

ACTA NATURALIA ISLANDICA  
VOL. II. — NO. 7.

---

VULKANISMUS UND TEKTONIK DES  
HENGILL-GEBIETES  
IN SÜDWEST-ISLAND

VON  
KRISTJAN SAEMUNDSSON

MIT 39 ABBILDUNGEN, 5 KARTEN UND 2 TAFELN

NÁTTÚRUFRÆÐISTOFNUN ÍSLANDS  
MUSEUM RERUM NATURALIUM ISLANDIAE

---

REYKJAVÍK 1967

Ísafoldarprentsmiðja h.f.

## INHATLTSVERZEICHNIS

	S.
A. Einleitender, allgemeiner Teil . . . . .	5
I. Einführung und Überblick der regionalen Forschung . . . . .	5
II. Allgemeines über den geologisch-vulkanologischen Bau des Gebietes, insbesondere über die „Rücken“ und die „Hyaloklastite“ . . . . .	7
B. Zur Petrographie der Laven und Hyaloklastite . . . . .	23
C. Spezieller, regional-geologischer Teil . . . . .	31
I. Henglafjöll . . . . .	31
1. Dyrafjöll . . . . .	32
a. Nesjaskógur-Serie . . . . .	33
b. Háhryggur-Serie . . . . .	35
c. Lavastrom von Brekka westlich Dyrafjöll . . . . .	38
d. Der „Rücken-Komplex“ . . . . .	38
e. Bruchtektonik der Dyrafjöll . . . . .	44
2. Stangarhálsfjöll . . . . .	45
3. Postglazialer Vulkanismus nördlich des Hengill . . . . .	48
a. Hagavíkurhraun . . . . .	48
b. Nesjakraun . . . . .	49
c. Eldborg . . . . .	50
d. Grámelur . . . . .	51
e. Sandey . . . . .	53
f. Einige allgemeine Bemerkungen zu isländischen, postglazialen „Ringwall-Vulkanen“ . . . . .	53
4. Hengill . . . . .	54
a. Der Tafelberg Hengill . . . . .	54
b. Sleggja . . . . .	56
c. Bruchtektonik und Hydrothermalaktivität des Hengill . . . . .	62
5. Bitra . . . . .	63
6. Skardsmýrarfjöll . . . . .	66
a. Litla Skardsmýrarfjall . . . . .	66
b. Stóra Skardsmýrarfjall . . . . .	67
7. Postglazialer Vulkanismus südlich des Hengill . . . . .	68
8. Húsmúli . . . . .	68

II. Hagavíkurfjöll . . . . .	69
1. Lómatjarnarháls, Bæjarháls . . . . .	69
2. Sandfell . . . . .	69
3. Maelifell . . . . .	70
4. Selhóll-Reihe, Ölfusvatnsfjöll, Lambhagi . . . . .	71
III. Vulkanreihe Núpafjall-Stapafell . . . . .	73
1. Núpafjall, Árstadafjall . . . . .	73
2. Stapafell . . . . .	75
3. Hrómundartindur und Lakahnúkur . . . . .	75
4. Molddalahnúkar . . . . .	76
5. Tjarnahnúkur . . . . .	77
IV. Vulkanzone von Katlatjarnir . . . . .	79
1. Vídihlíd . . . . .	79
2. Dalaskardshnúkur-Katlatjarnahryggur . . . . .	79
3. Kyllisfell . . . . .	80
4. Súlufell . . . . .	82
5. Stórhóll-Laxárgljúfur . . . . .	82
6. Die Sprengkrater von Katlatjarnahryggur . . . . .	83
7. Die jüngsten subglazialen Ausbrüche der Vulkanzone von Katlatjarnir . . . . .	85
D. Rückblick auf die Stratigraphie und Tektonik des Hengill-Gebietes im Rahmen der Geologie Islands . . . . .	87
I. Stratigraphische Übersicht . . . . .	87
II. Tektonische Übersicht . . . . .	91
English Summary . . . . .	96
Literaturverzeichnis . . . . .	102

## A. EINLEITENDER, ALLGEMEINER TEIL

### I. EINFÜHRUNG UND ÜBERBLICK DER REGIONALEN FORSCHUNG

Vom Langjökull, dem westlichsten grossen Gletscher Islands, erstreckt sich auf 120 km Länge nach SW bis ans Meer bei Selvogsheidi eine von Vulkanen besetzte Grabenzone. Sie wird im NW und SE von Plateaubasalten begrenzt, die mit  $2^{\circ}$ — $10^{\circ}$  gegen sie einfallen (Abb. 1). Im SW und NE gesellen sich zu dem

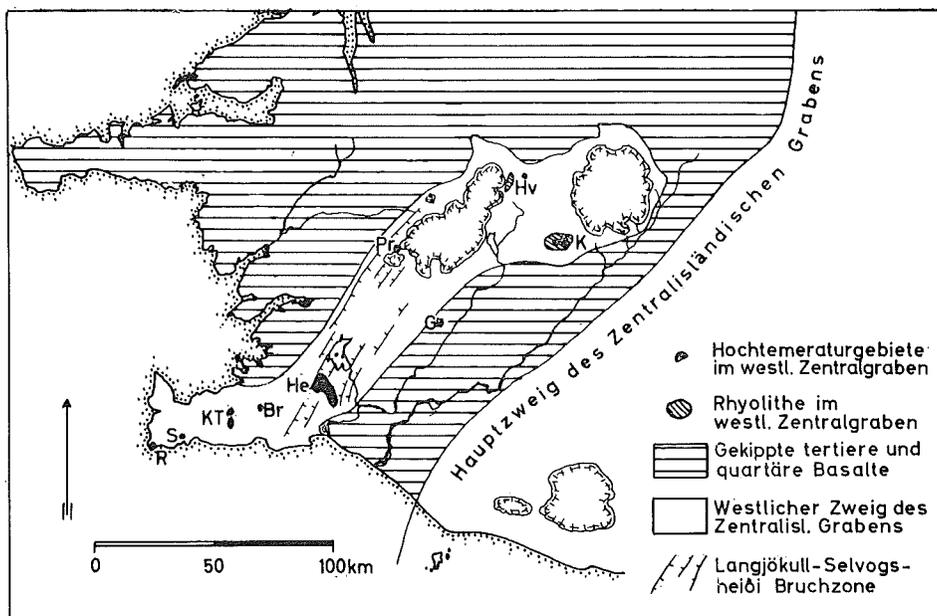


Abb. 1. Lage des Hengill-Gebietes (He) innerhalb des westlichen Zentralgrabens (etwas schematisiert). Die Bezeichnungen bedeuten von SW nach NE: Reykjanes, Svartsengi, Krýsuvík/Trölladyngja, Brennisteinsfjöll, Hengill, Geysir, Prestahnúkur, Hveravellir, Kerlingarfjöll. Beim Hengill, Geysir, Hveravellir und Kerlingarfjöll ist die Verknüpfung von Rhyolithen und Hydrothermalaktivität eindeutig.

Fig. 1. Position of the Hengill-area within the western branch of the Central Icelandic Graben. The map illustrates the connection of high temperature areas with rhyolitic rocks. For explanation of signs see German text above,

Hauptgraben parallele Vulkan- und Grabenzonen, die einerseits zu der eigentlichen Zentralisländischen Vulkanzone und andererseits zu dem unterseeischen Reykjanesrücken hinüberleiten.

Das *Hengill-Gebiet* (vergl. auch Karte 5) liegt innerhalb der Langjökull—Selvogsheidi-Grabenzone und erstreckt sich von Thingvallavatn, dem grössten See Islands, nach Süden bis zu den Lavafeldern von Hellisheidi und Svínahraun. Im Westen wird eine Grenze durch die interglazialen Schildvulkane von Mosfellshéidi und Haedir, im Osten durch die Talzone, Reykjadalur — Dalaskard — Tröllaháls — Laxárdalur, gegeben. Die Grösse des untersuchten Gebietes beträgt annähernd 160 km<sup>2</sup>. Es ist sehr gebirgig, wird aber z. T. von Talzügen in einzelne Gebirgskomplexe aufgegliedert, wovon die Henglafjöll mit Hengill (803 m) den grössten und höchsten bilden. Die Aufschlussverhältnisse sind durchweg gut. Die Überdeckung mit Moränenmaterial, Hangschutt, Bergsturmassen und Alluvionen ist zwar stellenweise von Bedeutung, der Bewuchs jedoch spärlich, und im Übrigen weist das Gelände reichlich kahle Hänge, Felsen, Schluchten, Wasserinnen und Verwerfungswände auf, die günstige Untersuchungsmöglichkeiten bieten.

Die Hauptstrasse von Reykjavík nach Süd-Island liegt unmittelbar südlich von dem Arbeitsgebiet. Eine andere Strasse führt durch seinen Nord-Teil in Uppgrafningur, das Süd-Ufer des Thingvallavatn begleitend.

Als *topographische Unterlage* bei der geologischen Aufnahme wurden benutzt:

- 1) Karte des „Geodætisk Institut, Kopenhagen“, Bl. 37 (1:100 000) mit den Teilblättern NW, NE, SE, SW (1:50 000).
- 2) Karte der US Army Map Service, Series C762, Sheet 5519 II (1:50 000).
- 3) Eine sehr genaue Karte der US Army Map Service im Massstab 1:25 000 mit 10 m-Isohypsen (ohne Bezeichnung), von der ich im Herbst 1963 Kopien bekam.
- 4) Sehr wichtig bei der Geländearbeit und bei der Ausarbeitung der komplizierten Bruchtektonik waren schliesslich Luftbilder, die von Landmælingar Islands bezogen wurden.

*Ältere regional-geologische Arbeiten.* Zerstreut finden sich bei vielen Forschern Angaben über das Hengill-Gebiet, vor allem über seine heissen Quellen, die seit jeher grosses Aufsehen erregt haben, auf die jedoch in dieser Arbeit nicht näher eingegangen wird.

Die eigentliche Forschung beginnt auch hier mit Thoroddsen, der im Sommer 1883 die nördlichsten Teile der Reykjanes-Halbinsel und damit auch das südliche Hengill-Gebiet (1958, S. 127—132) untersuchte. Im Herbst desselben Jahres durchquerte er das nördliche Hengill-Gebiet (1958, S. 220—222). Schliesslich, nachdem im Jahre 1896 starke Erdbeben Süd-Island heimgesucht hatten, untersuchte er im Jahre danach die Hengladalir und die umliegenden Berge. Die Ergebnisse dieser Fahrten haben ihren Niederschlag in zahlreichen seiner Aufsätze und Bücher gefunden (1905—1906 und 1925).

Kjartansson geht in seinem Buch über die Geologie des Landkreises Ár-

nessýsla auf die Geologie des Hengill-Gebietes mehrfach ein (1943, S. 97, 101—102, 110—111, 130, 181—182, 234, 239). Auf seiner geologischen Karte 1:250 000, Blatt 3, ist auch das Hengill-Gebiet dargestellt (1960).

Barth hat die heissen Quellen des Gebietes studiert und auch sonst einige Beiträge zur Geologie geliefert (1950, S. 30, 32, 48, 102—105, 111—113).

T. Einarsson veröffentlichte 1951 eine Studie über den geologischen Bau des Hengill-Gebietes und fügte in einer späteren Arbeit (1962, S. 109—114, 117—120, 191) einige neue Befunde hinzu

Th. Einarsson behandelte in seiner „Geologie von Hellisheidi“ (1960a, 1960b, S. 151—175) auch den Aufbau der südlichen Henglafjöll.

Verfasser (1965, S. 103—144) beschrieb die spät- und postglaziale Entwicklung und die Bruchtektonik des Thingvallavatn-Beckens, das nordöstlich des Hengill-Gebietes liegt.

*Dank.* Die vorliegende Arbeit ist ursprünglich von der Geothermalabteilung der Staatlichen Isländischen Elektrizitätsverwaltung (Raforkumálaskrifstofan) angeregt worden. Die Geländeuntersuchungen wurden vorwiegend in den Sommern 1961—1962 mit finanzieller Unterstützung dieser Stelle durchgeführt. In den folgenden Sommern wurden diese Untersuchungen, jedoch mit grösseren Unterbrechungen, fortgesetzt. Für ihre Zuvorkommenheit und Hilfe bin ich den Leitern der Geothermalabteilung, Dr. Gunnar Bödvarsson und Gudmundur Pálmason, sowie auch Geologen Jón Jónsson, welcher grosses Interesse an der Arbeit hatte, sehr zu Dank verpflichtet. Den Leuten von Hraunprýdi, Krókur und Stóri Háls danke ich herzlich für ihre freundliche Aufnahme und Betreuung während der Geländearbeit, ebenso auch Direktor Gísli Sigurbjörnsson, der mir mancherlei Unterstützung bei meinem Aufenthalt in Hveragerdi entgegenbrachte.

Meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. M. Schwarzbach, möchte ich für seine Anleitung, seine reiche Hilfe und Kritik herzlich danken. Dr. G. Schultz hat mir freundlicherweise bei der Herstellung von Pollenpräparaten geholfen und sie untersucht. Herrn Prof. Dr. U. Jux und Herrn Prof. Dr. K. Jasmund bin ich für wertvolle Hinweise und Kritik dankbar. Zum Schluss möchte ich dem DAAD für seine Studienhilfe in den Jahren 1961—1965 herzlich danken, ebenso dem isländischen Kultusrat (Menntamálaráð), der in dankenswerter Weise durch einen finanziellen Beitrag zur Veröffentlichung der Arbeit beitrug.

## II. ALLGEMEINES ÜBER DEN GEOLOGISCH-VULKANOLOGISCHEN BAU DES GEBIETES, INSBESONDERE ÜBER DIE „RÜCKEN“ UND DIE „HYALOKLASTITE“

Die Problemstellung der vorliegenden Arbeit liegt vor allem in der Aufgliederung subglazialer Eruptionsprodukte, der Rekonstruktion der zeitlichen Aueinanderfolge von Ausbrüchen und in der genauen Erfassung der Bruchtektonik, die eng mit dem vulkanischen Geschehen zusammenhängt.

Charakteristisch für des Hengill-Gebiet sind langgestreckte Bergrücken, die im folgenden einfach als „*Rücken*“ bezeichnet werden und in ihrem Aufbau den vulkanischen „Tafelbergen“ Islands eng verwandt sind. Sie bestehen zum grossen Teil aus palagonitführenden Ablagerungen, in der Literatur bisher meist als „Palagonittuff“ oder „Palagonitbreccie“ erwähnt, in dieser Arbeit grösstenteils als *Hyaloklastite* bezeichnet.

Durch die Arbeiten von Pjeturss (1900, S. 265—293, 1904, S. 217—267, 1910, S. 1—20), welcher die Moränennatur gewisser Konglomerate innerhalb der „Palagonit-Serien“ nachwies, und Peacock (1926a, S. 385—399, 1926b, S. 51—76, 1926c, S. 441—465), der die isländischen Pillow-Laven zuerst als subglaziale Bildung deutete, konnte eine *subglaziale Entstehung* für die „Palagonit-Serien“ Islands bewiesen werden. Einen wichtigen Beitrag stellt auch eine Arbeit von Noe-Nygaard (1940) dar, in der er noch einmal auf die Verknüpfung der Hyaloklastite und Pillow-Laven mit eingeschalteten Moränen hinweist und so die subglaziale Genese bestätigt findet.

*Bau und Entstehung der Tafelberge und Rücken.* In ihrem Aufbau sind die isländischen Tafelberge (etwa im Mývatn-Gebiet) und die Rücken (z. B. des Hengill-Gebietes) recht einheitlich beschaffen. Bei den kastenförmigen *Tafelbergen* folgt über einem Sockel aus Hyaloklastiten und Pillow-Laven eine Kappe aus Laven, die oft von einem oder mehreren Kratern auf der Höhe dieser Berge hergeleitet werden können. Häufig bilden diese Basaltlaven einen regelmässigen Schild. Die *Rücken* dagegen sind langgezogene, gratartige Bergzüge. Sie bestehen ebenfalls aus Hyaloklastiten und Pillow-Laven, aber nur in den seltensten Fällen werden Basaltkappen oder Krater angetroffen. Es liegt nahe, die Tafelberge einerseits, die Rücken andererseits mit Kjartansson (1943) jeweils auf subglaziale Zentral- und Spalteneruptionen zurückzuführen, analog den Schild- und Spaltenvulkanen des Postglazials, mit denen sie auch in der Verbreitung übereinstimmen.

Man nimmt an, dass bei den subglazialen Eruptionen durch die vulkanische Wärme ein Hohlraum von unten in das Eis hineinschmilzt. Darin kommt das Fördermaterial als Hyaloklastit und Pillow-Lava zur Ablagerung. Ein seitliches Ausfliessen wird durch die dämmende Wirkung des Eises verhindert. Falls durch die Eruption ein Berg aufgebaut wird, der die Oberfläche des Schmelzwassers durchbricht, kann sich das Fördermaterial bald als Lava über die Hyaloklastit-Anhäufung ergiessen. Wo diese wiederum ins Wasser fliesst, entsteht eine „foreset“-geschichtete Breccie, über welche schliesslich die Lava ungehindert fliessen kann, nachdem kein Wasser mehr mit der Schmelze in Berührung kommt. Nach dem Verschwinden des Eises verbleiben die oben beschriebenen ungewöhnlichen Vulkanformen.

Einen Sonderfall beschreiben Walker & Blake (1966) aus Lón, Ost-Island, wo ein Lavastrom 22—35 km weit in einem Tal subglazial geflossen sein soll und dabei zu einem grossen Teil in Breccie umgewandelt wurde. Durch nachträgliche Erosion beiderseits des „Lavastromes“ entstand daraus ein morphologischer Rücken.

Der Bau von *Surtsey*, der 1963 entstandenen vulkanischen Insel vor Island und die Entwicklung dieser Eruption haben vieles gemeinsam mit den Tafelbergen der „Palagonit-Serien“. Am auffälligsten scheint die Bildung eines Lavaschildes über dem vorher unter marinen Einflüssen gebildeten Lockerkegel. Zu dieser Änderung in der Ausbruchsart kam es erst, nachdem der Förderkanal genügend gegen das eindringende Meerwasser abgedichtet worden war, wie man sich dies ähnlich auch für die Top-Basalte der Tafelberge vorzustellen hat.

Oetting (1930, S. 66) sprach diese moderne Theorie der Entstehung der Tafelberge wohl als *erster* in seiner Beschreibung und Deutung des Hróttfell östlich von Langjökull aus. Bei ihm heisst es:

„Vor allem aber spricht die petrographische Beschaffenheit des Berges für seine Deutung als Vulkanruine: An der Basis findet sich ein Tuff, der je höher man steigt, mehr und mehr in eine Breccie übergeht, bis schliesslich, ohne dass eine scharfe Grenze zu erkennen wäre, kompakte Basaltlava auftritt, die den oberen Teil des Berges aufbaut. Hier liegt die Erklärung nahe, dass die Ablagerung in ihrer unteren Partie bei einem subglazialen Vulkanausbruch gebildet ist und mit dem Wachsen des Vulkans in die Höhe immer weniger Wasser den Weg zu dem Ausflussherd gefunden hat. Hierdurch wurden die Massen kompakter, bis sie schliesslich ungestört als Lava ausfliessen konnten“.

