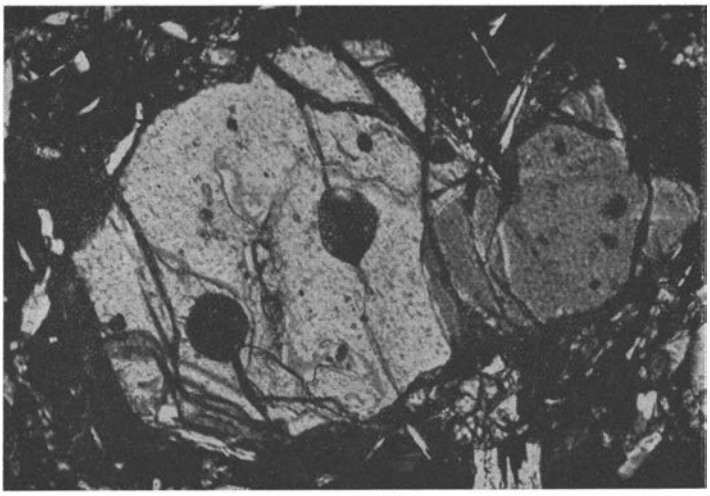


Abb. 16. Skjaldbreið SW. Handstück I: 18 (Analyse III). Olivin mit Einschlüssen. Gekr. Nic. Vergr. 85 : 1. T. TRYGGVASON phot.

eines Olivinkristalls um einen Plagioklas herum gewachsen ist; dies bedeutet, dass der Plagioklas teilweise gleichaltrig mit dem Olivin ist. Zwillingsbildungen sind selten, jedoch wurde ein Zwilling nach (110) angetroffen.

Der optische Achsenwinkel des Olivins wurde mit dem Universaldrehtisch nach NIKITINS Methode, sowie auch nach der Methode der charakteristischen Auslöschung bestimmt (BEREK 1924). Die Lichtbrechung wurde nicht an den gleichen Individuen wie der optische Achsenwinkel bestimmt, sondern an orientierten Splittern (mit der Immersionsmethode in Natriumlicht).

Sämtliche Bestimmungen vermitteln ein recht einheitliches Bild der chemischen Zusammensetzung des Olivins. Aus der Tabelle geht hervor, dass der Olivin ein Chrysolith ist, der zwischen 11—24,5 mol. % Fa enthält.

Des Weiteren ergibt es sich, dass der Olivin in den kleinen Lavaströmen südlich des Skjaldbreið dieselbe chemische Zusammensetzung zeigt wie in der Skjaldbreið-Lava.

Ein Handstück eines aus dem Skjaldbreið-Zentralkrater (I: 15) emporgeschleuderten Blockes weist die grösste Variationsbreite bezüglich der Zusammensetzung des Olivins auf. Dieses beruht möglicherweise darauf, dass hier die Lava so langsam erstarrte, dass eine Serie mit wachsendem Fayalitgehalt sich als Einsprenglinge ausbilden konnte. Irgendwelche Zonarität konnte aber in den verschiedenen Olivinkristallen nicht nachgewiesen werden.

Unter den Einsprenglingen der Skjaldbreið-Lava ist der Plagioklas

Tabelle II.

Die Olivine.

Handstück	$2V_\alpha$	Mol. % Fa nach BACKLUND 1909	Mol. % Fa nach WINCHELL 1933	N_D	Mol. % Fa nach BACKLUND 1909	Mol. % Fa nach WINCHELL 1933
Lava von Skjaldbreið.						
I: 4	89° 50′	12	14	$\alpha = 1{,}670 \pm 0{,}002$	18	18
				$\beta = 1{,}693$	18,5	19,5
I: 12				$\alpha = 1{,}674 \quad 0{,}004$	20	20
				$\beta = 1{,}692 \quad 0{,}003$	18,5	19,5
				$\gamma = 1{,}708 \quad 0{,}003$	18	18,5
	85° 30′	21	24,5			
	86° 30′	19	22			
	88° 56′	14	16	$\alpha = 1{,}6805 \quad 0{,}0025$	23,5	23
I: 15	89° 01′	12,5	15,5	$\beta = 1{,}698 \quad 0{,}002$	20,5	22,5
	90° 12′	11	13	$\gamma = 1{,}7136 \quad 0{,}0025$	20,5	21
	88° 00′	15,5	18,5			
I: 16	86° 30′	19	22			
I: 18	89° 30′	13	15			
II: 14				$\alpha = 1{,}670 \quad 0{,}002$	18	18
				$\beta = 1{,}691 \quad 0{,}002$	17,5	19
				$\alpha = 1{,}668$	17	16,5
II: 18	87° 47′	16	19	$\alpha = 1{,}672$	17,5	19
				$\beta = 1{,}692 \quad 0{,}003$	18,5	19,5
Lava der Kleinvulkane.						
II: 1				$\alpha = 1{,}670 \quad 0{,}002$	18	18
				$\beta = 1{,}691 \quad 0{,}002$	17,5	19
II: 2	86° 56′	18	21			
II: 16	88° 23′	15	17			
Lava von Thjórsárdalur (NOE-NYGAARD 1941).						
	90°	11	13			
	90°	11	13	$\alpha = 1{,}660$	9	9
	91°	9	10	$\gamma = 1{,}690$	13	13
	92°	7	8			
Olivin von Önundarfjörður (ERNST 1925).						
Präp.						
1	92° 10′	7	8	$\alpha = 1{,}6582$	9	8
				$\gamma = 1{,}6885$	9	9
2	91° 09′	9	10	$\alpha = 1{,}6605$	13	13
				$\gamma = 1{,}6970$	13	14
3	90° 50′	9	10	$\alpha = 1{,}6613$	13,5	13
				$\gamma = 1{,}6982$	13,5	13
4	90° 16′	11	12	$\beta = 1{,}6795$	12,5	14
				$\gamma = 1{,}6984$	13,5	14

Präp.	$2V_\alpha$	Mol. % Fa nach BACKLUND 1909	Mol. % Fa nach WINCHELL 1933	N_D	Mol. % Fa nach BACKLUND 1909	Mol. % Fa nach WINCHELL 1933
5	90° 03′	11	13	α = 1,6627	14	14
				γ = 1,6997	14	14
6	90° 02′	11	13	α = 1,6630	14	14
				β = 1,6812	13	14
				γ = 1,7001	14	14,5
7	89° 54′	11,5	13	β = 1,6815	13	14
				γ = 1,7003	14	14,5
8	89° 53′	11,5	13	α = 1,6638	15	14,5
				β = 1,6820	14	15
				γ = 1,7009	14,5	15
9	87° 15′	18	21	α = 1,6761	21	21
				β = 1,6962	20	21,5
				γ = 1,7152	21	22
10	86° 25′	19	22	α = 1,6802	23	23
				β = 1,7009	22	24
				γ = 1,7197	23	24
11	86° 05′	19,5	23	α = 1,6818	24	24
				β = 1,7028	23	25
				γ = 1,7215	24,5	24,5

am reichlichsten vertreten. Seine Form und Grösse schwankt stark, am häufigsten sind Leisten nach (010) ausgezogen, oft bis zu und über einen 1 mm lang. Die Einsprenglinge von Plagioklas, die meist gruppenweise vorkommen, sind unverändert, Einschlüsse fehlen, abgesehen von dem einen oder anderen Erzkorn; Zonarstruktur ist sehr häufig. Am Gewöhnlichsten ist dabei — zu mindesten in den grösseren Kristallen — eine einheitliche Zentralpartie, während eine schmale, scharf abgegrenzte Randzone abnehmenden Gehalt von Anorthit zeigt (Typ B nach LARSSON 1940). Gleichmässig sich vom Zentrum nach aussen vermindernder Anorthitgehalt (Typ A) kommt auch oft vor, wie auch oszillierende Zonarität zwischen einheitlichen Kernen und normaler Randpartie (Typ C).

Zwillinge und Anorthitgehalt wurden mit dem Universaldrehtisch gemäss BEREK (l. c.) bestimmt.

Unter den Zwillingen herrschen Albit- und Karlsbaderzwillinge vor. Von 55 bestimmten Zwillingen sind 24 Albit-, 22 Karlsbader- und 9 Albit-Karlsbader-Zwillinge. Möglicherweise wurde auch ein Periklinzwilling angetroffen, aber seine Bestimmung war unsicher. Einige Male wurde eine diagonale Zwillingsgrenze wahrgenommen, was auf Bavenozwillinge hindeutet, jedoch wurden keine dieser Zwillinge optisch bestimmt.

Bei einigen Albit-Karlsbaderzwillingen liess sich eine kleine (ca. 0,01 mm breite) Lamelle in der Zwillingsnaht zwischen den gemessenen Individuen beobachten, jedoch war dieselbe zu dünn, als dass sie hätte bestimmt

Tabelle III.

Die Plagioklase.

Handstück, Lager und Nummer	Zwillingsgesetz	Zonarität	An-Gehalt nach NIKITIN	An-Gehalt nach BEREK	Korngrösse in mm
Lava von Skjaldbreið.					
I:4	A—K		76	75	
	K		90	86	
I:10	P?		89	85	
	A		90	86	
I:11	A—K		86	83	0,7×0,4
	A		83	81	0,3×0,2
	A	n. z.	86	84	0,25×0,2
I:12	A	n. z.	85	83	1,0×0,25
	A	n. z.	82	80	0,8×0,3
	A	n. z.	83	81	
I:14	A		86	78	
	A		87	82	
	K	z.	84	80	0,8×0,25
	K	n. z.	85	82	0,8×0,3
I:15	A	z.	82	82	0,6×0,2
	A—K	Kern	90	85	
		Hülle	76	72	
	K	e. z.	72	71	0,4×0,15
I:16	A	n. z.	85	85	0,5×0,3
	K	n. z.	83	81	
	A		67	65	0,3×0,15
I:17	A	e. z.	69	68	0,25×0,1
	K	n. z.	82	77	0,5×0,2
I:18	K	e. z.	74	72	0,6×0,1
	K	n. z.	73	70	0,2×0,1
I:20		z.	76	79	0,3×0,05
	K		81		0,35×0,2
II:13	A		87	84	0,15×0,1
	K	z.	81	78	0,25×0,1
	K	n. z.	77	75	0,15×0,15
II:14	K		82	84	0,25×0,1
	A—K		82	80	0,4×0,1
II:17	K	n. z.	82	80	0,2×0,1
	A—K	n. z.	80	78	0,25×0,1
	A		81	81	0,4×0,2
II:18	A		80	82	0,35×0,15
	K		81	81	0,3×0,1
Lava von den Kleinvulkanen.					
II:1	A	n. z.	77	77	0,35×0,1
	A		73	72	0,3×0,05
II:2	K		86	87	
II:8	K		81	77	0,3×0,05
II:10	K		73	74	0,15×0,05
	A	e. z.	89	89	1,2×0,35
II:11	A—K	n. z.	94	91	0,4×0,2
	K		68	68	0,2×0,05
	A		74	77	0,15×0,05
	A—K	e. z.	80	79	1,1×0,3
	K	n. z.	82	82	1,4×0,5
II:16	A	n. z.	79	79	1,1×0,6
	A		80	83	0,3×0,05
	A		74	74	0,15×0,05
II:19	K		81	85	0,4×0,1
	K		86	84	0,25×0,25
II:20	K		84	82	
II:21	A—K		80	82	0,65×0,25
	A		82	83	1,5×0,8
II:22		n. z.	87	85	1,3×0,7
	A		79	81	0,2×0,1

A = Albitzwilling. K = Karlsbaderzwilling. A—K = Albit-Karlsbaderzwilling.
P = Periklinzwilling.
z = zonar. e. z. = etwas zonar. n. z. = nicht zonar.

werden können; die Möglichkeit scheint aber nicht ausgeschlossen zu sein, dass diese sich in Zwillingsstellung gemäss dem Albitgesetz im Verhältnis zu dem einen, gemäss dem Karlsbadergesetz im Verhältnis zu dem anderen gemessenen Individuen befindet. Dies kann bedeuten, dass die wirkliche Anzahl komplexer Albit-Karlsbaderzwillinge nicht so gross ist wie angegeben wurde, sondern dass ein Teil von ihnen Doppelzwillinge darstellt, ein Albit- + ein Karlsbaderzwilling.

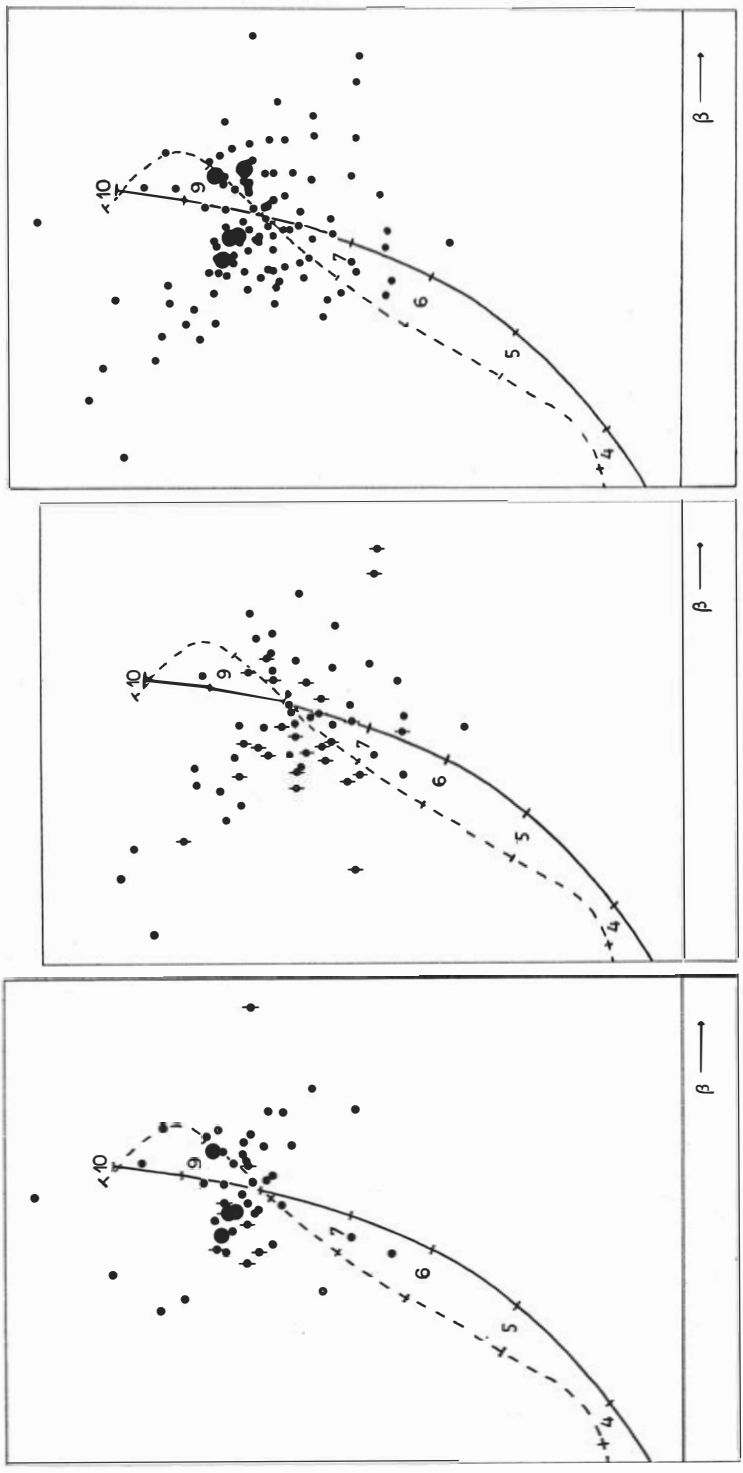
Wie die Tabelle anschaulich macht, ist der Plagioklas relativ basisch, nur drei Bestimmungen ergeben Werte unter 70 % An, die Mehrzahl liegt über 80 %. Der summarische Mittelwert ist ziemlich exakt = 80 % An.

Für Bestimmungszwecke wurden überwiegend relativ grosse, homogene und gut entwickelte Kristalle gewählt, die meistens nicht nennenswert zonar waren. Bei zonaren Kristallen wurde der optisch homogene Kern, also der am stärksten basische Teil, bestimmt. Man darf daher erwarten, dass die erhaltenen Werte durchweg den höchsten vorhandenen Anorthitgehalt repräsentieren. Die einzige zuverlässige Bestimmung für Kern wie auch Marginalzone in einem zonar gebauten Kristall weist einen Unterschied von 10—15 % im Anorthitgehalt zwischen Kern und Randpartie auf.

Um das Verhältnis zwischen der Grösse der Kristalle und ihrem Anorthitgehalt anschaulich zu machen, wurde folgende Diagramme 1—3 (S. 303), auf 46 Bestimmungen der Normalen ⊥ (010) basierend, aufgestellt.

Aus den Diagrammen geht hervor, dass der Schwerpunkt des Anorthitgehaltes der grösseren Plagioklas-Einsprenglinge bei über 80 % Anorthit (83 %) liegt, der der kleineren unter 80 % (78 %); erstere repräsentieren also einen basischen, letztere einen sauren Bytownit. Dies beweist, dass die grössten Kristalle sich zuerst in dem basaltischen Magma, die kleineren in einem späteren Stadium auszukristallisieren begannen, als der Kalziumgehalt des Magmas geringer geworden war, und gibt also eine weitere Erklärung des hohen Anorthitgehaltes, da ja im Allgemeinen die Bestimmungen an den grössten Kristallen vorgenommen wurden. Die kleinen Plagioklase der Grundmasse dürften kalkärmer sein. Zur Zeit ihrer Bildung hatten sich die Ca-Ionen nicht nur auf Grund der Kristallisation des basischen Plagioklases vermindert, in diesem Stadium ist auch ein weiterer Teil Ca-Ionen bei der Bildung von Diopsid verbraucht worden.

Einsprenglinge von Pyroxen sind häufig in der Skjaldbreið-Lava; sie kommen in einigen Trümmern von unregelmässiger Form vor und haben eine lichte, blaugrüne Farbe. Pleochroismus oder Achsendispersion konnte nicht festgestellt werden. Gewöhnlich ist die Auslöschung einheitlich, aber auch Sanduhr-Struktur kommt vor; besonders im Pyroxen der Grundmasse ist zuweilen die Auslöschung etwas fleckig, gewellt oder zoniert, wenn auch die Zonarität zu schwach ist, um quantitativ bestimmbar zu sein. Die Pyroxeneinsprenglinge schliessen mitunter kleine Plagioklaskörner ein, sonst sind Einschlüsse selten.



1. Grössere Plagioklase aus den Laven von Skjaldbreið (schwarze Kreise) und der Kleinvulkane (Kreise mit Vertikalstrich).