Oetting erklärte sonst die Rücken und Tafelberge als *Zeugenberge*, d. h. als Reste einer alten, weit grösseren Landoberfläche.

Eine zweite Theorie, die sich einer grossen Beliebtheit erfreute, war die der tektonischen Entstehung. Ihre Verfechter deuteten die Tafelberge als herausgehobene *Horste* bzw. als bei der Absenkung der Umgebung stehengebliebene Restschollen. Erst Kjartansson (1943, S. 115—118) machte sich von den beiden alten Theorien (Horst oder Zeugenberg) vollständig frei und begründete die dritte (schon von Oetting angedeutete) Theorie einer subglazialen Bildung nicht nur des Gesteins, sondern auch des Berges als *Ganzes*. Er hielt es für wahrscheinlich, dass schon der umgebende Gletscher den Tafelbergen und Rücken ihre heutige Form verliehen habe.

Unabhängig von Kjartansson kam Mathews (1947, S. 560—570) zu demselben Ergebnis für die von ihm untersuchten „Tuyas“ im nördlichen British Columbia. Er hielt es für möglich, dass Tafelberge wie die in Nord-Island auf die gleiche Weise entstanden wären.

Diese Ansicht über die Genese der Tafelberge und eine entsprechende Deutung der Rücken in Nord-Island wurde auch von Van Bemmelen & Rutten (1955) vorgetragen. Obwohl damit die Entstehungsweise dieser Berge nunmehr einigermaßen klar ist, sind viele Einzelprobleme noch rätselhaft. Dies gilt für die innere Lagerung und die Ausbildung der Gesteine, aber auch für die Lagerungs- und Altersbeziehungen zu benachbarten Gesteinsserien des gleichen Typs. Das Schwergewicht der vorliegenden Arbeit liegt auf solchen Fragestellungen.

#### *Hyaloklastit.*

In Island werden feinklastische, bräunlich gefärbte, tuffähnliche Gesteine als „móberg“ bezeichnet und solche, die eckige Bruchstücke aus festem Basalt ent-

halten, als „thursaberg“. Als internationale Fachausdrücke sind hierfür „Palagonituff“ und „Palagonitbreccie“ im Gebrauch, denn häufig ist ein gewisser Anteil an hydratisiertem Basaltglas (= Palagonit) vorhanden. Ein Grossteil dieser für Island so charakteristischen Bildungen ist entsprechend dem, was im vorigen Abschnitt gesagt wurde, bei subglazialen Vulkanausbrüchen entstanden. Diese Genese kann in den meisten Fällen als gesichert gelten, und die verschiedenen Gesteinsausbildung muss in der gegenseitigen Beeinflussung zwischen dem Schmelzfluss und dem umgebenden Eis oder Wasser gesucht werden. Ein übergeordneter Sammelbegriff für die verschiedenen genetisch verwandten Bildungen ist daher wünschenswert. Am geeignetesten hierfür erscheint der Ausdruck „Hyaloklastit“, den Rittmann (1958) in die geologische Literatur einführt, und der bei isländischen Geologen gebräuchliche Ausdruck „móberg“. Auf den letzteren möchte ich jedoch verzichten zugunsten des ersteren, der wegen seiner allgemeinen Verständlichkeit dem lokalen Ausdruck vorzuziehen ist.

Wie sehr es eines einheitlichen Sammelbegriffes bedarf, zeigt das Dickicht von übergeordneten Begriffen, auf die man bei der Lektüre isländischer geologischer Literatur stösst. Einige Bearbeiter haben Namen wie Palagonituff oder nur Tuff als Sammelbezeichnung für die zur „Palagonit-Formation“ gehörenden klastischen Vulkanite benutzt, was natürlich nicht ganz richtig ist. Peacock (1926) und T. Einarsson (1946) sprechen in diesem Sinne von „basic tuff“. Th. Einarsson (1960a) spricht in übergeordnetem Sinne von „Palagonit-Tuff“. Der Ausdruck „tuff breccia“ als Sammel-Begriff, wird von Van Bemmelen & Rutten (1955) und auch T. Einarsson (1962) verwendet. Dies ist jedoch kaum zulässig, weil der Name „tuff breccia“ nach Norton (1917, S. 120) und Wentworth & Williams (1932, S. 46) sich ausschliesslich auf pyroklastische Breccien mit reichlicher Tuff-Matrix bezieht.

Rittmann (1960, S. 82–83) hat sich nicht ohne Grund gegen die Verwendung des Wortes „Palagonituff“, wie es angeblich in Island verwendet wird, gewandt. Dort wurde nach ihm der Name auf alle möglichen klastischen Bildungen ausgedehnt, wie z. B. auf zerspratzte subglaziale Laven, glaziale Moränen, Solifluktionsprodukte, Schlackenbänke, echte Tuffe und Alluvionen. Dies ist jedoch aus der Luft gegriffen, denn aus der Zusammenstellung Nielsen's & Noe-Nygaard's (1936), auf die sich Rittmann hier wohl bezieht, geht lediglich hervor, dass diese Bildungen innerhalb der „Palagonit-Formation“ (die keine Formation sondern eher eine Fazies ist) vorkommen können.

Der Vorschlag Rittmann's das Wort Palagonituff durch den neutraleren Begriff „Hyaloklastit“ zu ersetzen, ist sehr zu begrüßen, wenn letzterer im übergeordneten Sinne gebraucht werden darf, was leider nicht eindeutig aus seiner Definition hervorgeht. Er definiert den Namen Hyaloklastit als *Anhäufung zerbröckelter Glaskrusten von werdenden Pillows* und weist darauf hin, dass eine solche Bildung keineswegs ein echter pyroklastischer Tuff ist (1958, S. 318 und 1960, S. 82). Sicher sind nicht alle unsere feinklastischen Breccien oder Glastuffe auf diese Weise entstanden wie später gezeigt wird, und zwischen Tuffen und Hyaloklastiten kann es keine scharfe Grenze geben. Rittmann versteht unter Hyaloklastit im allgemeinen offensichtlich nur relativ feinkörnige Ablagerungen. Da er jedoch (1960, S. 81) einen Hyaloklastit abbildet, der Pillows und grössere Pillow-Bruchstücke enthält, scheint es gerechtfertigt, den Begriff auf die Breccien der isländischen „Palagonit-Formation“ auszuweiten. Dies scheint auch deswegen berechtigt, weil zwischen „Palagonit-

Breccien“ und „Palagonittuffen“ sich oft ein allmählicher Übergang vollzieht, und die Genese beider Gesteinstypen letzten Endes auf die gleichen Ursachen zurückgeht.

*Basaltische Hyaloklastite sind im Hengill-Gebiet das häufigste Gestein.* Sie sind neben den eng verwandten Pillow-Laven am Aufbau aller Berge dieses Gebietes massgeblich beteiligt. Besonders häufig und klar erkennbar sind zwei Haupttypen der Hyaloklastite: Pillow-Breccie und geschichteter Hyaloklastit. Als dritter häufiger Typ kommen Breccien vor, die Basalt-Fragmente enthalten, welche nicht als Pillow-Bruchstücke angesprochen werden können. Sie werden hier als brecciöser Hyaloklastit bezeichnet.

*Pillow-Lava* ist bei den Olivinbasalten und den plagioklas-porphyrischen Basalten des Untersuchungsgebietes ausserordentlich häufig. Die einzelnen Pillows stellen rundliche Bälle oder zylindrische Wülste dar von durchschnittlich 50—100 cm Durchmesser, auch Riesenpillows von über 10 m Durchmesser kommen vor (z. B. Kvarnarberg in Lambhagi). Die Zwischenmasse zwischen den Pillows besteht aus Glasfragmenten, die von der glasigen Aussenhaut der Pillows während ihrer Entstehung abgebröckelt sein dürften. Z. T. sind die Zwischenräume unausgefüllt geblieben. Die Pillows sind insgesamt sehr blasenreich. In ihrem Zentrum sind grosse Blasenräume vorhanden, von denen radiäre Entgasungskanäle ausgehen. Sehr charakteristisch sind auch konzentrisch angeordnete Blasenzüge in äusseren Zonen. Auch die spröde, 0,5—2,0 cm dicke, glasige Aussenhaut der Pillows ist recht blasig bis fast schaumig und wittert infolgedessen leicht heraus (Abb. 2). In der tholeiitischen, sonst sehr feinschichtigen Hähryggur-Serie treten sporadisch an wenigen Stellen etwas abweichende Pillow-Laven auf. Die Pillows sind hier von sehr regelmässiger, kugelförmiger Gestalt, sehr stark geklüftet und auffallend dicht und blasenarm. Die schwarze Sideromelan-Kruste ist hier relativ dick (bis über 3 cm) und fast ohne Blasen. Die verschiedene Ausbildung dieser Pillow-Laven muss mit der grösseren Zähflüssigkeit des Hähryggur-Tholeiits zusammenhängen.

In den Rücken des Hengill-Gebietes scheinen die Pillow-Laven recht steile Böschungen (bis zu 45°) primär bei ihrer Entstehung zu bilden. Dies könnte durch die dämmende Wirkung des umgebenden Eises bedingt sein. Zwischen dem Eis und der sich verbauenden Pillow-Lava bildet sich eine ziemlich dicke Schicht von Hyaloklastiten, die teils im Sinne Rittmann's als Anhäufung von Glassplittern aus Pillow-Krusten zu deuten sind und teils, wo sie aus Pillow-Breccie besteht, als Rutschmassen anzusprechen sind. Das Wachstum der Pillow-Laven erfolgt unter dieser Schutzhülle. Die Zufuhrkanäle sind z. T. die Pillows selbst sowie zahlreiche blinde Gänge, die oft in grosser Zahl die Pillow-Laven durchsetzen. Diese Gänge setzen ebenso plötzlich ein wie sie aufhören. Sie gehen nach beiden Enden in Pillow-Laven über. Von einem apikalen Schlot, aus dem die Lava strömt und als Pillow-Lava hangabwärts fliesst, kann keine Rede sein.

Suboceanische Pillow-Laven der Orogene sind etwas verschieden, weil diagenetisch und oft metasomatisch stark umgewandelt. Ursprünglich vorhandene Blasen sind von Sekundär-Mineralien ausgefüllt, und alle Sprünge sind verheilt. Auch die Matrix zwischen

den Pillows ist dicht und auffälliger laminiert als in den jungen Pillow-Laven. Solche Unterschiede veranlassten Van Bemmelen & Rutten (1955, S. 205) dazu, die isländischen Pillow-Laven als „beds of lava nodules“ zu bezeichnen. Solche Bildungen fanden sie nur im höheren Teil der Tafelberge, im Grenzbereich zwischen den Top-Basalten und den darunter liegenden Hyaloklastiten. Möglicherweise haben diese Autoren die hier als „foreset“-Breccien bezeichneten Strukturen beobachtet (siehe unten). Dort kommen Pillow Laven vor, die wesentlich unvollständiger ausgebildet sind als die Pillow-

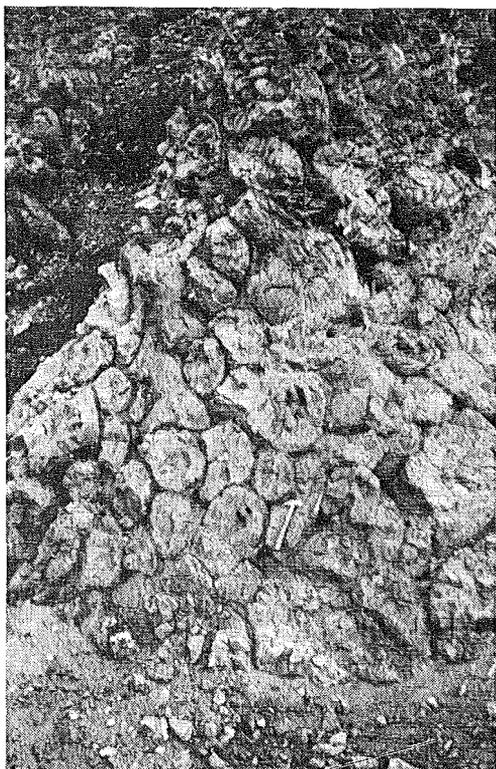


Abb. 2. Pillow-Lava (porphyrischer Basalt) vom West-Hang des Hengill, oberhalb Sleggja. Deutlich zu erkennen ist die selektive Herauswitterung des blasigen innersten Teiles der Pillows und des glasierten Materials zwischen ihnen.

Fig. 2. Pillow-Lava (porphyritic basalt) on the western slope of Hengill above Sleggja. Note the selective weathering out of the highly porous core of the pillows as well as the glassy interstitial material between them.

Laven sonst. Im Hengill-Gebiet waren die Pillow-Laven in der Regel in den unteren Teilen der Hyaloklastit-Berge als ihr innerer Kern anzutreffen. Nielsen & Noe-Nygaard (1936) beschreiben subglazial entstandene Pillow-Laven, die sie auch so bezeichnen. In einer späteren Arbeit nennt sie Noe-Nygaard (1940) jedoch „globular basalts“.

*Pillow-Breccie* besteht in ihrer typischen Form aus Lavaklumpchen, welche die radialen, prismatischen Spaltstücke von zertrümmerten Pillows darstellen und einer Matrix aus Glas. An vielen Spaltprismen ist noch die schwarze Sideromelan-Haut auf der Endfläche erhalten. Das Mengenverhältnis zwischen Pillow-Bruchstücken und Glasmatrix schwankt. Nimmt der Anteil an Glasmatrix zu, so deutet sich meistens eine Schichtung an, sonst ist die Pillow-Breccie ausser in einem nachher zu besprechenden Sonderfall ungeschichtet. Carlisle (1963, S. 51) bezeichnet diesen Typ als „broken pillow breccia“.

Einem Hyaloklastit-Typ, den Nielsen und Noe-Nygaard (1936) als „Basaltkugelbreccie“ und Noe-Nygaard (1940) als „basaltglobe breccia“, Carlisle (1963, S. 49) als „isolated-pillow breccia“, beschrieben, begegnet man häufig (im Hengill-Gebiet z. B. Ost-Wand der Litla Katlatjörn, Árstadafjall, Reykjafjall). Es handelt sich hier entweder um regelmässig geformte Wülste oder runde Pillows, die freischwimmend in der üblichen Glasmatrix eingebettet sind. Nach den genannten Autoren kann eine Pillow-Lava-Anhäufung peripher in einen solchen Hyaloklastit mit „schwimmenden“ Pillows übergehen. Dies wurde auch im Hengill-Gebiet beobachtet. Diese letzte Varietät war es übrigens, für die zuerst Henderson (1953, S. 29) die Bezeichnung Pillow-Breccie gebrauchte.

Manchmal ist die Pillow-Breccie geschichtet. Es handelt sich dabei um eine Art Deltaschichtung (foreset beds): Die Hauptmasse bilden 50 cm bis einige

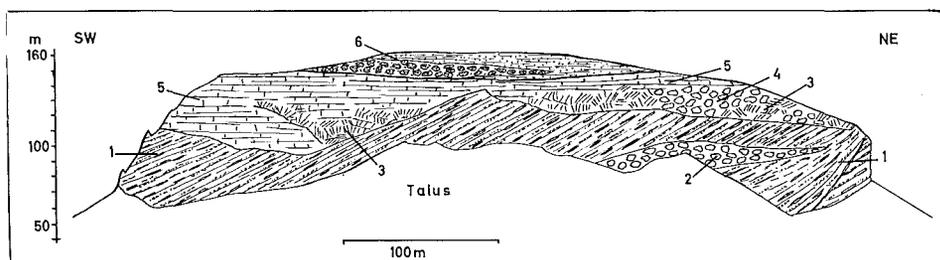


Abb. 3. Thurárhnúkur (Ölfus) von der Strasse nördlich Thurá-Hof. Das Profil zeigt „foreset“-geschichtete Breccien (1) mit einer Einlagerung von Pillow-Lava (2). Darüber dünnbankige Olivinbasalte (5) mit Kubbaberg und Pillow-Lava (bei 3 und 4). 6 = jüngere Serie aus Pillow-Lava und geschichtetem Hyaloklastit, teilweise auf Tillit auflagernd. Die Serie 1–5 entspricht den Olivinbasalten 1 von Abb. 30. (Zum Kubbaberg s. S. 22).

Fig. 3. Thurárhnúkur (Ölfus) as seen from the road near Thurá farm. Foreset bedded breccias (1) including a wedge of pillow lava underlie thin flows of olivine basalt (5), partly showing kubbaberg (3) and pillow lava (4) structure. 6 = younger series of stratified hyaloclastites and pillow lavas in part superimposed on tillite. The series 1–5 corresponds to the olivine basalts 1 of fig. 30.

Meter mächtige Bänke aus feinschichtem Glas mit Pillow-Bruchstücken, schlackigen Basaltklümpchen und kleinen Pillows in Schlieren und Bändern. Sehr charakteristisch sind plattenförmige bis ellipsoidische, oft mehrere Meter lange pillowähnliche Strukturen, die massenhaft auftreten. Das Einfallen ist recht gleichbleibend. Am häufigsten misst man Werte zwischen  $22^\circ$  und  $27^\circ$  (siehe Abb. 3). Die Pillows der „foreset“-geschichteten Breccien sind weniger blasig als die der echten subaquatischen Pillow-Laven. Besonders auffällig ist dies bei den Glaskrusten, die einige cm dick werden können und dicht sind im Gegensatz zu den schaumigen Glaskrusten der rein subaquatisch gebildeten Pillows. Vielleicht hängt dies damit zusammen, dass jene Pillows schon vor dem Eintritt ins Wasser als subaerische Laven einen Teil ihres Gasgehaltes verloren haben und infolge dessen zähflüssiger geworden sind (vergl. T. Einarsson,

1965b, S. 73). Die „foreset“-geschichteten Breccien erreichen in einigen Tafelbergen Mächtigkeiten bis über 100 m und stehen meistens mit überlagernden Lavaströmen in Verbindung. Sie sind zweifellos so zu deuten, dass Laven, die von den Kratern der Tafelberge ausflossen, als diese die subaerische Phase erreicht hatten, beim Wiedereintritt ins Wasser zerspratzten und aus Hyaloklastiten eine Art Delta bis zur Höhe der Wasserlinie vorschütteten, über welches dann nach und nach die Laven selbst flossen. Entsprechend deuten Russell (1902, S. 113—115), Fuller (1931, S. 284) und Waters (1960, S. 361—363) „foreset“-geschichtete Breccien aus dem Columbia River Plateau in dieser Weise. Ebenso auch Mathews (1947) geschichtete Breccien in den „Tuyas“ British Columbias.

Sehr ähnliche Vorgänge hat man in jüngster Zeit in Surtsey studieren können (Thorarinnson 1965, S. 177). Um Ablagerungen dieser Art handelt es sich bei den Tafelbergen Hrafnabjörg und Bláfell, die bei T. Einarsson (1962, S. 81 und 92) beschrieben sind. Derselbe Verfasser beschreibt „foreset“-geschichtete Breccien aus dem Gebiet südlich Tjörnes (1965a, S. 29—47). Im Untersuchungsgebiet wurden beim Hengill selbst, der stellenweise gut entwickelte Top-Basalte besitzt, „foreset“-geschichtete Breccien in eindeutiger Verbindung mit überlagernden Laven beobachtet. Am Rande des Gebietes jedoch sind bedeutendere Vorkommen dieser Art in Ingólfssjall und Thurárhnúkur (Abb. 3) zu sehen.

Gelegentlich kann man in einer Pillow-Breccie beobachten, dass einzelne Pillows nach ihrer Erstarrung in situ brecciiert, und die einzelnen Teile nur wenig auseinandergedriftet wurden. Born (1923) und zuletzt Hentschel (1963, S. 98) beschreiben eine ähnliche Erscheinung aus devonischen Breccien im Lahn-Dill-Gebiet. Sie sehen in der Brecciebildung „einen Effekt der Kontraktion des festen Pillow-Diabases infolge rascher Abkühlung des Gesteins um etwa 1000°“. Wahrscheinlich kommen geringe Massenbewegungen in dem noch losen Haufwerk ebenso als Erklärung in Frage (T. Einarsson 1962, S. 98).

Die Ursache für die häufigere vollständige Zertrümmerung der Pillows und damit für die Bildung der typischen Pillow-Breccie ist sonst wenig diskutiert worden. Carlisle (1963, S. 70) gibt für triassische Pillow-Breccien bei Vancouver folgende Erklärung, die durchaus wahrscheinlich ist:

„Disaggregation (of pillows) appears to have resulted from slump or flow of pillows and matrix essentially during extrusion, and its fullest development produced broken-pillow breccia. — What triggered the flow . . . might have been the simple accumulation of a sufficient thickness of unconsolidated pillow-matrix-water mixture to create instability even on a gentle slope“.

Er zieht ebenfalls eine Beobachtung von dem submarinen Ausbruch bei Pantelleria 1891 (Washington 1909, S. 141) zur Erklärung heran. Dort hat man beobachtet, wie kugelförmige, rotglühende Bomben, bis über 1 m im Durchmesser hochgeworfen wurden, einige bis über die Meeresoberfläche hinaus. Sie hielten sich eine Weile schwimmend und explodierten zuletzt, worauf die Fragmente zu Boden sanken. Wahrscheinlich war hier der Gasgehalt der Bomben

— richtiger wohl der Pillows — die Ursache für ihr Zerbersten. Carlisle nimmt an, dass auch solche Vorgänge durchaus zur Bildung der Pillow-Breccie beitragen können.

Die Tatsache, dass die Pillow-Breccien besonders häufig die Pillow-Laven randlich umgeben und häufig auch als Linsen inmitten von Pillow-Lava vorkommen, deutet auf häufige Rutschungen aus den steilen subglazialen (subaquatischen) Böschungen der sich vorbauenden Pillow-Lava. Dabei zerbersten die einzelnen Pillows. Die Glasmatrix dieser Breccien steht jedoch in einem Missverhältnis zu der Glasmatrix der Pillow-Lava selbst. Wahrscheinlich erklärt sich dies so, dass flüssiges Material ebenfalls mit in den Rutschprozess hineinbezogen wird. Ebenso scheint es möglich, dass die unregelmässig geschichteten Hyaloklastite, die die Pillow-Lava-Anhäufung umgeben, mit hinabrutschen und mit den Pillow-Bruchstücken zusammengerührt werden.

Überhaupt müssen wohl die Pillow-Bruchstücke als Indiz dafür gelten, dass die Pillows selbst erst nach ihrer Erstarrung aufgebrochen wurden. Der im Vergleich zu Pillow-Laven unvergleichlich hohe Gehalt an Glasmatrix deutet hingegen auf ein gesteigertes phreatisches Zersprätzen wie etwa bei Rutschungen zu erwarten ist.

Ausser den von Carlisle umrissenen Prozessen (siehe oben) und dem eben beschriebenen ist noch ein vierter zu erwähnen, der ebenfalls zur Bildung der Pillow-Breccien beitragen kann. Wir haben gesehen, dass die subglaziale Eruption effusiv mit der Bildung von Pillow-Lava und zugehörigen Hyaloklastiten beginnt. Diese Phase wird in vielen Fällen durch eine nächste, phreatisch-explosive Phase abgelöst. Diese Wendung erfolgt offensichtlich erst, nachdem die effusive Phase einen Berg aufgebaut hat, der fast bis an die Oberfläche reicht, bezw. die Schmelzwässer weitgehend abgelaufen sind, denn die Lagerungsverhältnisse zeigen, dass diese Phase immer kurz vor der dritten, subaerisch-effusiven Phase auftritt. Mit diesem Wechsel tritt zum erstenmal ein wirklicher, die Pillow-Lava durchschlagender Schlot in Erscheinung. Durch die nunmehr phreatische Eruption wird dieser stark erweitert und Pillow-Lava aus den Schlotwänden aufgebrochen und ausgeworfen. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass die Pillow-Bruchstücke mengenmässig gegenüber den feinklastischen Tuffen wenig in Erscheinung treten würden.

Die Glasmatrix der Pillow-Breccien besteht überwiegend aus eckigen Sideromelan-Bruchstücken. Ihre Grösse schwankt etwa zwischen 0,02 mm bis zu 1,5 cm, d. h. Lapilligrössen sind häufig. Die grösseren Fragmente sind meistens ziemlich blasenreich. Oft ist eine Fluidaltextur in dem Glas vorhanden, indem die Blasen länglich ausgezogen sind. Sind die Sideromelan-Bruchstücke dicht oder enthalten sie nur wenige Poren, sind sie relativ kleiner und von feinsten Harrissen durchsetzt. Gelegentlich zeigt sich in Dünnschiffen, dass mehrere benachbarte Sideromelan-Bruchstücke aneinanderpassen, sie sind Teile eines ursprünglich grösseren Kornes, das erst nach der Ablagerung *in situ* wohl durch Spannungen im Glas zersprungen ist. Ähnliches beschreibt Carlisle (1963, S 57). Ähnlich sind auch die von Pillow-Krusten abgebröckelten Glassplitter zu erklären, die schalig angeordnet noch die Pillows, von denen sie abstammen, umgeben (vergl. Hentschel 1963, S. 99).

*Brecciöser Hyaloklastit.* Dieser Breccietyp ist bei den tholeiitischen Hyaloklastiten (Háhryggur, Stapafell) das charakteristische Gestein. Die Breccie besteht aus Glasmasse (meistens überwiegt sie) und dichten, feinporigen Lava-

Klümpchen von unregelmässiger Form und Grösse in sehr wechselnder Menge. Pillow-Bruchstücke fehlen. Gelegentlich ist eine grobe, wenig hervortretende Schichtung vorhanden.

Bei den porphyrischen Basalten und den Olivinbasalten tritt dieser Breccietyp anscheinend regellos als Einlagerung in anderen Hyaloklastittypen auf. Die Lavaklümpchen sind dort auffallend schlackig, und eine Schichtung ist meistens vorhanden. Besonders häufig begegnet man diesem Hyaloklastittyp im höheren Teil der Berge als Übergang zu den geschichteten Hyaloklastiten der phreatisch-explosiven Zwischenphase.

Die Ausbildung der tholeiitischen, brecciösen Hyaloklastite hängt offensichtlich mit der höheren Viskosität dieser Gesteine zusammen. Bekanntlich neigen Laven von mittlerer Viskosität zur Bildung von Aalava (Brockenlava). Nach Macdonald (1953, S. 67) geht ihre Viskosität auf den höheren Gasverlust zurück. Die tholeiitische Lava von Háryggur war aber primär viskoser und neigte folglich zur Bildung von Aalava. Macdonald (1944, S. 179—181) beschreibt aus Hawaii die enorme Explosivität, die sich entwickelte, als (1840) ein Aalavastrom ins Meer floss. Dabei entstanden bis zu 80 m hohe Aschenvulkane (Pseudokrater). Als Gegenbeispiel führt er Pahoeolaven an, die sich ganz anders verhielten und keine solche Explosivität entwickelten. Über den Grund für die Explosionen äussert er sich folgendermassen:

„The reason for greater explosive activity occasioned by the entrance of aa into water is not difficult to understand. Aa has no continuous crust such as that of pahoehoe to act as an insulator. The fragmental nature of the surface of an aa flow allows the water easy access to the highly heated, still fluid interior of the flow, and presents to the water a very large area of hot lava. Explosively violent generation of steam is the result“.

In bezug auf subglaziale Eruptionen ist die Annahme vielleicht berechtigt, dass der Pahoehoe-Lavotyp mehr zur Entstehung von Pillow-Laven und Pillow-Breccien neigt. Die Schmelzen dagegen, die höher viskos sind (manche Tholeiite), neigen möglicherweise zu stärkerer Explosivität und damit zur Entstehung von Gesteinen, die den brecciösen Hyaloklastiten der Háryggur-Serie (s. S. 35—36) ähneln.

*Geschichteter Hyaloklastit* ist eine relativ feinkörnige Bildung, die fast nur aus Sideromelan-Bruchstücken besteht, d. h. hier liegt die Zwischenmasse aus den Pillow-Breccien als selbständige Bildung vor. Die Sideromelan-Bruchstücke leiten wie vorher zu blasigen Lapillikörnern, ebenfalls aus Sideromelan, über. Hinzu treten in geringer Menge schwarze Splitter von Pillow-Krusten und schlackige, tachylytische Basaltsteinchen. Die Schichtung wird dadurch hervorgerufen, dass gröbere Lagen, die mehr Lapilli enthalten, mit solchen, die fast nur aus kleineren Sideromelan-Splittern oder -Pulver bestehen, abwechseln. Die Schichtung kann sehr regelmässig ausgebildet, aber auch recht unregelmässig und undeutlich sein.

Es lassen sich im Hengill-Gebiet zwei genetisch vielleicht verschiedene Varietäten von geschichteten Hyaloklastiten unterscheiden. Bei der ersten Varietät handelt es sich um *mächtige und verhältnismässig weitverbreitete Vorkommen von geschichteten Hyaloklastiten* (im Hengill-Gebiet auf der Höhe des Hengill,

in Sandklettur, westlich Engidalur, am Litla Skardsmýrarfjall, in Lakahnúkur und an einigen anderen Stellen). Meistens liegen diese geschichteten Hyaloklastite unmittelbar über zugehörigen Pillow-Laven und -Breccien als ihr bei dem phreatischen Ausbruch entstandenes Äquivalent. Seltener stehen sie in keinem Zusammenhang mit solchen, sondern überlagern unmittelbar etwa die Top-Basalte der Tafelberge. Im Hengill-Gebiet wurde eine solche Situation bei Litla Skardsmýrarfjall und Hengill angetroffen.

Sehr häufig sind bei dieser ersten Varietät gradierte Schichtung und Schrägschichtung, sowie Setzungsrisse. Die gradierte Schichtung ist oft invers, d. h. die einzelnen Lagen sind unten fein und werden nach oben gröber. (Abb. 4, vergl. auch Honnorez 1963, Pt. III, Fig. 4). Dieses Phänomen kann wohl nur durch eine Sedimentation in Wasser erklärt werden; die blasenreichen, gröberen Körner erhalten einen Auftrieb durch die eingeschlossenen Gase und sinken langsamer ab als das feinere, aber blasenarme Material. Dieselbe Deutung gibt Bateman (1953) für postglaziale, helle Bimse, die in einem (jetzt verschwundenen) See in Californien abgelagert wurden. Die inverse gradierte Schichtung kommt vorzugsweise in regelmässig geschichteten Hyaloklastiten vor; sie deutet darauf hin, dass die Eruptionsprodukte in einem vielleicht nur temporären See gleichmässig absanken. Für die Ablagerung in Wasser spricht

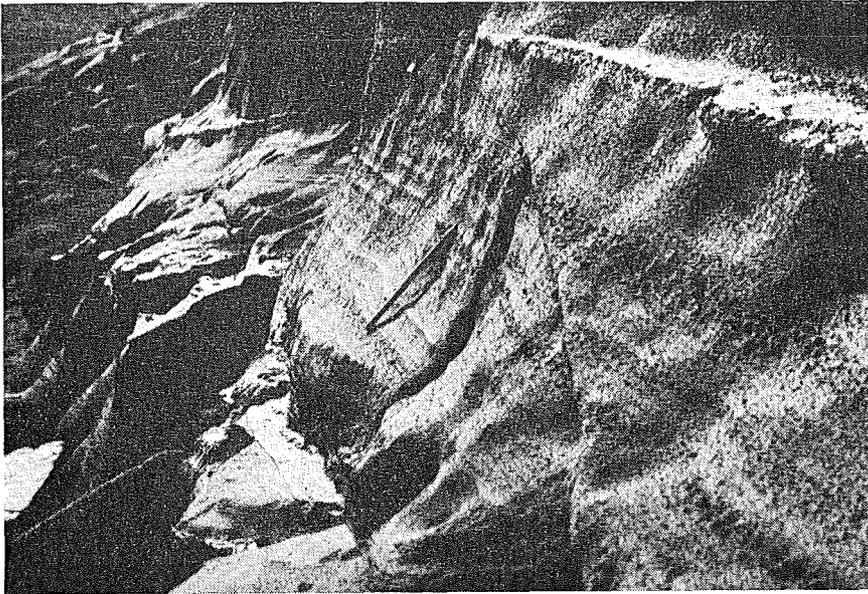


Abb. 4. Beispiel einer inversen gradierten Schichtung. Die scharfe Grenze der gradierten Schichten liegt stets über der groben Lage. Östlich Hródurkarlar am Kaldidalsvegur.

Fig. 4. Inversely graded bedding. The abrupt boundary of the graded beds always lies above the coarse beds. Locality east of Hródurkarlar near Kaldidalsvegur.

auch die in diesen Schichten häufig auftretende Schrägschichtung, die ihrerseits auf Strömungen hinweist, welche das feine hyaloklastische Material verfrachtet haben. Die Sideromelan-Splitter wiesen jedoch auch hier keinerlei Abrundung der frischen Bruchränder auf, so dass ein normaler Wassertransport nicht wahrscheinlich ist. Vielleicht wurde das Material als Suspension in einem Trübestrom zum Ablagerungsort verfrachtet (Mc Birney 1963, S. 468). Mit der Schrägschichtung ist oft eine undeutliche, meist normale gradierte Schichtung verbunden. Ziemlich sicher geht diese Art der geschichteten Hyaloklastite direkt auf phreatisch-explosive Eruptionen zurück, die sozusagen ein Übergangsstadium zu dem subaerisch-effusiven darstellen, und sie wurden in einem durch den Ausbruch vorher gebildeten See abgelagert. Hier kann somit ein Grenzfall zwischen pyroklastischem Tuff und Hyaloklastit auftreten, wofür Sandey in Thingvallavatn ein gutes, rezentes Beispiel bietet (s. S. 53). Solche Tuffe sind ihrer Genese nach Hyaloklastite, weil eben Wasser ihre Bildung bedingte, jedoch ist die ganze Art der Ablagerung mehr für Tuffe typisch.

Die zweite Art der geschichteten Hyaloklastite hängt genetisch eng mit den Pillow-Laven zusammen wie vorher schon angedeutet und *umgibt als eine wenige Meter bis mehrere zehn Meter mächtige Schicht eine Pillow-Lava-Anhäufung*. Zwischen der Pillow-Lava und den umgebenden, geschichteten Hyaloklastiten schaltet sich häufig Pillow-Breccie ein, und zwischen allen dreien findet man fließende Übergänge. Auch ist die Untergrenze der geschichteten Hyaloklastite gegen Pillow-Laven gelegentlich scharf (Abb. 5).

Aufschlüsse, wie die auf Abb. 5 gezeigten, sind für die Deutung dieser Erscheinung besonders gut geeignet. Die Abbildungen stammen von ausserhalb unseres Gebietes, südwestlich des *Litla Björnsfell* (SW von Langjökull). Dort befindet sich ein 1,5 km langer, niedriger Rücken, der zur SW-Ecke des *Litla Björnsfell* hinzieht. Er wird in der Hauptsache aus Pillow-Lava aufgebaut, die peripher und nach oben in relativ geringmächtige Partie von Pillow-Breccie übergeht, die ihrerseits von geschichtetem Hyaloklastit umgeben wird. Die geschichteten Hyaloklastite sind in der Scheitelzone nur noch lückenhaft vorhanden, aber an den Flanken sind sie vollständiger und bis zu 20 m mächtig. Die Schichtung ist im höheren Teil entweder horizontal oder fällt schwach mit dem Hang des Rückens ein. Weiter hangabwärts ist sie sehr unregelmässig. Einzelne Brecciellinsen ziehen konkordant zur Schichtung in die geschichteten Hyaloklastite ein. Diese geschichteten Hyaloklastite kommen ihrer Genese nach der ursprünglichen Definition Rittmann's am nächsten. Sie sind als eine Art Anschwemmung zu deuten, die zwischen dem umgebenden Eis und der Pillow-Lava abgelagert wurde. Die Glasmasse besteht hier wahrscheinlich grösstenteils aus Splintern, die von den Pillow-Krusten abbröckelten und die Hänge hinuntergeschwemmt wurden. Im Hengill-Gebiet sind solche Hyaloklastite gemein häufig. Am schönsten ausgebildet sind sie am Nord- und Süd-Ende des Sköflungur, am Sandhryggur und am Nord-Hang des Hengill. Der oben beschriebene Rücken kann als ein Musterbeispiel für den Aufbau mancher weniger gut erhaltenen, bzw. aufgeschlossenen Rücken des Hengill-Gebietes gelten.