2. Kleinere Plagioklase

3. Gesamtbild.

Der optische Achsenwinkel der Pyroxene wurde mit Hilfe des Universaldrehtisches gemäss NIKITINS Methode (BEREK) bestimmt, c/γ des gleichen Kornes nach BURRIS (1931) Konstruktion, die Lichtbrechung schliesslich durch zwei orientierte Schnitte nach der Immersionsmethode.

Tabelle IV.

Die Pyroxene der Skjaldbreið-Lava.

Handstück	$2V_\gamma$	c/γ	Handstück	$2V_\gamma$	c/γ	ND
I:4	34° 50′ 48° 20′ 47° 04′ 47° 20′	38° 33°(?) 34°	I:16	46° 30′ 50° 48′ 58° 00′ 53° 50′	43° 32°(?) 37°	α = 1,6905 ± 0,0025 γ = 1,708 ± 0,003
I:12	55° 40′ 57° 24′	36° 29°(?)	I:18	56° 30′	45°	α = 1,6955 ± 0,0025 γ = 1,7135 ± 0,0025
I:15	51° 58′ 49° 54′	40° 41°	I:20	58° 46′ 52° 36′ 54° 44′	41° 35° 36°	

Wie aus der Tabelle zu ersehen ist, variieren die optischen Konstanten ziemlich stark, mit Ausnahme der Lichtbrechung, die in beiden Bestimmungen innerhalb des Rahmens der Fehlergrenzen übereinstimmen. Besonders stark schwankt c/γ. Wie KROKSTRÖM (1936, S. 155) angibt, können c/γ und $2V_\gamma$ unabhängig von einander variieren. Später (1942, S. 21) kommt KROKSTRÖM zu dem Schlussatz, der $CaSiO_3$-Gehalt eines basaltischen Klinopyroxens könne mit annehmbarer Genauigkeit mit Hilfe von $2V_\gamma$ bestimmt werden, während c/γ nur geringer Wert beizumessen sei, wenigstens insoweit, als es das Verhältnis $MgSiO_3 : FeSiO_3$ zu bestimmen gilt.

Die hier bestimmten Pyroxene lassen sich nur ausnahmsweise in WINCHELLS (1933) Diagramm einfügen, wenn $2V_\gamma$ und c/γ berücksichtigt werden sollen, und dies ist noch weniger möglich, wenn die Lichtbrechung in Rechnung gezogen wird. Etwas günstiger, wenn auch keineswegs zufriedenstellend, ist das Resultat für $2V_\gamma$ und N allein, da hierbei die Doppelbrechung nicht mit $2V_\gamma$ konvergiert.

Gemäss einer geometrischen Analyse, ausgeführt an dem Handstück I:15 (siehe Anal. 1, S. 307), ist der modale oder aktuelle Plagioklasgehalt des Gesteins weit geringer als der normative, d. h. ein bedeutender Teil des Al_2O_3-Gehalts der Lava muss in dem Pyroxen gebunden sein. Möglicherweise ist der Aluminiumgehalt die Ursache der Divergenz zwischen $2V_\gamma$ und der Doppelbrechung. Die höchsten Werte von $2V_\gamma$ dürften also Diopsidaugit repräsentieren, während der geringste Wert — $2V_\gamma = 34° 50′$ — einem Pigeonit entspricht.

An kleinen Pyroxenanteilen der Grundmasse wurden Messungen von $2V_\gamma$ mittels des Mikrometerokulars im Schnitt $\perp \gamma$ vorgenommen, von

denen die Mehrzahl den Wert $2V_\gamma > 50°$, einige jedoch einen solchen zwischen 35° und 40° ergaben. Diese Messungen beweisen, dass in der Grundmasse zwei Arten von Pyroxen, ein diopsidischer und ein pigeonitischer, vorkommen.

Das war, nach BARTH (1936 S. 326), auch zu erwarten, der zwei Arten Pyroxen in den porösen Basalten Islands beschrieben und gezeigt hat, wie Pyroxen sich von Diopsid bis zu fast reinem Klinohypersten während des Kristallisationsprozesses des Basaltes verändern kann, da die geschmolzene Masse an Kalziumgehalt verliert; HOPPE (1938) hat das Gleiche konstatiert.

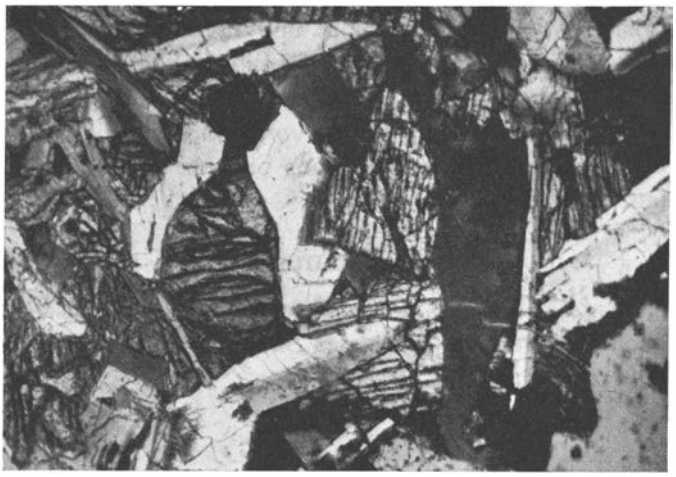


Abb. 17. Skjaldbreið. Loser Block vom Kraterrand. Handstück I:15 (Analyse I). In der Mitte Pyroxen, von Plagioklas umwachsen. Unten keilförmiger Plagioklas, von Pyroxen umwachsen. Gekr. Nic. + Gipsblatt. Vergr. 80:1. T. TRYGGVASON phot.

Zum überwiegenden Teil ist der Pyroxen jünger als der Plagioklas, jedoch kann auch der gegenteilige Fall vorkommen, da mitunter die Form des Plagioklases von den eingebetteten Pyroxenen bestimmt wird (Abb. 17).

Es gibt einen merkbaren Unterschied in dem Verhalten der Einsprenglinge der Skjaldbreið-Lava und solcher der Kleinvulkane an der Peripherie. Erstere ist, besonders in ihren letzten Strömen zu oberst auf den Flanken des Vulkans, reich an Einsprenglingen; der Plagioklas ist am stärksten vertreten, aber es finden sich auch Olivin und eine Reihe grosser Pyroxen kristalle. In den Lavaströmen zwischen Skjaldbreið und Þingvallavatn bestehen die Einsprenglinge meist aus Plagioklas und Olivin, Pyroxeneinsprenglinge sind wesentlich seltener. In der aus dem Talgang östlich von Tindaskagi stammenden Lava findet sich kein Einsprenglings-Pyroxen, während Plagioklas wie auch Olivin sehr häufig sind. In den Lavamassen südöstlich von Hrafnabjörg ist Olivin ebenso reichlich vertreten wie in den übrigen Lavavorkommen, während Pyroxen fehlt und die Plagioklaseinsprenglinge spärlich und relativ klein sind. Dies bedeutet, dass das Haupt-

Skjaldbreiðmagma, besonders im letzten Stadium sich stärker abkühlte, als das Magma, das seinen Ablauf durch die Kleinvulkane in der Peripherie fand, was auch bestätigt, dass der Olivin unter den Einsprenglingen das höchste Alter hat, wie auch, dass die Pyroxeneinsprenglinge jünger als die ältesten Plagioklase sind.

Die Kristallisationsvorgänge spielen sich nach den Beobachtungen in folgender Ordnung ab: zuerst kristallisiert der Olivin aus; bevor aber dieser Prozess abgeschlossen war, beginnt die Bildung von basischem Plagioklas. In einem etwas späteren Stadium fängt der Diopsidaugit an auszukristallisieren. Während der geschmolzene Basalt zu erstarren fortfährt, geht die Kristallisation von Plagioklas und Pyroxen gleichzeitig vor sich, denn in ihrem Verlauf mindert sich ihr Kalkgehalt mit dem Fortschreiten der Kristallisation. Erz wurde sowohl als Einschluss im Olivin wie auch in Schmelzresten um die Gasblasen herum vorgefunden. Mit anderen Worten, seine Auskristallisation findet vom Anfang bis zum Schluss des Erstarrungsprozesses statt.

VII. Chemismus.

An dem eingesammelten Material wurden sechs chemische Analysen[1] vollführt, davon vier von der Lava des Skjaldbreið-Zentralkraters, eine von

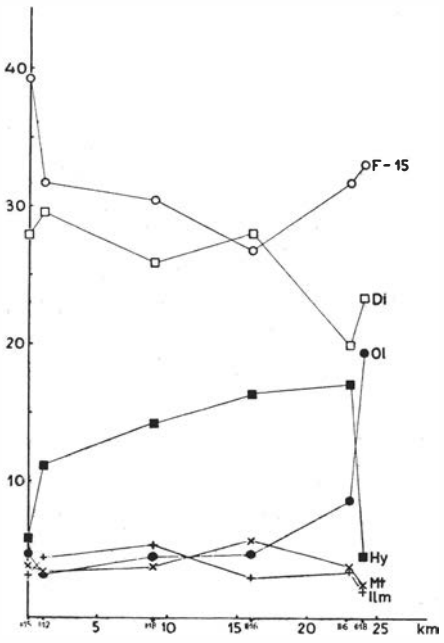


Diagramm 4.

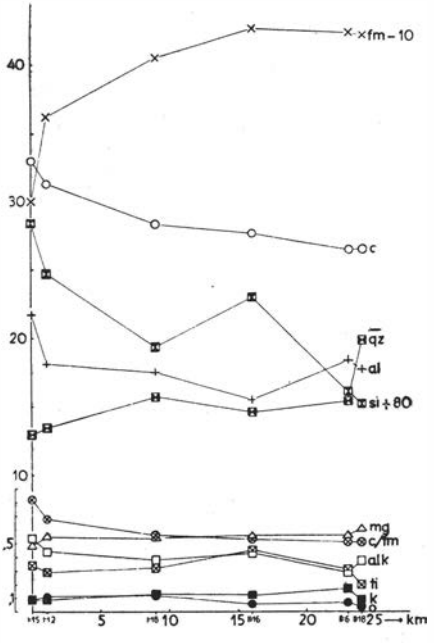


Diagramm 5.

[1] Sämtliche ergaben etwas Cl. Da jedoch die Kiste mit den Handstücken beim Umladen in Reykjavik ins Meer fiel und der Inhalt durchnässt wurde, ist es ungewiss, wieviel Cl

der Lava von den Kratern nordöstlich von Hrafnabjörg und schliesslich eine von der Lava östlich von Þingvallavatn.

Der Zweck der Analysen ist es zu erforschen, welche chemischen Veränderungen eventuell im geschmolzenen Basalt im Laufe der vulkanischen Tätigkeit des Skjaldbreið sich abgespielt haben, sowie zu untersuchen, in welcher Beziehung sich die Lava der anderen Ausbruchsstellen von der Skjaldbreiðlava in ihrer chemischen Zusammensetzung unterscheidet.

Analyse I. Skjaldbreið. Loser Block am Zentralkrater. Zeltlager I, Handstück Nr. 15. Analytiker: N. SAHLBOM.

	Gew. %	Mol.Quot.	Norm			Niggli-Werte	
H_2O^-	0,08	44	F	Or 1,94		qz	— 12,96
H_2O^+	0,38	211		Ab 18,61	54,02	si	108,40
SiO_2	48,15	8015		An 33,47		fm	40,02
TiO_2	2,00	250	Σ sal		54,02	al	21,68
Al_2O_3	16,24	1593	Di	Wo 14,21		c	32,95
Fe_2O_3	2,12	133		En 7,70	27,93	alk	5,35
FeO	8,74	1217		Fs 6,02		ti	3,38
MnO	0,20	28	Hy	En 3,26	5,82	p	0,09
MgO	5,84	1448		Fs 2,56		k	0,09
CaO	13,66	2436	Ol	Fo 2,50	4,66	mg	0,49
Na_2O	2,20	355		Fa 2,16		o	0,09
K_2O	0,33	35	Mt		3,08	c/fm	0,82
Cl	?		Ilm		3,79		
P_2O_5	0,10	7	Ap		0,25		
F	Spur?		Σ fem		45,53		
BaO	0,00		H_2O		0,46		
	100,04				100,01		

Sp. Gew. mit Poren 2,25
» » ohne » 3,00
Volumen der Poren 25%

CIPW-System:
III Salfemane
5 Gallare
4 Auvergnase
5 Auvergnose

Modale Zusammensetzung:

	Vol.-%	Gew.-%		Vol.-%	Gew.-%
Plagioklas . . .	52,2	44,9	Olivin . . .	8,3	9,0
Pyroxen	32,5	35,2	Erz	7,0	10,9

Or : Ab : An = 3,58 : 34,30 : 62,12

primär in den Stücken enthalten war. Bei der Umrechnung der Analysen wurde daher alles Cl und entsprechende Mengen Na ausser Acht gelassen.

Analyse II. Skjaldbreið. Lavastrom ca. 1 km westlich vom Zentralkrater. Zeltlager I, Handstück Nr. 12. Analytiker: N. SAHLBOM.

	Gew.-%	Mol.Quot.	Norm			Niggli-Werte	
H_2O^-	0,42	42	F	Or 1,72		qz	−13,5
H_2O^+	1,04	104		Ab 16,04	46,70	si	104,7
SiO_2	47,96	7985		An 28,94		fm	46,15
TiO_2	1,40	219	Σ sal		46,70	al	18,10
Al_2O_3	14,05	1378	Di	Wo 15,19		c	31,33
Fe_2O_3	3,02	189		En 9,25	29,54	alk	4,42
FeO	8,52	1186		Fs 5,10		ti	2,09
MnO	0,20	28	Hy	En 7,17		k	0,9
MgO	7,75	1922		Fs 3,96	11,13	mg	0,55
CaO	13,38	2386	Ol	Fo 2,10		o	0,11
Na_2O	1,90	306		Fa 1,22	3,23	c/fm	0,68
K_2O	0,29	31	Ap		0,37		
Cl	?		Mt		4,38		
P_2O_5	0,15	11	Ilm		3,33		
F	Spur?		Σ fem		51,98		
BaO	Spur?		H_2O		1,46		
	100,08				100,14		

Sp. Gew. mit Poren 2,05
» » ohne » 2,96
Volumen der Poren 31 %

Or : Ab : An = 3,68 : 34,35 : 61,97

Analyse III. Skjaldbreiðlava 9 km WSW vom Zentralkrater. Zeltlager I, Handstück Nr. 18. Analytiker: N. SAHLBOM.

	Gew.-%	Mol.Quot.	Norm			Niggli-Werte	
H_2O^-	0,40	222	F	Or 2,06		qz	−15,25
H_2O^+	0,38	211		Ab 13,53	44,58	si	99,83
SiO_2	46,84	7799		An 28,99		fm	50,68
TiO_2	2,01	252	Σ sal		44,58	al	17,13
Al_2O_2	13,65	1339	Di	Wo 12,87		c	28,42
Fe_2O_3	3,68	231		Fs 4,13	24,98	alk	3,77
FeO	9,39	1307		En 7,98		ti	3,22
MnO	0,20	28	Hy	Fs 5,73		p	0,27
MgO	8,73	2165		En 11,10	16,83	k	0,13
CaO	12,46	2222	Ol	Fa 1,06		mg	0,55
Na_2O	1,60	258		Fo 1,86	2,92	o	0,12
K_2O	0,35	37	Mt		5,35	c/fm	0,56
P_2O_5	0,30	21	Ilm		3,82		
Cl	?		Ap		0,71		
F	0,00		Σ fem		54,61		
BaO	Spur		H_2O		0,78		
	99,99				99,97		

Or : Ab : An = 4,62 : 30,35 : 65,03

Analyse IV. Lögberg bei Almannagjá. Zeltlager II, Handstück Nr. 18. Analytiker: N. SAHLBOM.

	Gew.-%	Mol.Quot.	Norm			Niggli-Werte	
H_2O^-	0,04	22	F { Or	1,50	47,43	qz	−19,71
H_2O^+	0,00		F { Ab	14,79		si	95,37
SiO_2	46,95	7817	F { An	31,14		fm	52,25
TiO_2	1,32	165	Σ sal		47,43	al	17,44
Al_2O_3	14,56	1428	Di { Wo	11,59	22,63	c	26,54
Fe_2O_3	1,41	88	Di { Fs	4,28		alk	3,77
FeO	10,57	1471	Di { En	6,76		ti	2,01
MnO	0,25	35	Hy { Fs	2,60	6,71	p	0,21
MgO	10,47	2597	Hy { En	4,11		k	0,09
CaO	12,19	2174	Ol { Fa	7,44	18,10	mg	0,61
Na_2O	1,75	282	Ol { Fo	10,66		o	0,04
K_2O	0,25	27	Mt		2,03	c/fm	0,51
P_2O_5	0,24	17	Ilm		2,50		
Cl	?		Ap		0,57		
F	0,00		Σ fem		52,54		
BaO	0,00		H_2O		0,04		
	100,00				100,01		

Sp. Gew. mit Poren 2,33
» » ohne » 3,08
Volumen der Poren 24 %

Or : Ab : An = 3,16 : 31,18 : 65,66

Analyse V. Basaltlava östlich von Hrafnabjörg. Zeltlager II, Handstück Nr. 16. Analytiker: N. SAHLBOM.

	Gew.-%	Mol.Quot.	Norm			Niggli-Werte	
H_2O^-	0,08	44	F { Or	2,23	41,79	qz	−14,16
H_2O^+	0,22	122	F { Ab	15,36		si	103,00
SiO_2	48,04	7999	F { An	24,20		fm	52,57
TiO_2	3,00	376	Σ sal		41,79	al	15,49
Al_2O_3	12,26	1203	Di { Wo	14,40	28,06	c	27,65
Fe_2O_3	2,07	130	Di { En	8,55		alk	4,29
FeO	10,78	1501	Di { Fs	5,11		ti	4,48
MnO	0,31	44	Hy { En	10,36	16,35	p	0,14
MgO	9,18	2277	Hy { Fs	5,99		k	0,12
CaO	12,04	2147	Ol { Fo	2,85	4,72	mg	0,56
Na_2O	1,82	303	Ol { Fa	1,87		o	0,06
K_2O	0,38	40	Mt		3,01	c/fm	0,53
Cl	?		Ilm		5,70		
P_2O_5	0,15	11	Ap		0,37		
F	0,00		Σ fem		58,21		
BaO	0,00		H_2O		0,30		
	100,33				100,30		

Sp. Gew. mit Poren 2,43
» » ohne » 3,05
Volumen der Poren 20 %

Or : Ab : An = 5,33 : 36,76 : 57,91

Analyse VI. Basaltlava südlich von Reyðarbarmur. Zeltlager II, Handstück Nr. 6. Analytiker: N. SAHLBOM.