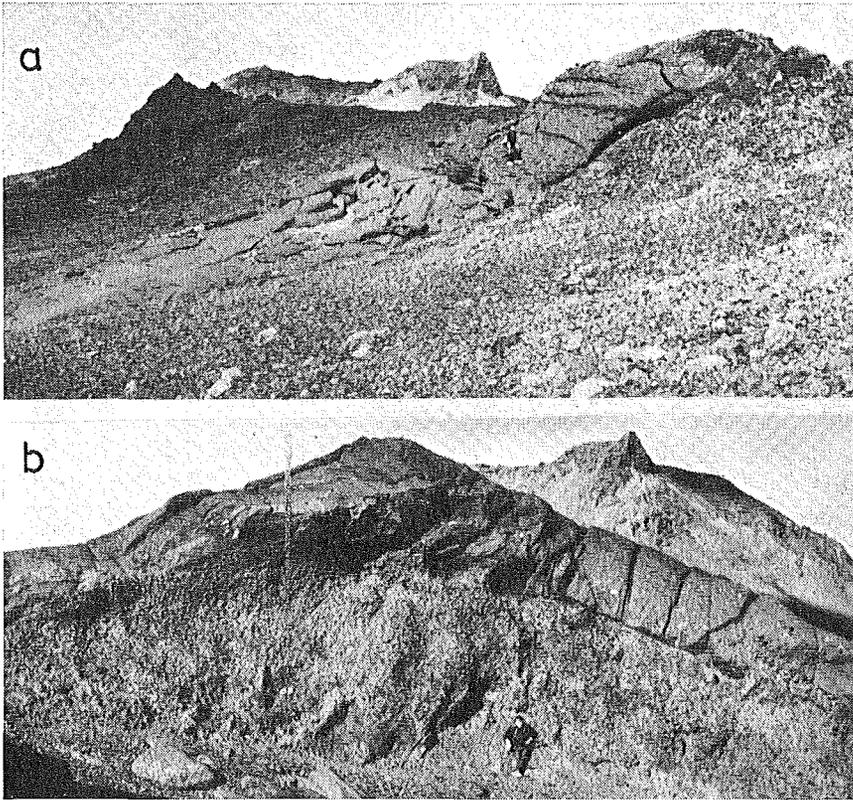


Abb. 5. Rücken südwestlich Litla Björnsfell. a = schräg von der Seite. b = quer zum Streichen. Das Innere des Rückens besteht aus Pillow-Lava und Pillow-Breccie, die von geschichtetem Hyaloklastit ummantelt werden.

Fig. 5. Ridge southwest of Litla Björnsfell, a = oblique lateral view, b = view perpendicular to strike. The inner core of this ridge consists of pillow lava and pillow breccia which is enveloped in stratified hyaloclastites.

Geschichteter Hyaloklastit, eine Bezeichnung, die von Rittmann (1958, S. 318) zuerst gebraucht wurde, wird hier anstatt von „Palagonittuff“ verwendet. Der Gebrauch des Wortes „Palagonit“ in diesem Zusammenhang scheint schon deswegen nicht gerechtfertigt, weil die Umwandlung des Glases zu Palagonit oft nur wenig fortgeschritten ist bzw. gar nicht festgestellt werden konnte. Palagonittuff und auch Palagonitbreccie wären somit ganz falsche Bezeichnungen.

*Aufgearbeitete Hyaloklastite.* Als aufgearbeitete Hyaloklastite sollen hier nur zwei Typen beschrieben werden, die beide unmittelbar durch die Einwirkung des Gletschereises entstanden sein dürften. Als Sandsteine und Konglomerate gibt es aber auch andere Arten von aufgearbeiteten Hyaloklastiten, die hier jedoch ausgelassen werden sollen. Cucuzza-Silvestri (1963, S. 319) beschreibt

als „reworked hyaloklastites“ marine Sedimente mit einem gewissen Anteil an Glasfragmenten, die mit Peperiten vergleichbar sein dürften.

Häufig kann man beobachten, dass die Hänge der Hyaloklastit-Berge von charakteristischen, hangparallelen Schichten verschiedener Mächtigkeit und Erhaltung bedeckt werden. Manchmal handelt es sich lediglich um *dichtere Packung der hyaloklastischen Bestandteile, ohne dass fremdes Material hinzukommt*. Die Porenräume sind fast verschwunden, die Körner zerkleinert, und gelegentlich kann eine Art von Schieferung beobachtet werden (Abb. 21). Die Mächtigkeit dieser Bildung erreicht um 1 m im Mittel, ohne hangaufwärts abzunehmen. Sie ist verwitterungsresistenter als die noch locker gepackten, unterlagernden Hyaloklastite und wird daher gern unterhöhlt.

Öfter treten im Hengill-Gebiet ausserdem anders zusammengesetzte, bis mehrere Meter mächtige, aufgearbeitete Hyaloklastite auf, oft hangparallel geschichtet, die ich als *glazigene Ablagerungen* ansehen möchte. Für die Moränen-natur dieser Schichten spricht die primär bräunliche, jedoch grau verwitternde, tonige Grundmasse mit kantengerundeten Steinen und gekritzten Geschieben, dazu kommt die starke Verkittung der Ablagerung und ihre Schieferung, die vielleicht auf Gletscherdruck zurückgeführt werden können.

Die Bezeichnung „aufgearbeiteter Hyaloklastit“ ist in diesem Sinne neu. Van Bemelen & Rutten (1955) beschreiben als „Pseudopalagonit“ ähnliche Bildungen von vielen Stellen in ihrem Untersuchungsgebiet in Nord-Island und deuten sie durchweg als wiederverkitteten Hangschutt. Möglicherweise trifft diese Deutung in einzelnen Fällen zu, jedoch kaum für postglazialen Hangschutt, kaum verständlich blieben bei einer solchen Annahme die starke Verkittung (viel fester als Ausgangsmaterial) und oft deutliche Schieferung.

Zusammenfassend ergibt sich nach diesen Beobachtungen im Grossen ein recht überschaubares Bild für den Aufbau der Rücken und Tafelberge mit ihrer wechselvollen Gesteinsausbildung (Abb. 6).

1) Zuerst bildet sich eine Anhäufung aus Pillow-Lava, die peripher in mächtige Einschaltungen von Pillow-Breccie übergehen kann. Unregelmässig geschichtete Hyaloklastite überziehen diese Bildungen, und sind an den Hängen stellenweise sehr mächtig. Gewöhnlich hört hier die Entwicklung der Rücken auf.

2) Geht die Eruption weiter, folgt bei Annäherung des subglazialen Vulkans an die Oberfläche des Wassers eine Änderung im Ausbruchmechanismus und in einem glazialen See werden regelmässiger geschichtete Hyaloklastite (oder Tuffe), das Produkt einer phreatischen Eruption, abgelagert. Brecciöse Hyaloklastite kennzeichnen den Übergang zu dieser Phase. Manche Rücken haben dieses Stadium noch erreicht (z. B. Lakahnúkur im Hengill-Gebiet).

3) Nachdem der Schlot wieder genügend abgedichtet ist und von oben kein Wasser in ihn hineinströmt, kommt es zum Ausfliessen von Lava auf dem Trockenem. Diese Lava fliesst nun wiederum ins Wasser, brecciiert und schüttet eine „foreset“-geschichtete Serie bis zur Wasserlinie über die Serien 1) und 2) vor. Darüber fliesst dann allmählich die Lava selbst.

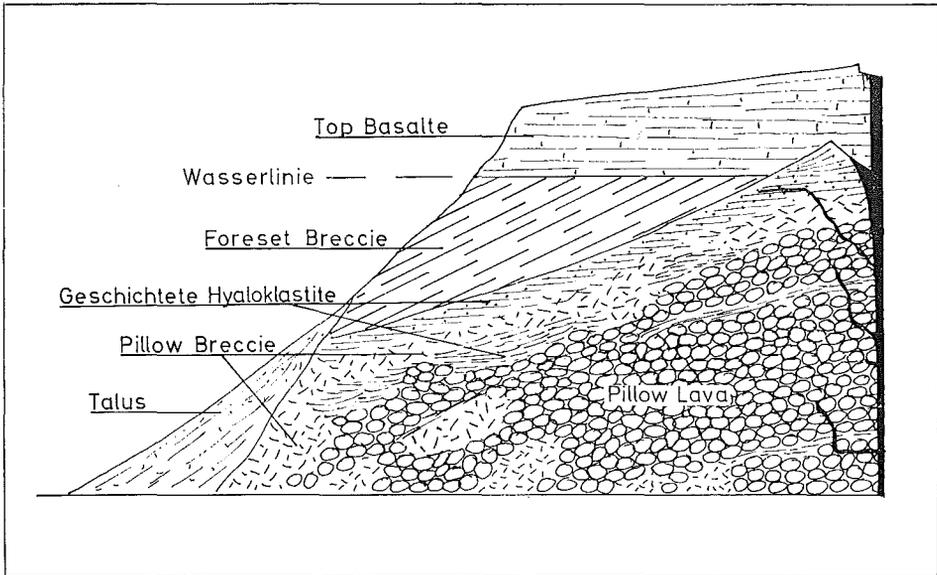


Abb. 6. Schematischer Querschnitt durch einen Tafelberg. Die verschiedene Gesteinsausbildung geht auf Änderungen in dem Ausbruchsmechanismus zurück. Unten entstehen Pillow-Laven, die peripher in Pillow-Breccie und unregelmässig geschichteten Hyaloklastit übergehen (subaquatisch-effusive Tätigkeit). Darüber folgen regelmässig geschichtete Hyaloklastite (phreatisch-explosive Tätigkeit). Dann „foreset“-Breccien (beim Wasserkontakt sekundär zerspratzte Lava) und schliesslich gewöhnliche Lava (subaerisch-effusive Tätigkeit).

Fig. 6. Schematic cross section through a tablemountain. The varied rock types are due to changes in the eruptive mechanism. The lowest unit consists of pillow lava, which grades peripherally into pillow breccias and irregularly stratified hyaloclastites (subaquatic effusive activity). The next unit consists of more regularly stratified hyaloclastites, which form, when the volcanic pile is about to emerge (phreatic activity). The development of ridges usually does not exceed this phase. If the eruption continues, foreset bedded breccias are formed due to brecciation of lava flowing into water above which normal lava flows may come to rest. This is typical of tablemountains (subaerial phase).

4) Aufgearbeitete Hyaloklastite entstehen schliesslich durch die Einwirkung des Gletschereises an den Hängen dieser Berge (auf der Zeichnung weggelassen).

#### *Sonstige vulkanische Gesteine.*

*Lavaströme* sind im Hengill-Gebiet verbreitet. Z. T. handelt es sich um Laven, die bei einer subglazialen Eruption über den aus Pillow-Lava und Hyaloklastiten aufgebauten Berg ausfliessen konnten. Diese Laven entsprechen petrographisch den Hyaloklastiten, über die sie sich ergossen. Die horizontale Ausbreitung wird ausser bei interglazialen und postglazialen Laven durch den Breccie-Sockel bestimmt, der jedoch in den seltensten Fällen ganz überdeckt ist. Die grössten Mächtigkeiten einzelner Ströme von etwa 20 m wurden von den tholeiitischen

Laven des Háhyrggur erreicht. Bei den Olivinbasalten sind die Laven dünnbankig oder nur einige Meter dick.

Hier und dort findet man im Hengill-Gebiet, meistens beim Übergang zu den Top-Basalten, *unregelmässig gesäulte Basalt-Einlagerungen*, die bis einige Zehner von Metern mächtig werden können. Van Bemmelen & Rutten (1955, S. 26) haben sie aus Island zuerst beschrieben und als „irregularly columnar basalt“ bezeichnet. In isländischer Literatur ist die Bezeichnung „Kubbaberg“ (Kubbur = Kubus) gängig. Die unregelmässige Säulung führen diese Autoren auf Konvektionsströme zurück, die in einem Lavasee bei dessen Erstarrung ständig neue Abkühlungsflächen bedingten. Waters (1960, S. 353) beschreibt „Kubbaberg“ im Columbia River Basalt. Er gibt folgende einleuchtende Erklärung:

„If water from an adjacent stream pours over the surface of a lava flow before the lava completes its solidification, a jumble of fan-like columns may radiate in all directions from numerous chilled centers at the top of the flow“.

Gerade solche Vorgänge gelten zweifellos auch für die Kubbaberg-Vorkommen im Hengill-Gebiet, wenn auch fließende Gewässer nicht so schwer ins Gewicht fallen wie etwa gelegentliche Überflutungen vom Schmelzwassersee her.

*Pyroklastische Tuffe.* Sichere Tuffe wurden nur selten beobachtet. Die Lava von Vegghamrar wird von einem feinkörnigen, regelmässig geschichteten Tuff bedeckt, unter dem eine sehr frisch anmutende, rauhe Lavoerfläche mit Lava-seilen und anderen Kleinformen zu sehen ist. Die Schichtung der Tuffe hält über Zehner von Metern gleichmässig durch. Pisolithe sind hier lagenweise eingelagert.

In der nördlichen Sleggja befinden sich in 650—700 m Höhe schlecht sortierte pyroklastische Ablagerungen in Wechsellagerung mit Basaltlaven.

In der tholeiitischen Háhyrggur-Serie treten an der Grenze zwischen Basaltlaven und den darunter lagernden Hyaloklastiten sehr häufig rötliche Agglomerate aus Schlacken und Bims auf. Sie sind gewöhnlich nur geringmächtig. Wo grössere Mächtigkeiten beobachtet wurden (bis 20 m), ist die unmittelbare Nähe eines Kraters wahrscheinlich.

Eine Verknüpfung subaerischer und subaquatischer Bildungen tritt bei Vulkanen auf, die in Seen ausbrechen, und deren Eruptionsprodukte über den Wasserspiegel hinaus angehäuft werden. Es wurde schon darauf hingewiesen, dass es dabei zu Übergängen kommt mit sowohl typisch subaerischen als auch subaquatischen Merkmalen.

An postglazialen Eruptionsstellen des Hengill-Gebietes bauen pyroklastische Bildungen kleine Schlackenwälle und einige grössere Vulkankegel auf.

## B. ZUR PETROGRAPHIE DER LAVEN UND HYALOKLASTITE

Die Gesteine des Hengill-Gebietes sind vorwiegend basaltischer Zusammensetzung, jedoch kommen auch intermediäre Gesteine und Rhyolithe vor. Tab. 1 zeigt die relative Häufigkeit der verschiedenen Gesteinstypen. Sie beruht auf der mikroskopischen Untersuchung von Gesteinsproben und der geologischen Kartierung.

TABELLE 1.

Flächenmässige Ausbreitung der petrographisch verschiedenen Gesteinstypen im Hengill-Gebiet.

Areal extent of the petrographically different rock types of the Hengill area.

	km <sup>2</sup>	%
Olivinbasalte . . . . .	70,0	43,0
Porphyrische Basalte . . . . .	62,0	39,0
Pikrite . . . . .	1,5	1,0
Tholeiite . . . . .	24,0	15,0
Intermediäre Gesteine . . . . .	3,0	2,0
Rhyolithe . . . . .	0,2	
	160,6	

Für die Anorthit-Bestimmung erwiesen sich drei Methoden als zweckmässig. Bei Einsprenglingen wurde der Anorthit-Gehalt in Körnerpräparaten durch Bestimmung von  $n_{\alpha}$  in Spaltplättchen 1 (010) ermittelt (Deer et al. 1963, S. 132). In Schliffen wurde zur Kontrolle auch die Zonenmethode Rittmann's (Tröger 1959, S. 111) benutzt. Verzwillingte Plagioklase der Grundmasse wurden durch Ermittlung der maximalen Auslöschung in Schnitten 1 (010) (in der „symmetrischen Zone“) bestimmt (Deer et al. 1963, S. 137—138). Tröger 1959, S. 111).

*Olivinbasalte* enthalten Olivin als wichtigen Bestandteil. Plagioklasleistchen (An um 70) und blassgrüner Klinopyroxen mit 2V um 50°, wahrscheinlich Augit, bilden die Hauptmasse des Gesteins. Erz liegt bei etwa 5%. Es erscheint vorwiegend als xenomorphe Körner oft mit opakem Glas zusammen in den Lücken. Plagioklas-Einsprenglinge, oft zonar von An 85 — An 70 sind in geringer Menge vorhanden.

Wo die Plagioklas-Einsprenglinge mehr als etwa 10% der Gesteine ausmachen, wurden diese als *porphyrische Basalte* von den Olivinbasalten, von denen sie sich hierdurch leicht makroskopisch unterscheiden lassen, getrennt. Die Einsprenglinge können bis über 1 cm gross werden. Ihr Anorthit-Gehalt liegt bei An 82—87 (Bytownit). Gelegentlich sind sie zonar gebaut, wobei der Randsaum einen Anorthit-Gehalt hat, der etwa gleich ist wie der der Grundmassen-Plagioklase (An 70—75). Meistens sind diese Einsprenglinge von Glas-ähnlichen Einschlüssen durchsetzt, die parallel zu Spaltrissen oder Zwillingslamellen schlierenförmig angeordnet sind. Akzessorisch treten Olivin- und Pyroxen-Einsprenglinge hinzu. Die Grundmasse ist die gleiche wie bei den Olivin-

basalten. Im Hengill bilden die Plagioklas-Einsprenglinge mit Olivin zusammen kleine Aggregate, so dass eine glomeroporphyrische Struktur entsteht (Tafel 1, Abb. a).

*Pikrite* mit bis zu 25% idiomorphen, bis zu 1 cm grossen Olivin-Einsprenglingen wurden in einem Fall beobachtet (Maelifell). Die Zusammensetzung des Olivins wurde röntgenographisch nach Yoder & Sahama (1957) als Fo 84 bestimmt. Die Grundmasse dieses Gesteins besteht aus Plagioklasleistchen (20—30%), Olivin und zur Hauptsache aus fiederförmigem, bräunlichem Klinopyroxen (Tafel 1, Abb. b). Erz und eine opake Glasbasis sind in wechselnder Menge vorhanden. Der fächerförmige Pyroxen wurde öfter in olivinbasaltischen und porphyrischen Pillow-Laven des Hengill-Gebietes angetroffen. Muir & Tilley (1964, S. 412) beschreiben ihn aus Pillow-Laven vom Mittelatlantischen Rücken und geben eine Abbildung (Pt. 2, Fig. 1). Nach ihnen handelt es sich dort um „subcalcic augite“. Quon & Ehlers (1963, S. 4) beschreiben „feathery radiating augite“ aus Basalten ebenfalls vom Mittelatlantischen Rücken. Ausser Olivin-Einsprenglingen führt das Gestein gelegentlich grosse Einsprenglinge von Plagioklas (An 90) und Augit. Stellenweise fehlen sämtliche Einsprenglinge, und das Gestein besteht nur aus der oben beschriebenen Grundmasse. Die nächsten Vorkommen von Pikrit ausserhalb des Hengill-Gebietes sind Midfell am Ost-Ufer des Thingvallavatn und Háafell in Framgrafningur. Die Lichtbrechung des frischen Sideromelan-Glases bei Olivinbasalten, porphyrischen Basalten und Pikriten liegt zwischen 1,60 und 1,61.

Sehr auffällig ist in dem Pikrit des Maelifell die *Anreicherung von Einsprenglingen* (auch Augit und Plagioklas, Dichte annähernd 2,75!) im unteren Teil der Pillows. Yagi (1964) und Mathews et al. (1964) haben dieses Phänomen aus Pillow-Laven des Stapafell der westlichen Reykjanes-Halbinsel beschrieben, wo jedoch nur Olivin als Einsprengling angegeben wird. Beide Autoren führen dies auf gravitative Absenkung zurück. Dieselbe Erklärung dürfte für die Absaigerung der Einsprenglinge in den Pillow-Laven des Maelifell gelten. Hier machen die Einsprenglinge im oberen Teil der Pillows 1—2% aus, unten dagegen 35—40%.

In den plagioklas-porphyrischen Pillow-Laven von Likatjarnarháls und der Selhóll-Reihe nördlich Langagróf wurde eine 10—20 cm starke Zone im oberen Teil der Pillows beobachtet, die an Einsprenglingen verarmt war. In anderen plagioklas-porphyrischen Pillow-Laven fiel eine solche Verarmungszone nicht auf, obwohl danach Ausschau gehalten wurde.

Als *Tholeiite* werden hier dichte, aphanitische, nahezu olivinfreie Gesteine bezeichnet (Walker 1958, S. 370). Als Laven unterscheiden sie sich makroskopisch von den Olivin- und porphyrischen Basalten durch die deutliche Fluidallaminierung und die Feinkörnigkeit. Der Anorthit-Gehalt der Plagioklasleistchen liegt bei 65 (Labradorit). Wegen der Feinkörnigkeit der im Schliff blassgrünen Pyroxene (im Mittel 0,02 mm) konnte ihr Achsenwinkel nicht bestimmt werden. Die grössten (bis 0,06 mm) waren häufig zonar mit 2V um 45—50°. Der Magnetit-Gehalt ist mit 8% und mehr höher als bei Olivinbasalten. Auch sind

im Gegensatz dazu die Magnetit-Kristalle fast idiomorph (Tafel 1, Abb. c). Der Magnetit muss hier als eine frühe Ausscheidung gedeutet werden im Gegensatz zu dem Auftreten in Olivinbasalten, wo er eine letzte Phase darstellt. Auf diese Erscheinung ist von Carmichael (1964, S. 446) hingewiesen worden. Die Lichtbrechung des frischen Glases in den Hyaloklastiten beträgt im Mittel 1,575—1,585. Die Tholeiite sind gelegentlich schwach porphyrisch. Seltene, meistens glomeroporphyrisch eingestreute Einsprenglinge von Labradorit und Augit, sowie einzelne Einsprenglinge von Olivin machen in der Regel weniger als 1% aus. Braunes Glas mit Mikrolithen ist als Füllmasse in Lücken und an Poren oft reichlich vorhanden. Die Pillows der Tholeiite zeigen im Gegensatz zu den olivinbasaltischen Pillows im Dünnschliff eine sehr charakteristische Fließstruktur: In der dicken Glashaut sind die Mikrolithe parallel zur Aussenwand des Pillows angeordnet (Tafel 1, Abb. d), jedoch verwischt sich diese Struktur nach dem Inneren zu.

Die Unterscheidung im Gelände zwischen Tholeiiten und Olivinbasalten liess sich nach makroskopischen Merkmalen durchführen. Für Laven hat Walker (1958, S. 370) die Unterschiede herausgestellt. Für Hyaloklastite und Pillow-Laven sind in Tab. 2 die wichtigsten Unterscheidungsmerkmale zusammengestellt.

TABELLE 2.

Unterscheidung tholeiitischer und olivinbasaltischer Hyaloklastite und Pillow-Laven im Hengill-Gebiet.

Tholeiite	Olivinbasalte
HYALOKLASTITE	
Aphanitische, dichte bis blasenarme Basaltbröckchen, meistens nicht als Pillow-Bruchstücke ansprechbar.	Relativ gröberkörnige, blasenreiche, als Pillow-Bruchstücke ansprechbare Basaltbrocken überwiegend.
Blasen oft durch Fließbewegung ausgelängt.	Blasen rundlich, keine Fließbewegung anzeigend, relativ viel grösser.
Sehr hoher Anteil an feinklastischem, glasigem Material in den Breccien.	Anteil an feinklastischem Material in den Breccien relativ viel geringer.
PILLOW-LAVEN	
Sehr stark geklüftete, kugelige Pillows aus aphanitischem, dichtem und blasenarmen Basalt. Glaskruste dicht, splittrig und relativ dick.	Unregelmässiger geformte Pillows aus blasenreichem, oft phaneritischem Basalt. Glaskruste meist sehr blasenreich und leicht abbröckelnd.

Eine bestimmte, vorherrschende, im Dünnschliff erkennbare Struktur kann für die verschiedenen Basalttypen nicht angegeben werden, da alle Gesteine glasig bis holokristallin erstarrt sein können und entsprechend Variationen zwischen hyaliner, intersertaler und ophitischer Struktur auftreten.

Die intermediären Gesteine lassen ohne weiteres makroskopisch wie im Schliffbild Ähnlichkeiten mit Tholeiiten einerseits und Rhyolithen andererseits erkennen. Sie werden folglich mit Walker (1963, S. 59) und Carmichael (1964) als tholeiitische Andesite und rhyolithische Andesite bezeichnet.

*Tholeiitische Andesite* sind in Sleggja durch eine kleine Intrusion und in Stapafell durch einen ansehnlichen Breccie-Rücken vertreten. Diese Gesteine sind in der Regel deutlich fließlaminiert, auffallend dicht und noch feinkörniger als die Tholeiite. Braunes Glas in Lücken und um kleine Poren herum ist mit 20—30% (in Breccie-Klümpchen des Stapafell noch mehr) ein sehr wesentlicher Bestandteil. Plagioklasleistchen haben Andesin-Zusammensetzung (An 40—42). Pyroxen ist in etwa 0,02 mm grossen, oft schwach grünlichen Körnern vorhanden. Erz ist als euhedrale, winzige Körnchen mit 7—10% vorhanden. In dem Sleggja-Andesit sind Mikrofenumkristalle von Plagioklas (zonar von Labradorit-Andesin) und zonarem Augit mit Uhrglas-Struktur vorhanden (Tafel II, Abb. a). Die Farbzahl der Tholeiite ist mit ca. 50 grösser als bei den tholeiitischen Andesiten (30—40). In Stapafell wurden Gänge aus gröberem, nicht fluidalem Gestein angetroffen. Die Längen von Plagioklas- und Pyroxen-Kristallen betragen hier oft bis zu 1 mm. Braunes Glas ist in der gewohnten Weise mit 19% vorhanden. Die Farbzahl liegt bei 39. Frisches Glas vom Stapafell hat einen Brechungsindex  $n = 1,56—1,57$ .

*Rhyolithische Andesite* bauen den Berg Sleggja im Westen von Hengill auf. Dieses Vorkommen stellt einen subglazialen Staurücken dar, wie im speziellen Teil näher ausgeführt wird. Folglich kommen mehrere strukturelle Gesteinsvarietäten vor. Die häufigsten sind ein schwarzes, fluidallaminiertes, vollkommen dichtes Gestein und ein hellgraues, poröses. Diese beiden Typen kommen lagenweise nebeneinander vor und erinnern an Obsidian-Schlieren im Rhyolith. Beide Varietäten führen etwa 70—80% bräunliches Glas. Das übrige sind Plagioklas-Mikrolithe von 0,02 mm Länge durchschnittlich, euhedrale Magnetit-Körnchen von 0,01 mm Kantenlänge (2%) und Mikrofenumkristalle von Pyroxen, Plagioklas (oft zonar von Labradorit-Oligoklas) und Magnetit (zusammen 3%). Die vollglasige Varietät in der hyaloklastischen Fazies dieses Staurückens ist hell, sehr blasenreich, fast bimsartig. Der Brechungsindex des frischen Glases liegt zwischen 1,51—1,52. Dieses Gestein ist, abgesehen von der Einsprenglingsführung und dem Auftreten des Magnetits, ausserordentlich ähnlich einer intermediären Hekla-Lava, genannt Háahraun, von der Jens Tómasson mir freundlicherweise einen Schliff zur Verfügung stellte. Der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt dieser Lava beträgt 64,06% (Kjartansson unveröffentlichte Analyse).

*Rhyolithe* sind an vier Stellen als Intrusionen in dem intermediären Staurücken von Sleggja eingelagert. Dies sind Gesteine, die von Pechstein über fließ-

gebänderte Varietäten zu grauen, feinporigen, nicht laminierten reichen. Die Grundmasse besteht aus Glas mit  $n = 1,49-1,50$ . Im Dünnschliff ist das Glas hell, teils porös mit stark ausgelängten Poren und teils ohne Poren mit ausgeprägten bogigen Sprüngen. Zwei Feldspäte sind vorhanden. Reichlicher vertreten sind verzwillingte Plagioklasleistchen mit Schwalbenschwanz-Struktur, deren Brechungsindex etwas über dem des Balsams ( $n = 1,535$ ) liegt, wahrscheinlich Oligoklas. Die zweite Feldspatart bildet tafelige Mikrolithe ohne Verzwillingung, deren Brechungsindex gleich ist wie beim Balsam, wahrscheinlich Alkalifeldspat. Erz ist entweder als opake Körnchen besonders in den dunklen Lagen angereichert, oder als opake Masse unregelmässig eingestreut. Stäbchenförmiger bis nadeliger, grüner Pyroxen, oft durchspickt mit Erz, ist in allen Schliffen vorhanden. In den nicht laminierten Varietäten sind die Poren mit Polstern von Tridymit-Sphärolithen ausgekleidet (Tafel II, Abb. b). Sehr selten beobachtet wurde ein Mineral mit hoher Doppelbrechung und sehr hohem Relief, wahrscheinlich eisenreicher Olivin. Die Rhyolithe enthalten spärliche Einsprenglings-Bruchstücke von Andesin (An 40) mit Auflösungs Spuren oft zusammen mit grünem Klinopyroxen mit  $2V = 45^\circ$ , wahrscheinlich eisenreichem Augit. Calcit tritt als Sekundär-Mineral auf Rissen und als Nester in der Grundmasse auf. Die Rhyolithe der Sleggja ähneln vielfach Rhyolithen, die Noe-Nygaard (1952) aus dem Gebiet des Vatnajökull beschrieben hat, deren  $\text{SiO}_2$ -Gehalt bei etwa 75% liegt.

Die Gesteine des Hengill-Gebietes sind recht variabel in ihrer Zusammensetzung. Die intermediären und sauren Gesteine von Sleggja sind wahrscheinlich Differenziate eines olivinbasaltischen Magmas, von dem sie über die Tholeiite abgeleitet werden können, wie dies Walker (1958, S. 370) für die Abfolgen der ostisländischen Zentralvulkane annimmt. Die Bezeichnung Olivinbasalt wird hier nicht anstatt Alkali-Olivinbasalt gebraucht, sondern im Sinne olivinführender Basalt. Die Bezeichnung Olivin-Tholeiit (Carmichael 1964, Macdonald & Katsura 1964) wäre wohl petrographisch richtiger, wie das Verhältnis zwischen  $\text{SiO}_2$  und  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  in Analysen von Olivinbasalten aus der nahen Umgebung zeigt. Durch Akkumulation von Bytownit und Olivin im olivinbasaltischen Magma kommt es zur Bildung der porphyrischen Basalte und Pikrite. Die Anorthit-Gehalte der Einsprenglinge erscheinen mit An 82—87 und mehr sehr hoch. Solche hohen An-Gehalte wurden jedoch mehrfach aus Island gemeldet, so Noe-Nygaard (1940), Walker (1958), Carmichael (1964). Auch Muir & Tilley (1964, S. 413) beschreiben Bytownit-Einsprenglinge in Basalten aus dem Mittelatlantischen Rücken. Sie bezeichnen diese jedoch wie auch sehr Mg-reiche Olivin-Kristalle als Xenokristalle. Vielleicht trifft diese Bezeichnung auch für die isländischen Vorkommen besser zu.

An vier Stellen im Hengill-Gebiet wurden Einschlüsse aus einem grobkörnigen Kristallgemenge angetroffen. Dies sind der Jörutindur-Rücken, Sandfell bei Hagavík, Hrómundartindur, und die postglaziale Lava von Tjarnahnúkur, wo sie am zahlreichsten sind. Die Einschlüsse variieren ziemlich in ihrer Zusammensetzung. Das Hauptmineral mit 65—97% ist Plagioklas mit einem Anorthit-

Gehalt von über 90%. Diese Kristalle sind meistens von kleinen, tropfenförmigen Einschlüssen durchsetzt. Sie sind nicht zonar, ausser gelegentlich in unmittelbarem Kontakt mit der Grundmasse der Lava. Der Rest besteht aus blassgrünem, poikilitischem Augit 0—35%, der meistens in sehr grossen Kristallen vorkommt. Oft löscht der ganze Augit eines einzigen Schliffs, obwohl als Zwickelfüllung über den ganzen Schliff verstreut, gleichzeitig aus, und scheint demnach zu demselben Individuum zu gehören. Erz und opakes Glas ist bis zu 3% vorhanden. In den anorthositähnlichen Varietäten umsäumt es die einzelnen Anorthit-Kristalle und füllt die Zwickel zwischen ihnen aus. Olivin wurde nicht beobachtet. Die Textur ist ähnlich wie beim Gabbro, jedoch liegen die Kristalle in einem so lockeren Verband, dass man sie mit dem Fingernagel herauskratzen kann. In Bomben am Tjarnahnúkur wurden einige Einschlüsse mit deutlichen Bruchflächen entdeckt, häufiger sind die Einschlüsse rundlich. Vom Rande her ist die Grundmasse der Lava oft tief in die Poren der Einschlüsse hineingedrungen. Die Einschlüsse kommen alle in porphyrischen Basalten vor. Die Tjarnahnúkur-Lava besteht z. B. bis zu 40% aus Plagioklas-Einsprenglingen. Diese unterscheiden sich kaum von denen der Einschlüsse, ausser dass ihr Anorthit-Gehalt etwa 5% niedriger ist und dass in der Lava öfter zonare Einsprenglinge vorkommen. Auch sind die Einsprenglinge der Laven sehr viel grösser als die Plagioklas-Kristalle der Einschlüsse. Dagegen sind sie von den gleichen winzigen Einschlüssen durchsetzt. In beiden Fällen dürfte es sich bei den glasigen Einschlüssen um beginnende Aufschmelzung ursprünglich vollständiger Kristalle handeln. Die Einschlüsse lassen sich hier zwanglos im Sinne W a g e r's (1962) als „igneous cumulates“, eine Art magmatische Frühausscheidungen, deuten. J o n s s o n (1963) hält es für wahrscheinlich, dass solche grobkristalline Aggregate, die er von vielen Stellen Islands untersuchte, Xenolithe sind, die aus einer, über der Peridotitschicht gelegenen Gabbroschicht herkommen.

Die sauren und intermediären Gesteine, sowie die Hydrothermalaktivität hat Hengill mit den tertiären Zentralvulkanen z. B. in Ost-Island gemeinsam. (Statt aktiver Hydrothermalzersetzung trifft man bei letzteren eine längst erkaltete Propylitisierungszone an.) Beim Hengill handelt es sich jedoch morphologisch und eruptionsgeschichtlich um keinen eigentlichen Zentralvulkan, weil offensichtlich die Lage im aktivsten regionalen Zentralgraben für das Ausbruchsgeschehen bestimmend wird. *Es liegt jedoch nahe, die sauren und intermediären Vulkanite auf einen relativ seichten Magmaherd zurückzuführen, der sich im Differenziations-Stadium befindet. Um einen oder mehrere solche Magmaherde oder Intrusionen entsteht eine hydrothermale Aureole, die sich oberflächlich in der Thermalaktivität äussert.*

#### *Einige Bemerkungen über den Palagonit.*

Die Bezeichnungen Palagonittuff und Palagonitbreccie haben uns eben bereits beschäftigt. Hier seien noch einige Bemerkungen über das „Mineral“ Palagonit nachgetragen, dem diese Gesteine ihren Namen verdanken.

Sartorius von Waltershausen (1853, S. 179—214 und 424—534)

gebrauchte als erster die Bezeichnung *Palagonit* für das hydratisierte Umwandlungsprodukt des frischen, hellbraunen Basaltglases, das der Sideromelan nannte. Er hielt den Palagonit für ein selbständiges Mineral. Später wurde durch A. Penck (1879) und Rosenbusch (1908, S. 1317) die richtige Natur des Palagonits als eine inhomogene Substanz mit etwas variabler chemischer Zusammensetzung erkannt.

Gestützt auf die Untersuchungen Peacock's (1926b, 1930) und später Noe-Nygaard's (1940) kann man Palagonit folgendermassen definieren: Palagonit ist hydratisierter Sideromelan. Davon gibt es zwei Varietäten, die verschiedenen Umwandlungsgraden entsprechen. a) gelber Gelpalagonit, der noch isotrop ist wie das Ausgangsmaterial, Sideromelan. b) Fibropalagonit, der ein faseriges, kryptokristallines, anisotropes Aggregat ist und die zweite, stärker umgewandelte Stufe des Palagonits darstellt. Nach Peacock (1926b, S. 55) zeichnet sich der Fibropalagonit chemisch dadurch aus, dass er reich ist an  $H_2O$  und  $Fe^{3-}$ Oxyd, aber arm an Ca und Alkalien. Die Umbildung kann, wenn zirkulierende Wässer Ca und Alkalien nicht wegführen, zu  $CaCO_3$  und Zeolithen weitergehen, d. h. zur Bindung dieser Elemente. Peacock hat in seinen Arbeiten die Namengebung Waltershausen's beibehalten, da das Umwandlungsprodukt mit seinen verschiedenen Phasen die als Palagonit beschriebenen Bildungen Waltershausen's umfasst. Spätere Bearbeiter isländischer Gesteine haben sich an diese Einteilung gehalten, z. B. Barth (1937), Hoppe (1940), Noe-Nygaard (1940), van Bemelen und Rutten (1955).

Eine zweite basaltische Glasart stellt der *Tachylyt* dar. Dieser ist zum Unterschied von Sideromelan im Dünnschliff undurchsichtig. Tachylyt ist nach Peacock und Fuller (1928, S. 66) opak durch die beginnende oder fortgeschrittene Ausscheidung von Erz. Die gleiche Ansicht wird von Noe-Nygaard (1957, S. 224) geäußert. Peacock (1926b) nimmt an, dass sich der Sideromelan durch die plötzliche Abkühlung in Berührung mit Wasser bildet, wo sie so schnell erfolgte, dass es nicht zu der Ausscheidung von feinst verteiltem Erz kommen konnte.

Sideromelan entsteht jedoch nicht nur bei Berührung mit Wasser, vielmehr kann man nur die Hauptvorkommen des Sideromelans durch diesen Vorgang erklären. Sideromelan bildet den Hauptbestandteil auch subaerischer, basaltischer Aschen, wie Jonsson (1961, S. 82) ausführt. Hinzufügen könnte man noch, dass auch die bimsartig-porösen, schwarzen Basaltschlacken (isl. gjall) überwiegend aus Sideromelan bestehen. Lediglich die durch Oxydation rotgefärbten Schlacken und die kompakteren Teile der schwarzen Schlacken bestehen aus opakem Glas.