	Gew.-%	Mol.Quot.
H_2O^-	0,12	67
H_2O^+	0,18	100
SiO_2	46,28	7706
TiO_2	2,00	250
Al_2O_3	14,64	1436
Fe_2O_3	2,39	150
FeO	10,79	1502
MnO	0,33	47
MgO	9,46	2346
CaO	11,89	2120
Na_2O	1,19	192
K_2O	0,37	39
P_2O_5	0,36	25
Cl	?	
F	0,00	
BaO	0,00	
	100,00	

Norm			
F	Or	2,17	
	Ab	10,07	45,76
	An	33,52	
Σ sal			45,76
Di	Wo	9,66	
	Fs	3,60	18,86
	En	5,60	
Hy	Fs	7,92	
	En	12,33	20,25
Ol	Fa	2,79	
	Fo	3,94	6,73
Mt			3,47
Ilm			3,79
Ap			0,87
Σ fem			53,94
H_2O			0,30
			100,00

Niggli-Werte	
qz	−15,24
si	96,32
fm	52,56
al	17,99
c	26,56
alk	2,89
ti	3,12
p	0,31
k	0,17
mg	0,56
o	0,07
c/fm	0,51

Or : Ab : An = 4,74 : 22,01 : 73,25

Analyse VII. Almannagjá. Analytiker: H. S. WASHINGTON. (Nach WASHINGTON 1922.)

H_2O^-	0,10	Or	1,67
H_2O^+	0,21	Ab	16,77
SiO_2	47,67	An	33,36
TiO_2	2,17	Di	21,58
Al_2O_3	15,81	Hy	10,89
Fe_2O_3	1,70	Ol	9,20
FeO	10,41	Mt	2,55
MnO	0,16	Ilm	4,26
MgO	8,08	Ap	0,34
CaO	12,23		
Na_2O	1,98		
K_2O	0,27		
P_2O_5	0,10		
	100,89		

Die Analysen legen dar, dass die diesbezüglichen Unterschiede unerheblich sind. Im CIPW-System fallen die analysierten Lavaproben alle unter die gleiche Bezeichnung, III, 5, 4, 5-Auvergnose.

Um die chemischen Ungleichheiten zu veranschaulichen, wurden zwei Variationsdiagramme aufgestellt, eines für die normativen Zusammensetzungen (Diagramm 4), das andere für Niggli-Zahlen (Diagramm 5). Da der SiO_2-Gehalt nicht hinreichend variiert, um als Abszisse angewandt zu werden, wurde der Abstand des Anstehenden der analysierten Gesteine vom Zentralkrater des Skjaldbreið als Abszisse benutzt. Dies geschah mit Hinsicht darauf, dass alle untersuchten Lavaarten von einem gemeinsamen Magmaherd mit Skjaldbreið als Epizentrum herstammen könnten (siehe S. 288). Es wäre auch denkbar gewesen, die Altersunterschiede der Lavaströme als Basis zu benutzen, aber teils sind die absoluten Altersunterschiede unbekannt, teils ist die Altersrelation zwischen den Gesteinsproben, die den Analysen V und VI entsprechen, unsicher.

Die Analysen I und II sind an einem Handstück von einem aus dem Zentralkrater des Skjaldbreið herausgeschleuderten Block, bzw. an einem Handstück der an Einsprenglingen reichen, glasigen Lava (mit Fliessröhren, Typ 1) zu oberst auf der Flanke des Skjaldbreið (Abb. 4) ausgeführt worden; sie unterscheiden sich etwas von den übrigen Analysen, und zwar durch eine schwache Tendenz zur Anreicherung von Ca, Na, Al und Si auf Kosten von Fe und Mg. Der Unterschied entspricht einer mässigen Anreicherung von Plagioklas mit proportionaler Minderung von Olivin und Pyroxen. Es liegt am nächsten, diesen Unterschied entweder durch Assimilation oder Differentiation zu erklären. Was die erstere Möglichkeit angeht, so weiss man nicht durch welche Gesteine der geschmolzene Basalt sich seinen Weg an die Oberfläche gebahnt hat. Die Unterlage der isländischen Basalte ist, soweit bekannt, nirgends zugänglich, und da Auswürflinge der Unterlage praktisch nicht vorhanden sind, ist man auf indirekte Beweise und Spekulationen bezüglich dieser Frage angewiesen. Der grosse Gehalt an Kalkspat in den tertiären Basalten Islands deutet auf eine Unterlage reich an $CaCO_3$, andrerseits kann man aus dem recht häufigen Vorkommen von Liparit mitten in Basaltformationen auf eine kieselsäurereiche Unterlage schliessen.

Indessen würde wohl ein selektiver Auftrieb durch Fraktionierung von Plagioklas wahrscheinlich zum gleichen Ergebnis führen. Unter diesen Umständen wäre ein Sinken des Olivins zu erwarten. Die kalkreichsten Lavaproben, besonders das Bruchstück vom Kraterrand I:15, sind arm an FeO und besonders an MgO. Gemäss einer geometrischen Analyse enthält dieses Gestein aber bedeutende Mengen, oder ca. 9 Gewichtsprozent Olivin, darunter etliche grosse Kristalle.

Um festzustellen, ob irgendein Anzeichen für fraktionierte Kristallisations-Differenziation vorliegt, wurde Diagramm 6 aufgestellt (gemäss WAGER

und DEER 1939, S. 318—20). Die Antwort war negativ, da alle Analysen innerhalb eines kleinen Raumes in der Nähe der Ca-Mg-Ecke nahe zusammenfallen.

Unter anderen Verschiedenheiten zwischen den Analysen wäre zu erwähnen, dass Analyse V bedeutend reicher an TiO_2, sowie dass Analyse VI etwas ärmer an Na_2O als die übrigen ist.

Skjaldbreið und naheliegende Satellitkrater haben eine Lavamenge von 12—15 km³ zu Tage gefördert; es ist interessant, dass sämtliche Analysen

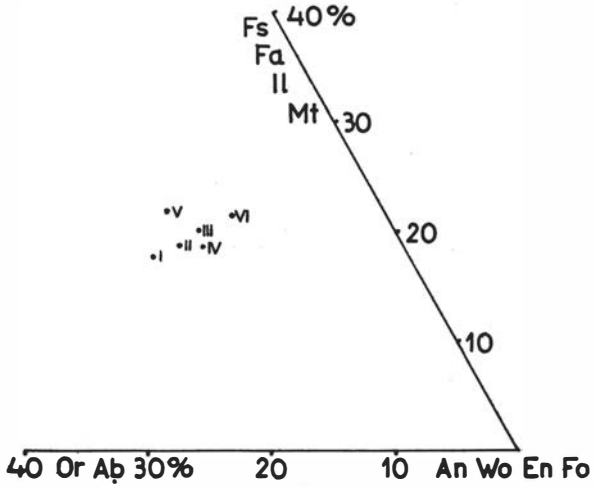


Diagramm 6.

eines derartig grossen Vulkankomplexes ein so einheitliches Bild von der Beschaffenheit des Materials geben. Dies spricht für chemische Monogenese des ganzen Skjaldbreiðkomplexes und gegen jede nennenswerte Differentiation. Nach RITTMANN (l. c., S. 122—123) sind Konvektionsströme der gravitativen Differentiation innerhalb von Schildvulkanen während ihres Bildungsprozesses hinderlich. Erst nach dem letzten Lavastadium friert die Krateröffnung zu. »Die Zweiphasenkonvektion hört auf und das unter dem Pfropfen stehende Magma unterliegt der Differentiation. Unter dem Pfropfen sammelt sich die trachytische bis phonolithische Restschmelze, deren Dampfdruck zunimmt, bis er den Pfropfenwiderstand überwindet.»

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, dass kein Trachyt am Skjaldbreið angetroffen wurde. Analyse I ist an einem blasenreichen Lavablock, der während der letzten Explosion aus dem Krater herausgeschleudert wurde, ausgeführt worden, also an einem Bruchstück des Lavapfropfens selbst. Analyse II entspricht einer Lava aus der Nähe des Kraters, die sehr porös und reich an Plagioklas-Einsprenglingen ist, was dafür spricht, dass diese Lava sich eine gewisse Zeit in einem geschlossenen Becken

ohne Möglichkeit zur Abgabe von Gasen abgekühlt hat. Übrigens ist es nicht bekannt, dass Trachyt im Zusammenhang mit irgendeinem Schildvulkan auf Island angetroffen wurde.

Um die Sippenverwandtschaft der Skjaldbreið-Lava mit anderen bekannten Basaltarten festzustellen, wurde folgende Tabelle der durchschnittlichen Zusammensetzungen aufgestellt.

Tabelle V.

Durchschnittszusammensetzung einiger Basaltgruppen.

	1	2	2–1	3	3–1	4	4–1	5	5–1	6	6–1	7	4–7
SiO_2 . .	47,56	49,87	2,31	49,70	2,14	48,33	0,77	48,50	0,94	49,73	2,17	49,17	−0,48
TiO_2 . .	2,00	1,38	−0,62	2,23	0,23	2,76	0,76	3,22	1,22	2,84	0,84	1,90	0,86
Al_2O_3 .	14,65	15,96	1,31	14,24	−0,41	14,14	−0,51	16,21	1,56	13,71	−0,94	14,08	0,06
Fe_2O_3 .	2,35	5,47	3,12	3,66	1,31	3,65	1,30	3,93	1,58	2,92	0,57	3,40	0,25
FeO . .	9,92	6,47	−3,45	9,96	0,04	9,55	−0,37	7,87	−2,05	8,64	−1,28	9,87	−0,32
MnO .	0,24	0,32	0,08	0,17	−0,07	0,23	−0,01	0,17	−0,07	0,13	−0,11	0,31	−0,08
MgO .	8,53	6,27	−2,26	6,82	−1,71	6,91	−1,62	5,90	−2,63	8,27	−0,26	6,70	0,21
CaO . .	12,59	9,09	−3,50	9,55	−3,04	10,01	−2,58	8,71	−3,88	9,10	−3,49	11,86	−1,85
Na_2O .	1,78	3,16	1,38	2,64	0,86	2,95	1,17	3,77	1,99	3,16	1,38	2,00	0,95
K_2O . .	0,32	1,55	1,23	0,70	0,38	1,03	0,71	1,21	0,89	1,02	0,70	0,50	0,53
P_2O_5 . .	0,20	0,46	0,26	0,33	0,13	0,44	0,24	0,51	0,31	0,48	0,28	0,21	0,23
k . . .	0,11	0,24		0,15		0,19		0,17		0,17		0,14	

1. Skjaldbreiðbasalte. 7 Analysen.
2. Alle Basalte. 198 Analysen (DALY 1933).
3. Plateaubasalte. 43 Analysen (DALY 1933).
4. Thulebasalte. 33 Analysen (WASHINGTON 1922).
5. Basalte auf Ascension und St. Helena. 7 Analysen (DALY 1925 und 1927).
6. Hawaiische Ergussgesteine. 56 Analysen (WASHINGTON 1923).
7. Rezente, interglaziale und subglaziale Basalte bzw. Basaltgläser auf Island. 8 Analysen (WASHINGTON 1922, PEACOCK 1926 und NOE-NYGAARD 1940). Die betreffenden 11 Komponenten sind auf 100,00 umgerechnet.

Die grösste Ähnlichkeit besteht mit den Thulebasalten, was nicht überrascht, da die postglazialen isländischen Basalte eine Gruppe der Thulebasalte bilden. Vergleiche mit Eruptionsmassen von Hawaii sind insofern unbefriedigend, da diese sowohl Trachyt als auch an Mg ausserordentlich reiche Olivinbasalte (»Ozeanite») enthalten.

Als durchweg charakteristisch kann der Ca-Reichtum der Skjaldbreið-Lava im Verhältnis zu den anderen Basalten betont werden, auch MgO und FeO sind relativ stark in ihr vertreten, während sie einen Mangel an Na_2O, K_2O, Fe_2O_3 und SiO_2 zeigt. Die molekulare NIGGLI-Zahl *k* erweist sich in der Skjaldbreið-Lava ausserordentlich niedrig im Verhältnis zu Ba-

salten im Allgemeinen und niedriger als in irgend einer der in Tab. V angeführten Basaltgruppen.

Der Kalkreichtum scheint nicht nur für Skjaldbreið, sondern auch für die Mehrzahl, vielleicht für alle Schildvulkane auf Island charakteristisch zu sein. RECK (1910) weist auf die grosse Ähnlichkeit in makroskopischer und mikroskopischer Hinsicht zwischen den Lavasorten aller der von ihn untersuchten Schildvulkane hin und hebt den ungewöhnlich basischen Cha-

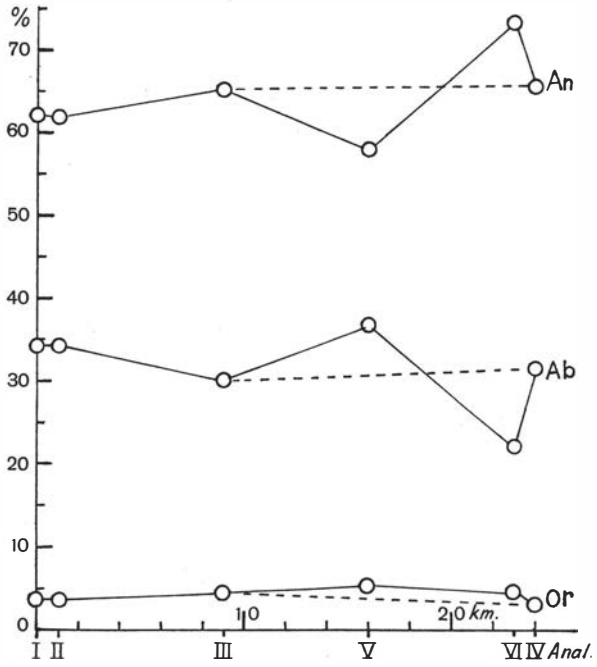


Diagramm 7.

rakter der Plagioklase als wesentlichstes Kennzeichen hervor. Im Tuffsockel des Herdubreið hat er auch »sehr basischen Feldspat» in Basaltglas wahrgenommen.

Eine Zusammenstellung der Analysen von rezenten sub- bzw. interglazialen Basalten und Basaltglas von Island (Tab. V, Kol. 7) zeigt auch deren relativen Reichtum an Kalk im Verhältnis zu den Thulebasalten im Ganzen gesehen. Die von HOPPE (l. c.) durchgeführten Analysen isländischer Basalte zeigen auch durchgehend hohen Ca-Gehalt. Da der P_2O_5-Gehalt in diesen Analysen nicht bestimmt wurde, sind diese in die Tabelle nicht eingeführt worden.

WASHINGTON (1923) hat, was die Hawaii-Inseln betrifft, die Relationen zwischen dem Chemismus und dem Alter der verschiedenen Vulkane dargelegt, und zwar geht die Entwicklung von relativ salischem, alkalireichem zu immer mehr basischem Vulkanismus hin. Die Entwicklung in Island

könnte analog sein: die jüngeren Basalte sind stärker basisch als die tertiären Thulebasalte.

Die Erklärung könnte vielleicht auch in dem lokalen petrographischen Milieu Islands gesucht werden. HOLMES (1918) liess zwei tertiäre Basalte von den West- bzw. Ostfjorden Island analysieren; er hat weiterhin eine kleinere Anzahl mikroskopisch untersucht. Beide Analysen sind verhältnismässig kalkreich, die meisten Handstücke enthielten Bytownit. Jedoch sind die vorliegenden Untersuchungen zu knapp gehalten, als dass sie diesbezüglich bestimmte Schlussfolgerungen zulassen könnten.

Island bildet den Schnittpunkt der »mittelatlantischen Schwelle» mit der Nordatlantischen Querschwelle, die von Schottland über die Färöer und Island bis nach Grönland geht und das Skandische Meer vom Nord-Atlantischen Ozean trennt (SONDER 1938, 1939; BACKLUND 1939); nach SONDER findet sich die Lineament-Tektonik der Mittelatlantischen Schwelle in den jungvulkanischen Zonen des südwestlichen Island wieder. Daher ist ein Vergleich mit den Basalten im zentralen Atlantischen Ozean von gewissem Interesse; die schon erwähnte chemische Verschiedenheit ist recht markant; jedoch deutet der hohe TiO_2-Gehalt der Basalte auf Ascension und St. Helena auf regionale Verwandtschaft mit den Thule-Basalten hin.

In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, dass der TiO_2-Gehalt der jüngeren Basalte auf Island nach den bereits angeführten Analysen etwas niedriger als der der Thulebasalte im Allgemeinen ist. Derselbe schwankt in den Skjaldbreið-Basalten zwischen 1,32 %—3 %, in den übrigen hier genannten jüngeren Basalten zwischen 1,27 %—2,68 %.

VIII. Aufbau und Entstehungsweise.

Wie aus der Übersicht über ältere Untersuchungen und Literatur der isländischen Schildvulkane schon bekannt, stehen die zwei Theorien über deren funktionelle Entstehungsweise, nämlich die polygenetische und monogenetische, fortdauernd einander gegenüber. Schon V. WOLFF (l. c. S. 449) hat dargelegt, dass basaltische Quellkuppen in der Gestalt von Schildvulkanen wegen der geringen Viskosität des geschmolzenen Basaltes undenkbar seien. KÜHNS (l. c.) Hypothese, die erstarrte, äussere Basalthülle stiege Stück für Stück infolge des aufwärtsdrängenden Druckes des Magmas empor, ist kaum stichhaltig. Diese Hypothese setzt eine Bewegung der spröden Basalthülle voraus, die zu einer intensiven lokalen Tektonik mit Spalten, Gängen und Flankeneruptionen geführt hätte. Diese Phänomene aber sind höchst selten oder garnicht an den Flanken der isländischen Schildvulkane sichtbar.

Obgleich die Abhänge des Skjaldbreið zum grössten Teile mit Block-

lava bedeckt sind, sind keine Anzeichen vorhanden, die auf lokale Tektonik hindeuten, auch Flankeneruptionen fehlen, möglicherweise einen kleinen Parasitkrater ausgenommen.

Die Theorie der kontinuierlichen Lavaschichten (s. S. 277) ist oft als Argument für die monogenetische Entstehungsweise der Schildvulkane angewandt worden. Aber schon das Vorkommen separater Lavaströme hoch auf der Flanke des Skjaldbreið lässt diese Auffassung zweifelhaft erscheinen; auch empirisch kann dies an den frischen isländischen Schildvulkanen nicht bewiesen werden. Die Spalten und Hohlräume, die hier einer Tiefenobservation zugänglich sind, sind zu wenig zahlreich und zu vereinzelt, als dass sie eine sichere Verbindung zwischen den Lavaschichten motivieren könnten; ausserdem ist diese Frage nie in ihren Einzelheiten studiert worden. Das Antreffen dünner Lavaschichten weit entfernt vom Krater bedeutet nicht notwendigerweise, dass die gesamte Schicht dünn ist oder dass die Eruption nur geringes Ausmass hatte. In einem solchen Falle ist es denkbar, dass es sich um einen unbedeutenden Ausläufer eines grösseren Stromes oder um seinen Rand handelt. Ausserdem beruht die Dicke einer Lavaschicht an einer gewissen Stelle, abgesehen von der Viskosität der Lava, auch auf dem Neigungsgrad der Unterlage.