Die Unterschiede im Aussehen und im Auftreten zwischen Sideromelan und Tachylyt lassen sich am leichtesten in Pillows studieren. Es wurden mehrere Schiffe von relativ frischem Material angefertigt und daraufhin untersucht. Die äussere, im Handstück schwarze Kruste besteht aus blassbraunem Sideromelan mit einzelnen Mikrolithen. Nach dem Inneren zu erscheinen als elliptische Körner und Aggregate fiederförmig gebaute, dunkelbraune Höfe um die Mikro-

lithe herum (Tafel 2, Abb. d). Diese sind anisotrop und haben eine Lichtbrechung, die höher ist als die des umgebenden Sideromelans ( $n = 1,61$ ). Wo die Sideromelan-Kruste aufhört, sind diese Sphärolithe besonders zahlreich. Dort zeigt sich meistens als gelber Saum eine beginnende Palagonit-Bildung, die von den Blasenwänden ausgeht. Davon werden jedoch die dunkelbraunen Höfe um die Mikrolithe nicht betroffen. Bei ihnen dürfte es sich um einen Kristallfilz von Pyroxen handeln (vergl. Muir & Tilley, 1964, S. 412). Im Inneren der Pillows ist der Sideromelan verschwunden, aber der dunkelbraune, kryptokristalline Filz ist oft reichlich vorhanden, und dort kann gesehen werden, dass er in Bündel von fächerförmigem Pyroxen (s. S. 24) übergeht. Als Mesostasis erscheint hier zwischen den Plagioklas-Mikrolithen und dem Pyroxen opakes Glas, Tachylyt, das z. T. auch die Pyroxen-Bündel durchsetzt. In der Regel werden auch die Blasen im Inneren der Pillows von Tachylyt umsäumt. Fuller (1932, S. 106) bildet aus tertiären Pillow-Laven des Columbia River Plateaus solche bräunlichen, jedoch *isotropen* Höfe ab. Er hält es für wahrscheinlich, dass es sich um ein Anfangsstadium der Tachylyt-Bildung handelt, d. h. in dem braunen Material ist die Ausfällung des Magnetits nicht so vollständig wie in dem eigentlichen opaken Tachylyt. Diese Ansicht teilt auch Shand (1949, S. 90).

*Wann und wodurch kommt es nun zur Palagonitisierung?* Zur Erklärung der Umwandlung des Sideromelans ist es nicht unbedingt nötig, mit hydrothermale Wasser, aufgeheiztem Meerwasser oder angewärmtem Gletscherwasser zu rechnen, wie es vielfach geschehen ist. Es gibt in Island viele Beispiele von Palagonitisierung aus postglazialer Zeit, bei deren Erklärung die Annahme einer hydrothermalen Einwirkung entfällt. So beschreibt Jonsson (1961, S. 81—86) die Neubildung von Palagonit in Sedimenten. Er kommt zum folgenden Schluss:

„The above seems to demonstrate that palagonitization can be expected everywhere, where volcanic glass of basaltic composition, i. e. sideromelane, is present, and where water is available. The speed of the process and whether or not it will take place at all depends on other extraneous circumstances“.

Ähnliche Ansichten äusserten vorher schon van Bemmelen & Rutten (1955), die zu „definite views as to palagonitization“ gelangten. Eine Zusammenfassung ihrer Ergebnisse gibt Rutten (1956, S. 396). So ist die Palagonitisierung nicht unbedingt ein Prozess, der gleich bei der Entstehung des Hyaloklastits sich vollzieht. Allerdings beschreibt Fuller (1932, S. 105) eine wohl syngenetische Palagonitisierung aus Breccien im Columbia River Plateau. Hier scheint die Palagonit-Bildung nur dort stattgefunden zu haben, wo der beim Aufheizen des Wassers entwickelte Dampf den Sideromelan heftig angreifen konnte.

Um festzustellen, ob und in welchem Grade die Palagonitisierung mit dem Alter des Glases zunimmt, wurden von mir Tuffproben aus 5 spät-bis postglazialen Ringwall-Vulkanen untersucht, deren Altersfolge bekannt ist. Es

handelt sich um Hrossaborg, Lúdent und Hverfjall in der Mývatn-Gegend, (zu ihrer Entstehung s. S. 53), Sandey im Thingvallavatn und die seit Nov. 1963 tätige Insel Surtsey. Die Tuffwälle dieser Vulkane sind zum grössten Teil aus Sideromelan aufgebaut. Bei Surtsey, dem jüngsten Beispiel, ist noch keine Umwandlung feststellbar. Bei Hverfjall (ca. 2500 Jahre alt nach Thorarínsson 1960, S. 63) und Sandey, die etwa gleiches Alter haben dürfte, ist auch keine Umwandlung feststellbar, ausser bei den Teilen der Hverfjall-Tuffe, die im Bereich aktiver Fumarolen liegen. Bei den Lúdent-Tuffen beobachtet man gelegentlich eine schwache Umwandlung, und bei den Hrossaborg-Tuffen schliesslich, die ein spätglaziales Alter haben, ist ein Palagonit-Saum wesentlich häufiger feststellbar. Demnach könnte bei diesen jungen Tuffen der Grad der Palagonitisierung vom Alter abhängen.

Es sei aber noch darauf hingewiesen, dass Jonsson (1954) in einem Pseudokrater des nach ihm ca. 2000 Jahre alten Landbrotshraun die Neubildung von Palagonit beobachtet hat (Abb. 3 und 4 bei Jonsson 1954). Bemerkenswerterweise ist hier die Palagonitisierung weiter fortgeschritten als in irgendeinem der von mir untersuchten Tuff-Vorkommen.

Bei den subglazialen Hyaloklastiten ist eine Umwandlung meistens feststellbar, jedoch kann der Umwandlungsgrad innerhalb des gleichen Vorkommens sehr wechseln. Es scheint in diesen Vorkommen nicht möglich zu sein, den Grad der Umwandlung als relatives Altersindiz zu verwenden.

## C. SPEZIELLER, REGIONAL-GEOLOGISCHER TEIL

### I. HENGLAFJÖLL

Die Henglafjöll bestehen meist aus Hyaloklastiten. Zur stratigraphischen Trennung der einzelnen Gesteinsserien mussten zwischengelagerte Laven und Moränen (wohl Ablations- und Grundmoränen), die sehr verschiedenartig sein mögen, benutzt werden, weil sonstige Leithorizonte fehlen. Zum Teil sind die Eruptionsprodukte, wenn auch fast immer basaltisch, in ihren petrographischen Eigenschaften schon makroskopisch so verschieden, vor allem in der Einsprenglingsführung, dass auch dies im Gelände als Unterscheidungsmerkmal verwendet werden konnte. Folgende Berggruppen oder Eruptionen werden unter Henglafjöll besprochen:

1. Dyrafjöll
2. Stangarhálsfjöll
3. Postglazialer Vulkanismus nördlich des Hengill
4. Hengill
5. Bitra
6. Skardsmýrarfjöll
7. Postglazialer Vulkanismus südlich des Hengill.
8. Húsmúli.

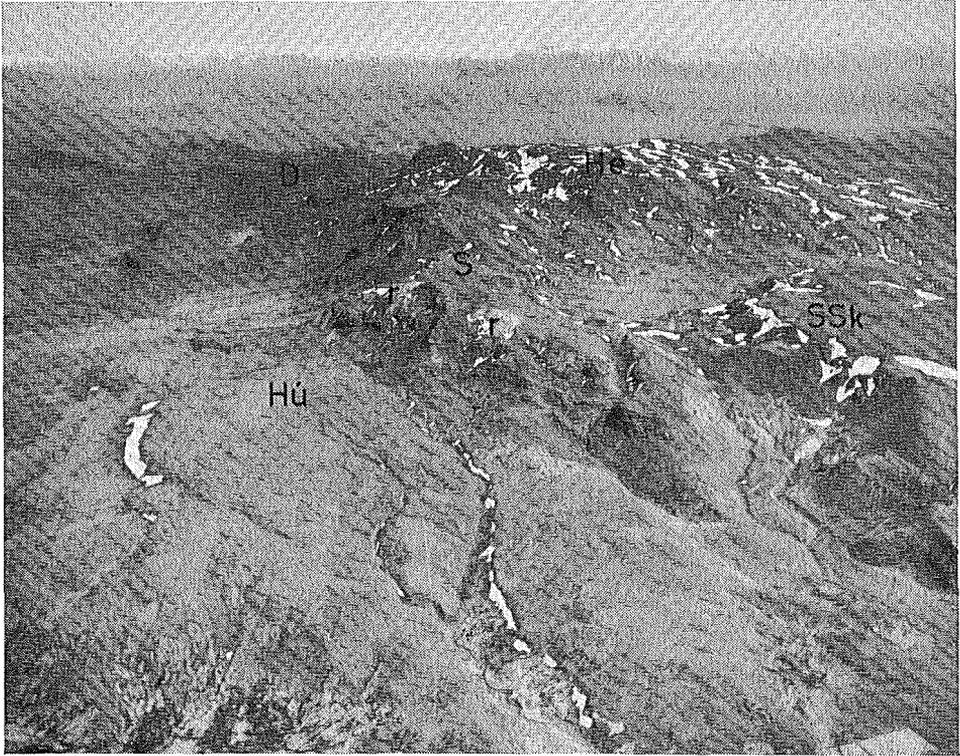


Abb. 7. Henglafjöll von SW. D = Dyrafjöll, He = Hengill, S = Sleggja mit zwei deutlich erkennbaren, hellen Rhyolith-Intrusionen (r). SSk = Stóra Skardsmýrarfjall, Hú = Hús-múli. Flugaufnahme: von Linden.

Fig. 7. Aerial view of Henglafjöll from the SW. For signs see German text above. r marks two of the rhyolitic intrusions of Sleggja. Phot. von Linden.

Abb. 7 zeigt den Gebirgskomplex von SW. Auf Abb. 8 ist ein Längsschnitt wiedergegeben, der die gegenseitigen Beziehungen einiger Bauglieder zeigt. Das Profil verläuft ungefähr in der Blickrichtung der Abb. 7.

Die Henglafjöll liegen im Bereich eines besonders mobilen, ca. N 30° E streichenden Grabens. Dieser wurde während der letzten Vereisung wiederholt bewegt. Wahrscheinlich kam es damit in Verbindung zu den Eruptionen, von denen die Hyaloklastite abgeleitet werden müssen. Im Postglazial ist es ebenfalls zu Spalteneruptionen innerhalb dieses Grabens gekommen. Diese spiegeln die enge Verknüpfung zur Bruchtektonik besonders eindrucksvoll wieder.

### 1. DYRAFJÖLL (Karte 1).

Die Dyrafjöll sind eine Berggruppe, die sich vom nördlichen Hengill bis zur SW-Ecke des Thingvallavatn und dem interglazialen Haedir-Schildvulkan im Norden erstreckt. Im Osten wird eine Grenze durch das mit postglazialer Lava

überflossene Tal von Nesjavellir gegeben und im Westen durch den interglazialen Schildvulkan von Mosfellsheidi. Die Basis des gesamten Gebirgskomplexes bilden die genannten interglazialen Schildvulkane. Alters- und lagerungsmässig sowie petrographisch können über dieser Basis vier Gesteinsserien unterschieden werden. Die älteren (Nesjaskógur-Serie und Háhyggur-Serie mit dem Lavastrom von Brekka) bilden z. T. einen vorspringenden Unterbau für einen jüngeren Rücken-Komplex, der aus vielen neben- und hintereinander gelegenen Rücken, d. h. subglazialen Spaltenvulkanen, zusammengesetzt wird.

Die generelle Streichrichtung der tektonischen Elemente in den Dyrafjöll schwankt zwischen N-S und N 35° E. Das Landschaftsbild ist ziemlich verwirrend, jedoch wird die geologische Bearbeitung durch gute Aufschlussverhältnisse sehr erleichtert.

#### a. NESJASKÓGUR-SERIE

Diese älteste Gesteinsserie der Dyrafjöll wird hier als Nesjaskógur-Serie bezeichnet, weil sie ihre Verbreitung im Nesjaskógur, südlich und westlich von Hestvík hat. Oberflächlich sind unregelmässig geschichtete Hyaloklastite häufig (Krummar, Stekkjarhöfði, Midhöfði, Hattarhöfði). Auch treten umgelagerte, gut geschichtete Hyaloklastite als mehrere Meter mächtige Sandsteinpakete häufig auf (Kattargil, Jórugil). In tief hinabreichenden Aufschlüssen sieht man, dass die primären, unregelmässig geschichteten Hyaloklastite in Pillow-Breccien übergehen. Auch Pillow-Lava kommt vor (Vegghamrar, Illagil, Jórugil). Die Lava-Komponente ist feinkörnig, frei von Einsprenglingen, jedoch reich an Olivin in der Grundmasse. Frisches Glas hat einen Brechungsindex um 1,60. Die Pillows der hierzu gehörigen Pillow-Laven besitzen im Inneren die charakteristischen

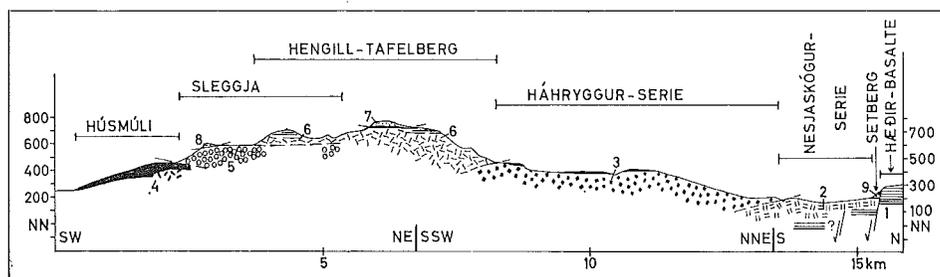


Abb. 8. Längsschnitt durch die Henglafjöll. 1 = interglaziale Basalte des Haedir-Schildvulkans, 2 = Nesjaskógur-Serie, 3 = Háhyggur-Serie mit Basaltdecken, 4 = Hyaloklastite des Húsmúli mit Basaltdecken, 5 = andesitische und rhyolithische Gesteine von Sleggja, 6 = Hyaloklastite des Hengill mit Top-Basalten, 7—8 = geschichtete Hyaloklastite des obersten Hengill und Sleggja.

Fig. 8. Longitudinal section of the Henglafjöll. 1 = interglacial basalts of Haedir shield volcano, 2 = Nesjaskógur series (hyaloclastites), 3 = Háhyggur series with top basalts, 4 = hyaloclastites of Húsmúli with top basalts, 5 = andesitic and rhyolitic rocks of Sleggja, 6 = hyaloclastites of Hengill with top basalts. 7—8 = stratified hyaloclastites and lavas of Hengill and Sleggja.

grossen Blasenräume und konzentrische Anordnung der Blasen in äusseren Zonen, auch radiäre Entgasungskanäle, sowie eine schaumige Glaskruste. In der Verwerfung von Vegghamrar ist das südlichste Vorkommen dieser Serie abgeschlossen. Hier ist die Beziehung zu der jüngeren südlich angrenzenden, überlagernden Háhryggur-Serie deutlich (Abb. 9).

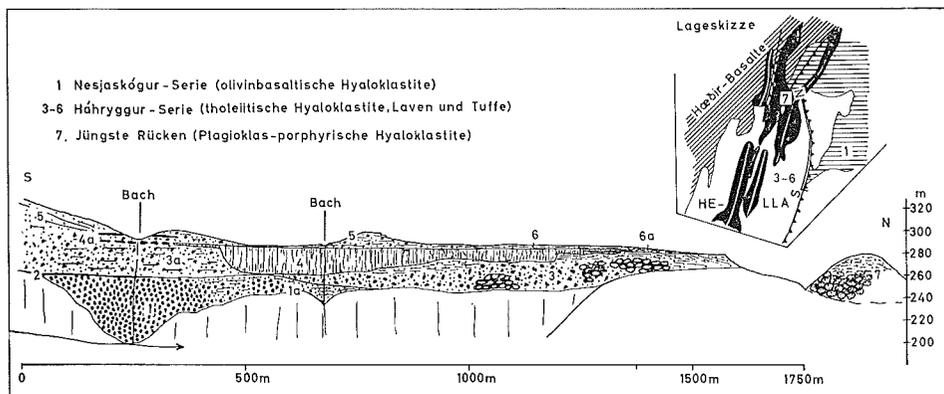


Abb. 9. Schematisches Profil an der Vegghamrar-Verwerfung. 1 = Pillow-Lava und Pillow-Breccie der Nesjaskógur-Serie, mit geschichteten Hyaloklastiten bei 1a, 2 = 0–1 m feinkörniger Sandstein, 3 und 3a = feinschichtete Hyaloklastite (Háhryggur-Serie), bei 3 Einlagerungen von Pillow-Lava, bei 3a Andeutung von Schichtung, 4 = tholeiitische Lava-decke, bei 4a dünne Lavabänke, 5 = geschichtete Hyaloklastite, 6 = subaerische Tuffe, bei 6a stark gestört.

Fig. 9. Schematic profile along the Vegghamrar-fault. 1 = pillow lavas and pillow breccias of the Nesjaskógur series intermingled with stratified hyaloclastites at 1a, 2 = 0–1 m finegrained sandstone, 3 and 3a = finely brecciated tholeiitic hyaloclastites of the Háhryggur series, at 3 piles of pillow lava, at 3a crudely bedded, 4 = tholeiitic lava, at 4a same flow thin or discontinuous, 5 = stratified hyaloclastites, 6 = subaerial tuffs, at 6a strongly deformed.

Für das höhere Alter der Nesjaskógur-Serie sprechen auch die Aufschlüsse westlich Krummar. Dort werden die olivinbasaltischen Hyaloklastite von Gängen aus typischem Háhryggur-Tholeiit durchbrochen.

Am Süd-Ende der grossen Verwerfung von Jórúkleif bilden die olivinbasaltischen Hyaloklastite einige flache Hügel, sowohl auf dem Hangend- als auch auf dem Liegendflügel dieser Verwerfung. In einem Aufschluss im Bachlauf des Jórugil, wo dieser die Verwerfung kreuzt, durchbricht ein Gang die basalen Schildvulkanlaven von Haedir und geht in die darüberlagernden Hyaloklastite über (Abb. 10). Es handelt sich hier offensichtlich um einen Schlot, der einen Teil der olivinbasaltischen Hyaloklastite gefördert hat. Die Folgerung scheint berechtigt, dass die Nesjaskógur-Serie bei Spalteneruptionen entstand, die mit frühen Bewegungen des Hestvík-Grabens zusammenhingen.