Rund um den Krater des Skjaldbreið läuft ein Ringwall (vgl. S. 285), der sowohl aussen wie nach innen gegen den Krater steil abfällt. In der Nordwestecke findet sich eine Hornito-ähnliche Verdickung im Ringwall mit ausgeprägten Fliessrohrstrukturen an der Aussenseite, wo Basaltstränge, die wie kleinere Lavakaskaden aussehen, herabgestürzt sind (Abb. 5). Ähnliche Ringwälle mit Hornitos umgeben die Krater der meisten isländischen Schildvulkane. RECK (1910) glaubt, diese Ringwälle seien durch Lavaregen aus Fontänen der kochenden Lavaseen entstanden, welche letztere die Gipfel der Schildvulkane einnahmen. SPETHMANN (l. c.) teilt diese Ansicht bezüglich des eigentlichen Ringwalles. Was die Hornitos angeht, die er als Strandbildungen der Lavaseen bezeichnet, so hat er beobachtet, dass diese löcherig sind, wie dies auch der Hornito des Skjaldbreið ist, welcher Umstand auf eine aussergewöhnliche Förderung von Gasen hindeutet. Das Vorkommen von Hornitos am Kraterrand selbst steht jedoch der Annahme entgegen, dass ein »Lavaregen» die Entstehungsursache des Kraterrandes und seiner Fliessformen sei; ebensowenig sprechen die sinkenden Temperaturen der letzten Lavaprodukte für einen solchen »Lavaregen».

Der grösste Hornito auf dem Gipfel des Skaldbreið liegt etwa einen Steinwurf weit vom Krater selbst; er steht frei, ohne irgendwelchen Zusammenhang mit dem Ringwall selbst.

Es ist wahrscheinlich, dass dieser Hornito in einer Schwächezone um den Krater herum entstanden ist, vielleicht auf der äussersten Grenze zwischen Lavasee und Vulkanberg selbst. Es spricht Vieles für die Ent-

stehung dieser Lavakegel in der letzten Phase der Entwicklung der Schildvulkane. Wenn der Lavasee »zufriert», nimmt der Druck im darunterliegenden Magma zu, wodurch die geschmolzene Lava und die stark erhitzten Gase sich einen Weg an die Oberfläche längs der Grenzfläche zwischen dem Lavapfropfen und der Seite des Berges, sowie in seitlicher Richtung zwischen den Lavaschichten selbst (DANA, l. c.) suchen.

Was nun den Krater angeht, so ist die Schlussphase entweder eine Explosion wie beim Skjaldbreið, wo Blöcke des auseinandergesprengten Lavapfropfens um den Krater herum verstreut liegen, oder ein Einsturz, wie bei denjenigen Schildvulkanen, wo keinerlei Explosionsprodukte in der Umgebung des Kraters vorkommen.

Der Unterschied zwischen den Schildvulkanen auf Island und auf Hawaii besteht angeblich darin, dass die von Island nicht merklich das Stadium der Gipfeleruptionen überschritten haben, während die Vulkanriesen auf Hawaii weit über dieses Stadium hinausgegangen sind (v. WOLFF, l. c. S. 453). Wenn die Schildvulkane auf Hawaii ihre Maximalhöhe erreicht haben, bricht sich das Magma einen Weg an die Oberfläche an den und durch die Flanken des Vulkans, der an Breite zunimmt und dessen ideale Schildform somit gestört wird. Dagegen behalten die isländischen Schildvulkane in der Regel ihre vollendete Schildform (Abb. 1) und Flankeneruptionen sind Ausnahmen.

Dieser Unterschied ist jedoch mehr visuell als tatsächlich, auf den Ungleichheiten des Milieus — tektonisch und morphologisch — auf Island und Hawaii beruhend. Wie schon gesagt, sind die Kleinvulkane in der Umgebung des Skjaldbreið als Parallelvorgänge zu den Flankeneruptionen der Vulkane Hawaiis zu betrachten.

Es ist also zu erwarten, dass der Vulkanismus dieser Kleinvulkane ähnlicher Art wie der des Skjaldbreið und anderer isländischer Schildvulkane ist. Die jüngere Lava — wie im Vorhergehenden erwähnt — ähnelt der des Skjaldbreið sowohl in ihrem Chemismus als auch im Aussehen. Ein Blick auf die topographische Karte zeigt, dass die Höhenlinien im Pass zwischen Hrafnabjörg und Tindaskagi, durch den die Lava geflossen ist, eine ausgeprägte morphologische Ähnlichkeit mit dem Skjaldbreið aufweisen. Gleiches gilt auch für den Abhang südöstlich von Hrafnabjörg; möglicherweise handelt es sich hier um zwei sekundäre Schildvulkane im Anfangsstadium. Als ein petrographischer Beleg für diese Auffassung kann die schon erwähnte Tatsache angeführt werden, dass die Lava südöstlich von Hrafnabjörg etwas weniger Einsprenglinge und Gasblasen als die jüngste Lava am Gipfel des Skjaldbreið enthält.

Hierbei ist von Interesse, dass der Hrafnabjörg-Schild zahlreiche kleine Krater, die auf Spalten gelegen sind, aufweist; dieses stützt SPETHMANNs (l. c.) Theorie, der runde Zentralkrater eines Schildvulkans bedeute nicht unbedingt, dass der ursprüngliche Zufuhrkanal punktuell war.

Untersuchungen von Spalteneruptionen auf Island (HELLAND 1896 u. A.) haben ergeben, dass diese nicht auf ein Mal durch die ganze Spalte stattfinden, sondern sich auf runde oder elliptische Öffnungen variierender Grösse in ungleichen Abständen von einander konzentrieren. Es darf nicht als ausgeschlossen angesehen werden, dass bei fortgesetzten Eruptionen ein Beförderungskanal nach dem anderen ausser Funktion gesetzt wird, während der Transport der Lavamassen sich nach und nach auf eine stetig abnehmende Anzahl von Eruptionskanälen beschränkt, um schliesslich in einer einzigen Krateröffnung auszumünden, die bei fortdauerndem Vulkanismus für die Vulkanform bestimmend wird. Jedoch ist ein verhältnismässig ruhiger tektonischer Zustand Voraussetzung für die Entwicklung eines Lavavulkans von Spalt- bis zu Zentraleruptionen.

BACKLUND (1942) hat auf die Möglichkeit hingewiesen, dass die isländischen Schildvulkane eine bestimmte Phase in der Entwicklung des Thule-Vulkanismus vorstellten; ». . . wenn zerrende Abschiebungen den Tageszutritt der Vulkanprodukte erleichtern» (S. 9). Der gleiche Verfasser hat auch die Aufmerksamkeit darauf gelenkt, dass die Vorbedingungen der Bildung und die Möglichkeiten der Beförderung des heissen und relativ gasarmen Eruptionsmassen der Schildvulkane durch vorgehende Erwärmung und Drainierung der Unterlage zu Stande gekommen sind, welche beide die Einwirkung der Plateaubasalte sowie ihr langandauernder und intensiver Vulkanismus unabweisbar mit sich gebracht hat.

Was die physikalischen Eigenschaften und die chemische Zusammensetzung der Lava betrifft, so sind viele der neuzeitlichen basaltischen Spalteneruptionen auf Island mit den Schildvulkanen vergleichbar. Der unterschied ist in der Hauptsache der, dass die vulkanische Energie der zur Zeit aktiven Spalteneruptionen sich viel schneller zu erschöpfen scheint als die der Schildvulkane. Ob nun diese Entwicklung auf ein Aussterben des Thule-Vulkanismus (TYRRELL 1937) hindeutet oder ob sie durch veränderte tektonische Verhältnisse bedingt ist, mögen zukünftige, breiter angelegte Studien über den Vulkanismus auf Island klarzulegen versuchen.

Literaturnachweis.

BACKLUND, H. G.: Über die Olivingruppe. Travaux Musée Géol. Pierre le Grand près l'Acad. Imp. Sc. St. Pétersbourg, Vol. 3, S. 77—105. 1909.
——: Islandprobleme. Geol. Rundschau, Bd. XXX, H. 6, S. 625—630. 1939.
——: Probleme der arktischen Plateaubasalte. Veröffentl. d. deutschen wissensch. Inst. zu Kopenhagen, Reihe I, Nr. 3. 1942.
BÁRÐARSON, G.: Jarðmyndanir og landslag á Þingvöllum. Árbók Ferðafélags Islands 1930, S. 20—32. 1930.
BARTH, T. F. W.: The Crystallization Process of Basalt. Am. J. Sci., Vol. XXXI, S. 321—351. 1936.

BARTH, T. F. W.—CORRENS, C. W.—ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.

BEREK, M.: Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden. Berlin 1924.

BURRI, C.: Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittelst beliebiger Schnitte. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XI, S. 285—289. 1931.

DALY, R. A.: The Geology of Ascension Island. Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences, Vol. 60, No. 1, S. 1—80. 1925.

——: The Geology of Saint Helena Island. Ebenda, Vol. 62, No. 2, S. 31—92. 1927.