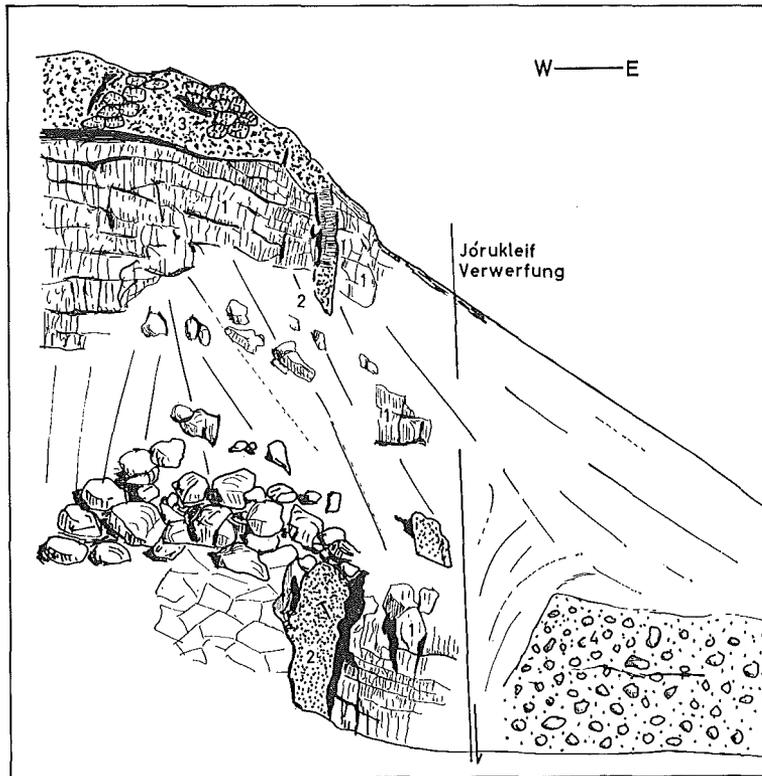


Abb. 10. Profil im Bachlauf des Jórugil an der Jórúkleif-Verwertung. Aufgeschlossen sind die liegenden Haedir-Basalte (1), die von einem Gang (2) durchschlagen werden. Der Gang besteht aus Hyaloklastit und entspricht petrographisch der Pillow-Breccie (3). Bei 4 steht Moräne an. Höhe des Profiles ca. 20 m.

Fig. 10. Section in the gully of Jórugil at the Jórúkleif fault. The Haedir basalts (1) cut by a dike (2) are revealed. The dike consists of hyaloclastic material except near the top. Of same material as the dike are the pillow lavas and pillow breccias (3). 4 = moraine. Height of exposure 20 m.

#### b. HÁHRYGGUR-SERIE

Der Liegend-Komplex der ganzen übrigen Dyrafjöll bis Hengill im Süden, einschliesslich des Gebietes östlich Krummar und Hestvík, kann wegen des einheitlichen Gesteinstyps als eine Serie aufgefasst werden, die nach der grössten Erhebung Háhryggur-Serie benannt wird. Als wichtigstes und am meisten verbreitetes Gestein treten feinkörnige, etwas brecciöse, bimsartig poröse, gelegentlich geschichtete Hyaloklastite auf. Sie enthalten Bruchstücke von kristalinem Material in Form von eckigen, splittrig brechenden Bröckchen, die apfanitisch, völlig ohne Einsprenglinge und blasenarm sind. Es ist auffällig, dass

bei diesen Bildungen Pillow-Laven und typische Pillow-Breccien äusserst selten sind. Sie weichen dann auch deutlich von den üblichen Pillow-Laven durch ihren splittrigen Bruch und das feinblasige Material ab (vergl. Tab. 2). An der Vegghamrar Verwerfung (Abb. 9) ist die Háhyggur-Serie leicht zugänglich und verschiedene Gesteinstypen sind auf kleinem Raum gut aufgeschlossen. Unter der Lava (4) liegen fast horizontal geschichtete Hyaloklastite. Diese leiten nach unten zu brecciösem Hyaloklastit über. Pillow-Laven sind stellenweise eingelagert. Am Nord-Ende des Profils ist eine Andeutung von „Foreset“-Breccie zu sehen. „Foreset“-Breccien wurden hier sonst selten beobachtet, obwohl sie zu erwarten wären.

Auf dem Háhyggur ist eine Lavadecke in ziemlich grosser Ausdehnung erhalten geblieben. Ihre südlichsten Reste liegen westlich Kýrdalur, und die nördlichsten Vorkommen sind im Flosahóll (Abb. 12) bei Nesjar. Auf der Hella-Tafel westlich der Vegghamrar-Skeggjadalur Verwerfung liegen ebenfalls vereinzelt Reste der Lavadecke. Die Lava ist grau, mikrokristallin, sehr dicht und ohne Einsprenglinge. Ihre Blasen sind in Fließrichtung ausgelängt, und eine horizontale Laminierung, die Anlass zu einer plattigen Verwitterung gibt, ist auffällig. Es handelt sich hier, wie im petrographischen Teil näher ausgeführt, um Tholeiite.

Westlich von Kýrdalur weist ein Lavarest sehr starke Fältelungen und Verwalzungen auf, die eine grössere Zähflüssigkeit voraussetzen, als bei Basalten erreicht wird. Sie sind vielmehr für Andesite charakteristisch. Plagioklasleistchen aus diesem Vorkommen hatten mit An 45 Andesin-Zusammensetzung gegenüber der sonst labradoritischen Zusammensetzung in den Háhyggur-Laven.

Die Lavadecke hat eine Mächtigkeit von maximal etwa 20 m und legt sich ohne einen Verwitterungshorizont oder eingeschaltete Grundmoräne auf ihre Unterlage. Dagegen ist der Kontakt sehr häufig durch rötliches, schlackiges, wohl subaerisches Agglomerat gekennzeichnet. Ein besonders grosses Vorkommen hiervon befindet sich an der Stapavík am Thingvallavatn. Hier liegt ein eindeutig subaerisches Agglomerat mit Bomben, roten Schlacken und Bims in über 20 m Mächtigkeit vor. Dass dieses nicht postglazialen Alters ist, zeigen ziemlich verfestigte, feinkörnige, geschichtete Hyaloklastite, die über den noch lockeren subaerischen Bildungen lagern. Das Ausfliessen der Lava scheint unmittelbar nach der Bildung der Hyaloklastite erfolgt zu sein, deren subaerisches Äquivalent sie wohl darstellt. Ziemlich sicher dürften die mächtigsten Vorkommen der roten Agglomerate in der Nähe von Ausbruchsstellen abgelagert worden sein. Gelegentlich finden sich Andeutungen von Kraterwällen mit regelmässig nach aussen einfallenden Tuffen und Agglomeraten (Vatnsstaedi und Nord-Ende des Háhyggur).

Westlich von Hengill und den eigentlichen Dyrafjöll liegen die Berge Mararfell und Brekka, die beide materialmässig viel mit der Háhyggur-Serie gemeinsam haben und aus diesem Grunde hier besprochen werden sollen.

*Mararfell* (Karte 2) besteht fast ausschliesslich aus feinkörnigen, meist geschichteten Hyaloklastiten. Das Einfallen der Schichtung ist jedoch sehr unregel-

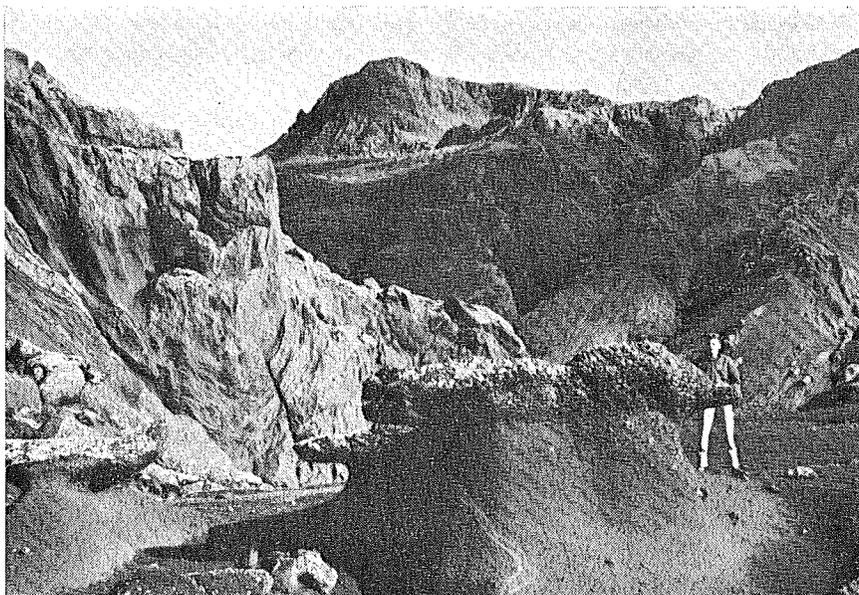


Abb. 11. Hyaloklastite südlich Marardalur. Im Hintergrund der Berg Skeggi.

Fig. 11. Hyaloclastites south of Marardalur. In the background Skeggi (803 m).

mässig. Hinzu tritt eine gelegentlich starke Fältelung und Klüftung, die auf Eisdruck und Setzung zurückgeführt werden können (Abb. 11).

Der Hyaloklastit ist an den Hängen oberflächlich vollständig aufgearbeitet, mit dicht gepackten Körnern, geschiefert und stärker verfestigt als die Unterlage. Diese aufgearbeitete Lage wird bis 1 m mächtig und wittert gerne gesimsartig heraus. Sie ist frei von Moränen-Material. Westlich von Marardalur liegen auf der Höhe des Mararfell Reste einer Lavadecke, an deren Basis rotes Agglomerat liegt. Sowohl die Basaltbrocken der Hyaloklastite als auch die Lavaresten sind feinkörnig und frei von makroskopisch sichtbaren Einsprenglingen. Sie führen fast keinen Olivin. Der Anorthit-Gehalt der Plagioklasnadeln wurde als An 60 bestimmt, die Lichtbrechung des Glases betrug  $1,574 \pm 0,004$ .

Von Mararfell erstrecken sich nach Westen zwei anscheinliche Hügelketten aus Hyaloklastiten. Die südlichere lässt sich ohne Unterbrechung von dem Süd-Ende des Mararfell 2,5 km nach Westen und dann nach NW verfolgen. An der NE-Ecke des Húsmúli werden dessen Pillow-Breccien davon überlagert. Die Beziehung zu dem Lavastrom von Brekka konnte nicht festgestellt werden. Petrographisch ist das Material dieser Hügelketten gleich dem des Mararfell; nur ist es noch ärmer an Basalt-Bruchstücken. Nordwestlich von Mararfell sind die Grashólar ebenso aufgebaut. Da grobes Breccie-Material diesen beiden Bildungen fehlt, auch basaltische Gänge oder Adern, die auf einen Ausbruch an Ort und Stelle hinweisen könnten, möchte ich annehmen, dass es sich hier um

Material handelt, das beim Ausbruch des Mararfell gebildet wurde. Es ist möglicherweise durch die bei dem Ausbruch entstandenen Schmelzwässer verfrachtet und in Schmelzwasserrinnen abgelagert worden.

*Brekka* (Karte 1) ist wiederum vorwiegend aus undeutlich geschichteten Hyaloklastiten aufgebaut, die denen von Hella ähneln. Auch gehen die beiden Berge im Bereich von Sandhryggur ineinander über. Auf dem Süd-Ende von Brekka liegen Reste einer Basaltdecke. Der Basalt ist wie derjenige von Háhryggur ohne Einsprenglinge, ziemlich dicht, dunkelgrau und besitzt zuweilen lang ausgezogene, horizontale Blasenzüge, die durch Fließbewegung verformt worden sind.

Zwischen Brekka und Mararfell verbindet ein sehr schmaler, gerader, etwa 10—20 m hoher Wall aus dem gleichen feinklastischen Material. Sein Streichen (NE-SW) lässt auf eine tektonische Struktur schliessen, die sich nach SW weiter durch Mararfell und Húsmúli fortsetzt.

#### c. LAVASTROM VON BREKKA WESTLICH DYRAFJÖLL (Karte 5)

Zwischen Dyrafjöll im Osten und dem Schildvulkan Mosfellsheidi im Westen liegt ein glazial überprägtes Lavafeld. Da dieses von Ausläufern des Mararfell überlagert wird und ein Krater nicht lokalisiert werden konnte, ist diese Lava wahrscheinlich älter als die Háhryggur-Serie und ihr Ursprungszentrum unter dessen Bildungen begraben. Jünger als Mosfellsheidi und Haedir, aber älter als die Háhryggur-Serie, dürfte dieser Lavastrom im letzten Interglazial geflossen sein. Die grösste Höhe über NN erreicht diese Lava südlich von Brekka mit 335 m. Von hier geht eine 11 km lange Lavazunge nach Norden bis Stíflisdalur II, die Talung zwischen den interglazialen Schildvulkanen von Mosfellsheidi und Haedir entlang. Nach SW sind gleichfalls grosse Lavamengen geflossen. Petrographisch handelt es sich bei diesem Lavastrom um einen dichten, grauen bis dunkelgrauen, feinkörnigen Tholeiit. Olivin ist in geringer Menge vorhanden, zum Unterschied von den meist gröberkörnigen, olivinreichen Laven der Schildvulkane.

#### d. DER „RÜCKEN-KOMPLEX“.

Dieser umfasst eine ganze Reihe von langgezogenen, gratartigen Bergrücken. Sie überlagern die älteren Nesjaskógur- und Háhryggur-Serien und bauen sich, im Gegensatz zu diesen, aus Hyaloklastiten und Pillow-Laven aus *porphyrischem Basalt* auf. Sie können ziemlich sicher als Rücken, die bei subglazialen Spalten-eruptionen entstanden, aufgefasst werden. In der Regel machen Pillow-Laven und Pillow-Breccien den inneren Kern aus, der von geschichtetem Hyaloklastit ummantelt wird. Häufig werden Gänge beobachtet, die sich nahe der Medianlinie der Rücken häufen. Die Rücken sind morphologisch meistens gut erhalten und deuten damit ein relativ junges Alter an. In drei Zügen angeordnet, fügen sie sich mit ihrem N-S bis NNE-SSW Streichen in das allgemeine bruch-tektonische Bild ein.

*Der östlichste Rücken* mit Fálkaklettur und Snid-Hestvík ist tektonisch

an einige der östlichen Randstörungen des tief abgesunkenen Grabens von Hestvík-Skeggjadalur gebunden. Die drei Abschnitte des Snid-Hestvík-Rückens begleiten dieselbe Störung, während bei Fálkaklettur ein tektonischer Zusammenhang zu dem etwas weiter östlich gelegenen Nesjakraun-Spaltenvulkan ins Auge fällt, der im Süden diesen Rücken entlangzieht.

*Fálkaklettur.* Der Ost-Abbruch der Dyrafjöll zum Tal von Nesjavellir wird im Süden von porphyrischen Pillow-Laven und Pillow-Breccien begleitet, die an einigen Stellen zwischen Hraunprýdi und Nesjavellir zwischen den Lavakaskaden des Nesjakraun zum Vorschein kommen. Die Beziehung zu Hengill, Dyrafjöll und den porphyrischen Pillow-Laven bei Snid wird durch die Laven vollständig verschleiert, jedoch dürfte die Háhyggur-Serie Fálkaklettur unterlagern. Petrographisch handelt es sich um einen porphyrischen Basalt. Als Einsprenglinge kommen neben hauptsächlich Plagioklas und (seltener) Olivin auch Aggregate von kleinen Plagioklas-Nadeln von 1—2 mm Durchmesser vor, die sonst für die Hengill-Gesteine typisch sind.

*Snid-Hestvík.* Von der SE-Ecke der Hestvík erstreckt sich mit zwei Unterbrechungen eine Hügelkette aus porphyrischer Pillow-Lava 6 km weit nach SW bis Snid bei Nesjavellir, die sicher bei einer subglazialen Spalteneruption entstand. Die Pillow-Lava zeichnet sich petrographisch gegenüber der unterlagernden Háhyggur-Serie durch den hohen Gehalt an (oft 0,5—1 cm) grossen Plagioklas-Einsprenglingen aus (Abb. 12). Beim südlichsten Teil dieses Rückens, der

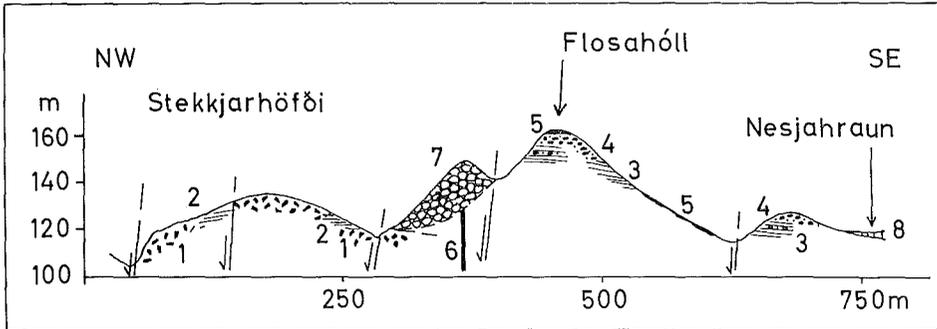


Abb. 12. Querprofil von Stekkjarhöfði über Flosahóll zum Nesjakraun. 1 = Pillow-Breccie der Nesjaskógur-Serie mit Einschaltungen von geschichteten Hyaloklastiten bei 2. 3 = geschichtete Hyaloklastite der Háhyggur-Serie, 4 = subaerische, rote Agglomerate, 5 = Lavadecke (4 und 5 gehören ebenfalls zur Háhyggur-Serie). 7 = Pillow-Lava-Rücken von Snid-Hestvík mit schematisch eingezeichnetem Schlot (6). 8 = postglaziale Lava (Nesjakraun).

Fig. 12. Section across Stekkjarhöfði and Flosahóll to Nesjakraun south of Nesjar farm. 1 = pillow breccia and stratified hyaloclastites of the Nesjaskógur series, 3 = stratified hyaloclastites of the Háhyggur series, 4 = subaeric agglomerate, 5 = lava flows (4 and 5 both belong to the Háhyggur series), 7 = pillow lava ridge of Snid-Hestvík built over a schematically drawn feeder (6). 6 and 7 are made of porphyritic basalt in contrast to the Nesjaskógur series (olivine basalt) and Háhyggur series (tholeiitic basalt). 8 = Nesjakraun, a postglacial lava flow.

infolge der Überlagerung durch Nesjahraun schlecht aufgeschlossen ist, kann in einer tiefen Schlucht oberhalb Lítluvellir die Anlagerung an einen präexistenten Hang der Háhryggur-Serie mit zwischengeschaltetem, aufgearbeitetem Hyaloklastit gesehen werden. Auch östlich Djúpidalur wird der Háhryggur-Basalt deutlich sichtbar von Pillow-Breccien des mittleren Teiles des Rückens überlagert. Der hier beschriebene Rücken wird teilweise von zwei Verwerfungen mit abgesenktem West-Flügel zerschnitten. Dabei sind die Verwurfs Höhen im NE und SW ausserhalb der jungen Bildung höher, was den fortlebenden Charakter der Bruchtektonik vor Augen führt.