——: Igneous Rocks and the Depths of the Earth. New York and London 1933.

DANA, J. D.: Characteristics of Volcanoes. London 1890 (nach v. WOLFF).

DOORNINCK, N. H. VAN: Die Entstehung der Schildvulkane und der vulkanischen Tafelberge Islands. Proceedings, Vol. XXXVIII, No. 1, S. 77—87. 1935.

ERNST, E.: Über Olivin von Önundarfjörð, NW-Island. Neues Jahrb. f. Mineral. etc. Beilage Bd. LII, Abt. A, S. 113—156. 1925.

HELLAND, A.: Lakis Kratere og Lavaströmme. Kristiania 1886.

HOLMES, A.: The Basaltic Rocks of the Arctic Region. Mineral. Magaz., Vol. 18, No. 85, S. 180—223. 1918.

HOPPE, H.-J.: Chemische und mikroskopische Untersuchungen an isländischen Gesteinen. Ch. d. Erde, Bd. XI, S. 457—479. 1938.

JAGGAR, T. A. (nach BARTH 1939).

JOHNSTRUP, F.: Om de i Aaret 1875 forefaldne vulkanske Udbrud paa Island. Geogr. Tidsskrift, Bd. I, S. 50. Kopenhagen 1877.

——: Om de vulkanske Udbrud og Solfatarerne i den nordöstlige Del af Island. Festskrift i Anledning af den Naturhistoriske Forenings Bestaand 1833—1883. Kopenhagen 1890.

KNEBEL, W. v.: Über die Lavavulkane auf Island. Z. d. deutschen Geol. Ges., Bd. 58, Monatsber., S. 59—76. 1906.

KNEBEL, W. v. und RECK, H.: Island. Eine naturwissenschaftliche Studie. Stuttgart 1912.

KROKSTRÖM, T.: On the Ophitic Texture and the Order of Crystallization in Basaltic Magmas. Bull. Geol. Inst. Ups., Vol. XXIV, S. 197—216. 1932.

——: The Hällefors Dolerite Dike and some Problems of Basaltic Rocks. Bull. Geol. Inst. Ups., Vol. XXVI, S, 113—263. 1936.

——: Petrological Studies on some Basaltic Rocks from East Greenland. Medd. om Grönland, Bd. 115, No. 3. 1942.

KÜHN, B.: Der Porphyr der Willenberge im Boberkatzbach-Gebirge und die Bildung der Schildvulkane. Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt zu Berlin, Bd. XLIII, S. 241—265. 1922.

LARSSON, W.: Petrology of Interglacial Volcanics from the Andes of Northern Patagonia. Bull. Geol. Inst. Ups., Vol. XXVIII, S. 191—405. 1940.

MEYER, G.: Die Entstehung der isländischen Schildvulkane. Neues Jahrb. f. Mineral. etc., Jg. 1919, S. 51—68. 1919.

NIELSEN, N.: Der Vulkanismus am Hvítárvatn und Hofsjökull auf Island. Medd. fra Dansk Geol. Forening, Bd. VII, H. 2, S. 101—138. 1927.

NIKITIN, W.: Die Fedorow-Methode. Berlin 1936.

NOE-NYGAARD, A.: Sub-glacial Volcanic Activity in Ancient and Recent Times. Studies in the Palagonite-System of Iceland. No. 1. Folia Geographica Danica, Tom. I, No. 2, S. 1—67. 1940.

——: Olivine from an Icelandic Picrite-Basalt. Medd. fra Dansk Geol. Forening, X, S. 22—24. 1941.

PEACOCK siehe TYRRELL and PEACOCK.

PJETURSSON, H.: Om Islands Geologi. Medd. fra Dansk Geol. Forening, Nr. 11, S. 1—104. 1905.

RECK, H.: Isländische Masseneruptionen. Inaugural Dissertation. Jena 1910.

——: Über die Entstehung der isländischen Schildvulkane. Kritische Betrachtungen zu G. Meyers gleichnamiger Arbeit. Zeitschr. f. Vulkanol., Bd. VI, S. 72—79. 1921.

RITTMANN, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart 1936.

SAPPER, K.: Über einige isländische Lavavulkane. Z. d. deutschen Geol. Ges., Monatsber., Bd. 59, S. 104—109. 1907.

SONDER, R. A.: Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. Eclogae Geol. Helv., Bd. XXXI, S. 199—238. 1938.

——: Zur Tektonik des Atlantischen Ozeans. Geol. Rundschau, Bd. XXX, S. 27—51. 1939.

SPETHMANN, H.: Die Schildvulkane des östlichen Inner-Islands. Eine vergleichende Studie. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkde zu Berlin, Jg. 1914, S. 364—393.

THORODDSEN, TH.: Island. Grundriss der Geographie und Geologie. Petermanns Mitt., Ergänzungshefte 152—153. Gotha 1905—1906.

——: Die Geschichte der isländischen Vulkane. Det Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skrifter, Afd. 8, Række 9. Köbenhavn 1925.

TYRRELL, G. W. and PEACOCK, M. A.: The Petrology of Iceland. Preface; and Part I. — The Basic Tuffs. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Vol. LV, Part I (No. 3), S.. 51—76. 1926.

TYRRELL, G. W.: Flood Basalts and Fissure Eruptions. Bulletin Volcanologique, Série II, Tome I, S. 88—111. 1937.

WAGER, L. R. and DEER, W. A.: The Petrology of the Skærgaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. Medd. om Grönland, Bd. 105, No. 4. 1939.

WASHINGTON, H. S.: Deecan Traps and other Plateau Basalts. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 33, S. 765—808. 1922.

——: Petrology of the Hawaiian Islands; III. Kilauea and General Petrology of Hawaii. Am. J. Sci., Vol. VI, S. 338—367. 1923.

WINCHELL, A. N.: Elements of Optical Mineralogy. Part II. New York and London 1933.

WOLFF, F. v.: Der Vulkanismus I. Stuttgart 1914.

Gedruckt 1/7 1943.

DIE LAVASTRÖME

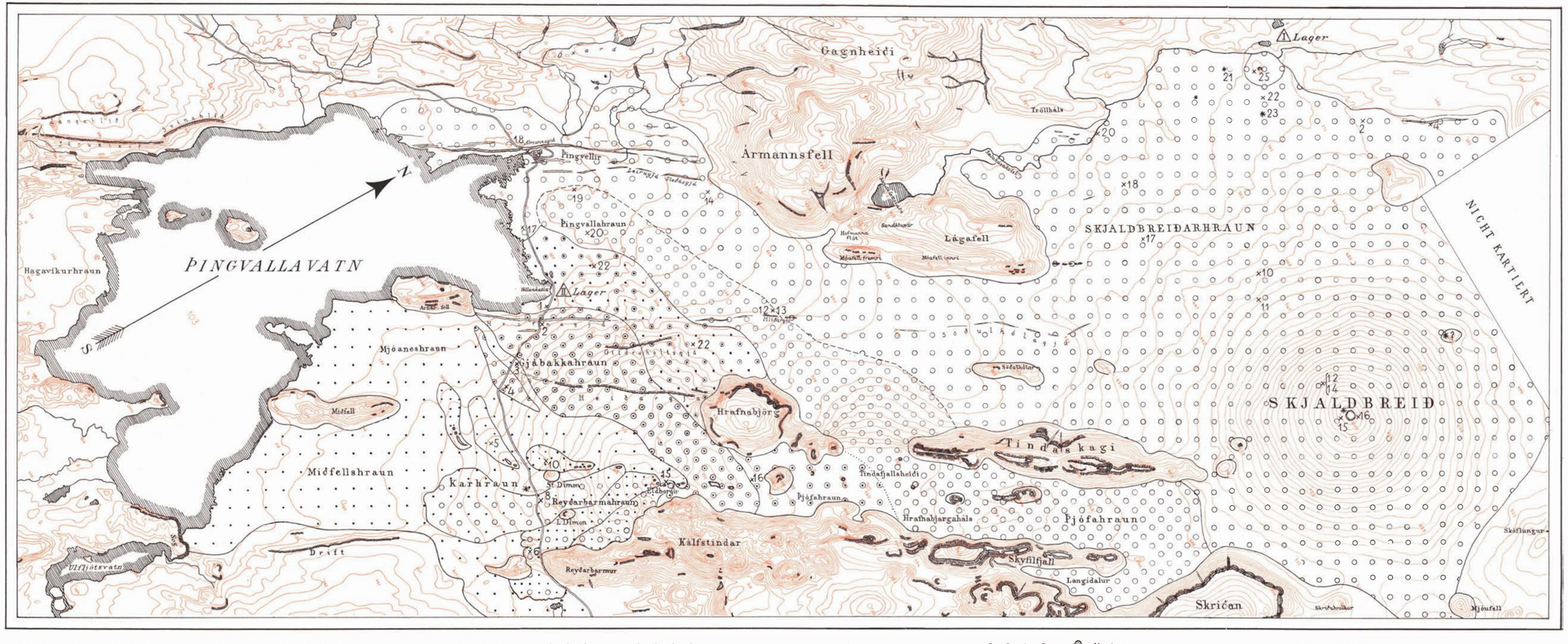
VON

H. G. BACKLUND

UND

T. TRYGGVASON

SKJALDBREID-ÞINGVALLAVATN



Lavaströme 1—12 ungefähr in der Reihenfolge ihrer gegenseitigen Altersbeziehungen, wobei die Altersbeziehungen der Ströme 3 und 4 unsicher sind und die Stellung von Lava 12 problematisch erscheint.