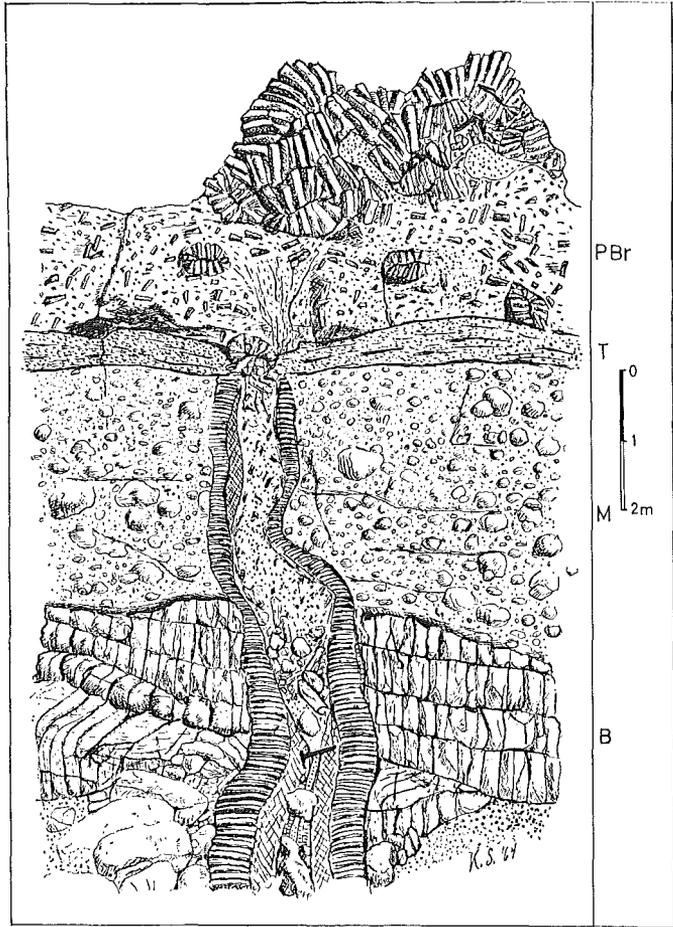
An einer dieser Verwerfungen ist beim mittleren Abschnitt östlich Botnadalur ein Krater von 80 m Durchmesser und 20 m Tiefe auf der abgesunkenen Scholle eingesenkt (Djúpidalur). Der Erhaltungszustand lässt auf einen Explosionskrater schliessen, der jedoch älter sein muss als die letzte Eisbedeckung, denn ausgeworfenes Material findet sich nicht in der Umgebung. Südlich von dem Hof Nesjar liegt ein zweiter solcher Krater ebenfalls an einer Verwerfung. Solche „Verwerfungskrater“ sind im Hengill-Hellisheidi-Gebiet mehrfach zu beobachten. Zwei weitere befinden sich in Stangarháls und Sleggjubeinsskard und drei in Meitilháls, Lakahnúkar und Lakakrökur südlich von Hellisheidi, alle innerhalb derselben aktiven Grabenzone. Bei der Deutung dieser Krater kann man dort, wo sie in einen Rücken eingesenkt sind, mit der Möglichkeit eines bei dessen Entstehung gebildeten Kraters rechnen, der zuletzt einen Explosiv-Ausbruch hatte (Typ Kerid bei postglazialen Vulkanen). Bei anderen, die sich nicht in der Längsachse eines Rückens befinden, handelt es sich wohl um echte Explosionskrater.

*Der mittlere Rückenzug* ist 7 km lang und setzt sich aus acht als individuelle Eruptionsspalten erkennbaren Anhäufungen von Hyaloklastiten zusammen. Vielleicht kann man sie auf drei Spaltenvulkane zurückführen. Diese Vulkanreihe ist in gewisser Hinsicht von den Brüchen unabhängig. Ganz im Süden werden zwar von ihr die westlichen Randbrüche zum Skeggjadalur-Graben gerade noch berührt, aber im Norden sind die grossen Randverwerfungen zum Hestvík-Graben, obwohl nahe gelegen, doch nicht für ihre Lage bestimmend. Der Hauptteil des Rücken-zuges liegt bis zu 1 km westlich der grossen Randstörung Vegg-hamrar-Skeggjadalur.

*Jórutindur-Litla Sandfell* liegt etwa 100 m östlich der Verwerfung von Langahlíd. Die Gesamtlänge des Rückens beträgt knapp 2 km und die grösste Höhe (Jórutindur) 100 m. Jórutindur besteht weitgehend aus geschichtetem Hyaloklastit, während Litla Sandfell aus Pillow-Breccie und Pillow-Lava besteht. Der Bach von Jórugil hat ein schönes Querprofil durch diesen Rücken freigelegt, das den Fördergang und die Basalt-Unterlage (Schildvulkanlaven von Haedir) zeigt (Abb. 13). Westlich von diesem Rücken liegen auf dem Hangendflügel der Verwerfung von Langahlíd und ihr parallel drei getrennte Breccie-Anhäufungen aus ähnlichem, nicht umgelagertem Material. Wahrscheinlich liegt dort eine besondere Spalteneruption vor.

Abb. 13. Querschnitt durch den Rücken von Jórutindur—Litla Sandfell, aufgeschlossen in der Schlucht des Jórugil. Der Fördergang durchbricht die Lava vom Haedir-Schildvulkan (B) und eine darüber lagernde Grundmoräne (M). Darüber folgt eine dünne Lage aus geschichtetem Hyaloklastit (T) und schliesslich Pillow-Breccie (PBr) mit Einlagerungen von Pillow-Lava, welche durch den Gang gefördert wurde. Petrographisch besteht sie aus demselben Material wie der Gang. Der Gang zeigt randlich ausgeprägte Säulung.

Fig. 13. Section through the Jórutindur—Litla Sandfell ridge and its feeder exposed in the gully Jórugil. The feeder dike cuts through lavas of the Haedir shield volcano (B) and a ground moraine (M) overlying them. A thin layer of bedded hyaloclastite (T) and pillow breccia (PBr) represent



material erupted through the dike. Both are of petrographically the same rock as the dike (porphyritic basalt). The dike shows columnar jointing except in the middle, where finegrained glass is present.

Als *Hátindur-Rücken* bezeichne ich hier einen etwa 3 km langen Spaltenvulkan, der seine grösste Höhe im südlichen Teil, in *Hátindur* mit 130 m erreicht. Das Material besteht im Süd-Teil fast ausschliesslich aus deutlich geschichtetem Hyaloklastit, während nördlich davon, nach einer geringen Richtungsänderung im Streichen des Rückens, Pillow-Breccien in zunehmendem Masse auftreten. Das Nord-Ende des Rückens begleitet die Verwerfung von *Jórukleif* (Setberg). Hier entsteht durch die Eruptionsprodukte des Rückens ein Vorbau im Hang der *Jórukleif* (Setberg = „Sitzfelsen“, vgl. Abb. 8), und weil der Rücken nur bis zur halben Höhe der Verwerfung hinaufreicht (darüber also die Gesteine des gehobenen Flügels der Verwerfung herauskommen), kann man leicht zu der

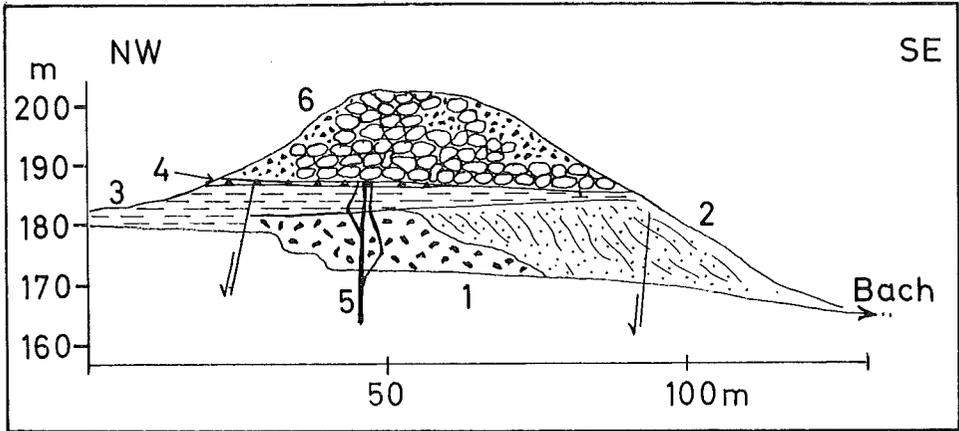


Abb. 14. Querschnitt durch den Hátindur-Rücken, aufgeschlossen in der Jórugil-Schlucht (etwas schematisiert). 1 = Pillow-Breccie der Nesjaskógur-Serie, 2 = schräggeschichteter Sandstein aus feinkörnigem, hyaloklastischem Material, 3 = horizontal geschichteter, feinkörniger Sandstein, 4 = Tillit, 5 = Fördergang, 6 = Pillow-Laven und -Breccien des Hátindur-Rückens. 5 und 6 sind petrographisch gleich.

Fig. 14. Section through the Hátindur ridge exposed in the gully Jórugil (somewhat schematized). 1 = pillow breccia of the Nesjaskógur series, 2 = crossbedded sandstone, 3 = horizontally bedded sandstone, 4 = tillite, 5 = feeder dike, 6 = pillow lava and -breccia of the Hátindur ridge. 5 and 6 are of petrologically the same rock (porphyritic basalt).

falschen Auffassung gelangen, dass die im NW anstehenden Haedir-Basalte jünger als der Rücken sind (so Kjartansson 1943, S. 102).

Der Bach von Jórugil hat auch diesen Rücken durchgeschnitten. Der Aufschluss reicht jedoch nicht bis hinunter auf die Haedir-Basalte, dafür ist die Auflagerung auf dem ältesten Dyrafjöll-Komplex sehr gut zu sehen (Abb. 14).

*Helluhryggir.* Nördlich von Dyradalur ziehen sich drei parallele Rücken nach NE, etwa 2 km weit. Sie sind der alten Tafel von Hella aufgesetzt und erreichen in Dyradalshnúkur die grösste Höhe von 130 m über Hella. Sie sind alle aus Pillow-Lava und Pillow-Breccie aufgebaut, die sehr reich ist an grossen Plagioklas-Einsprenglingen. Aufgrund dessen lassen sie sich ohne weiteres gegen die angrenzenden Bildungen auskartieren. Im Süden überlagern die Helluhryggir den Sandhryggur. Vermutlich sind die drei Rücken alle bei einer Eruption über drei nahe beieinander liegenden, parallelen Spalten entstanden (vergl. die Vielzahl paralleler Eruptionsspalten bei der Nesja-Lava). Dasselbe dürfte für die Jórutindur- und Hátindur-Eruptionen zutreffen. Die Altersbeziehung zwischen Helluhryggir einerseits und Jórutindur-Hátindur andererseits liess sich nicht feststellen, da sich die beiden nicht berühren.

*Sandhryggur* befindet sich westlich von Dyradalur. Der Rücken ist 3 km lang und hat eine relative Höhe von 60–100 m. Er besteht vorwiegend aus

feinkörnigen, geschichteten Hyaloklastiten mit Einschaltungen von Pillow-Breccie, die besonders häufig in der Scheitel-Region des Nord-Teiles sind. Die Auflagerung des Sandhryggur auf den Hyaloklastiten von Brekka ist westlich des Rückens klar zu sehen. Zwischen den beiden Bildungen schaltet sich ein Konglomerat mit sandiger Matrix ein. Das Gestein ist ein dunkler Basalt mit sehr kleinen Einsprenglingen von Olivin und Plagioklas. Am Süd-Ende des Sandhryggur bilden dessen geschichtete Hyaloklastite am Hang des älteren Dyrafjöll-Komplexes einen halbmondförmigen Wall, bei dem die Schichten gleichmässig nach aussen einfallen. Hier scheint ein Kraterwall vorzuliegen.

Zwischen dem Süd-Ende des Sandhryggur und Dyradalur ragen drei Hügel aus brecciösen, unregelmässig geschichteten Hyaloklastiten empor. Das Gestein ist plagioklas-porphyrisch, jedoch sind die Einsprenglinge seltener und grösser als bei Sandhryggur. Rötliche subaerische Agglomerate des älteren Dyrafjöll-Komplexes werden davon überlagert. So liegt hier ein besonderer kurzer, nur 900 m Länge erreichender, Rücken vor. Das Tal von Dyradalur wird im Süden durch diesen Rücken abgeschlossen.

*Sköflungur* ist der westlichste, selbständige Spaltenvulkan des jungen Rücken-Komplexes. Auf 5,7 km Länge überlagert er die Hyaloklastite von Brekka und die Basalte des Haedir-Schildvulkans. Die grösste Höhe beträgt mehr als 100 m über die Umgebung. Sköflungur wird aufgebaut aus Pillow-Breccie und Pillow-Lava. Das Gestein führt reichlich Plagioklas-Einsprenglinge von durchschnittlich 3—5 mm Länge. Nur an den beiden Enden des Rückens werden die Breccien von geschichtetem Hyaloklastit umhüllt. Das Streichen dieses Rückens ist im Süden N-S, schwenkt aber nordwärts allmählich nach NNE-SSW um. Einen halben km westlich der höchsten Stelle des Sköflungur befindet sich eine kleine Anhäufung aus dem gleichen Gestein. Um umgelagertes Material handelt es sich nicht. Es liegt also wahrscheinlich ein kleines Ausbruchszentrum vor. Offene Spalten befinden sich zu beiden Seiten des Vorkommens.

Hier sollen noch zwei weitere Rücken aus porphyrischem Basalt besprochen werden, Skeggjadalshryggur und Thjófahlaup, die etwas abseits von den drei Hauptrückenzügen, jedoch beide im Bereich der Háhryggur-Serie liegen.

*Skeggjadalshryggur* zieht sich östlich von Skeggjadalur als ein unbedeutender Rücken von 1,2 km Länge zum Hengill hinauf. Er besteht aus Pillow-Lava und Pillow-Breccie, die zahlreiche Plagioklas-Einsprenglinge enthält. Dieser Rücken ist von einem Bach, der zum Skeggjadalur hinunterführt, durchschnitten worden. Dort ist die Auflagerung auf dem feinklastischen Material des Háhryggur gut zu sehen, auch ist hier ein Gang aufgeschlossen, wahrscheinlich der Fördergang. Er besteht petrographisch aus demselben Material wie der Rücken.

Südlich von Marardalur befindet sich ein letzter Rücken, *Thjófahlaup* (Karte 2), der mit seiner NW—SE-Erstreckung vom Hang des Hengill quer über Mararfell 1 km nach NW über die Grenze des eigentlichen Hyaloklastit-Gebirges hinausläuft. Das Material ist geschichteter, oft sandiger Hyaloklastit, der nach SW

einfällt. Darunter stehen im unteren nordöstlichen Hang gelegentlich Pillow-Breccien an. Die Asymmetrie des Rückens geht wohl auf Gletschererosion zurück (Eisbewegung von NE). Die Pillow-Breccien und die gröberen Hyaloklastite enthalten zahlreiche grosse Einsprenglinge von Plagioklas. Am Südost-Ende des Rückens ist durch einen Wildbach ein Aufschluss geschaffen worden, der den Rücken bis zur Basis und auch den Fördergang angeschnitten hat. Das Material des Ganges, der etwa 2 m mächtig ist und NW-SE streicht, ist petrographisch das gleiche wie das des zugehörigen Rückens.

Dies ist der einzige sichere, NW-SE streichende Spaltenvulkan im Hengill-Gebiet. Der Rest eines zweiten, nicht allzu weit entfernten, aber schon ausserhalb des Hengill-Gebietes gelegenen Spaltenvulkans mit demselben Streichen ist von der Hauptstrasse Hveragerdi-Reykjavík südwestlich Sandskeid zu sehen (Arnarthúfur-Vífilfell). Der NW-SE streichende Grat von Vífilfell, der die südlichste Ausbruchsstelle dieses Spaltenvulkans bildet, sitzt hoch oben auf einem älteren Gebirgssockel.

#### e. BRUCHTEKTONIK DER DYRAFJÖLL

Im Gegensatz zu der westlichen Hälfte der Dyrafjöll ist die Ost-Hälfte sehr stark von Verwerfungen durchzogen. Das tektonische Bild wird durch einen tief eingesenkten, schmalen Grabenstreifen, der sich von Hestvík über Nesjaskógur und Háhyggur zum Skeggjadalur hinzieht, beherrscht. An der Hestvík und in Nesjaskógur sowie in Skeggjadalur wird dieser Graben hauptsächlich durch eine grosse Verwerfung im Westen begrenzt. Im Háhyggur dazwischen verlagert sich das Grabentiefste nach Osten, und die hohen Verwurfsbeträge der Jórúkleif-Vegghamrar Verwerfungen verteilen sich auf mehrere Staffelbrüche. Im südlicher gelegenen Hengill verlagert sich das Grabentiefste noch mehr nach Osten. Die östlichen Randverwerfungen zu diesem Hauptgraben ziehen nahe am Ost-Rande der Dyrafjöll — im Süden mit geringen, im Norden an der Hestvík mit hohen Verwurfsbeträgen — entlang. Der Steilhang am Ost-Rande der Dyrafjöll zwischen Nesjavellir und Hraunprýdi ist wahrscheinlich keine Verwerfung, wie man zuerst gern annehmen möchte, sondern beim Aufbau der Háhyggur-Serie als natürliche Böschung entstanden und später durch die Bildung des Fálkaklettur-Rückens in seiner Steilheit verschärft. Verwerfungen, die hier z. T. in Verbindung mit dem postglazialen Nesjakraun-Spaltenvulkan entstanden sind, zeigen einen abgesenkten West-Flügel.

Innerhalb des Rücken-Komplexes der Dyrafjöll und südlich davon tritt eine Reihe NE-SW-streichender, meistens abflussloser Täler auf. Einige sind tektonisch bedingt, so z. B. Skeggjadalur, Sporhelludalur, Vatnsstaedi entlang einer einzigen grossen Verwerfung, die ihre West-Begrenzung ausmacht. Auch Dyradalur ist wenigstens z. T. tektonisch bedingt. Andere Täler, so z. B. Folaldadalir, Kýrdalir, sowie zahlreiche namenlose Talzüge zwischen den jüngsten Rücken, aber auch Marardalur und z. T. Dyradalur verdanken ihre Entstehung

der subglazialen Anhäufung von vulkanischem Material in den NE-SW streichenden Rücken zu beiden Seiten, während sie selbst mit Eis erfüllt blieben. Nach dem Abschmelzen des Eises blieben diese Hohlformen als eine Art von Eistälern übrig.

## 2. STANGARHÁLSFJÖLL (Karte 3).

Von der NE-Ecke des Hengill erstrecken sich einige niedrige Bergzüge nach NE. Es liessen sich vier petrographisch und lagerungsmässig verschiedene Bildungen nachweisen.

*Stangarhåls* wird aus zwei unterschiedlichen Serien aufgebaut. Die ältere ist eine plagioklas-porphyrische Pillow-Lava. Die Einsprenglinge sind etwa 2—4 mm gross mit einem Anorthit-Gehalt von An 82. Sie können bis zu 40% des

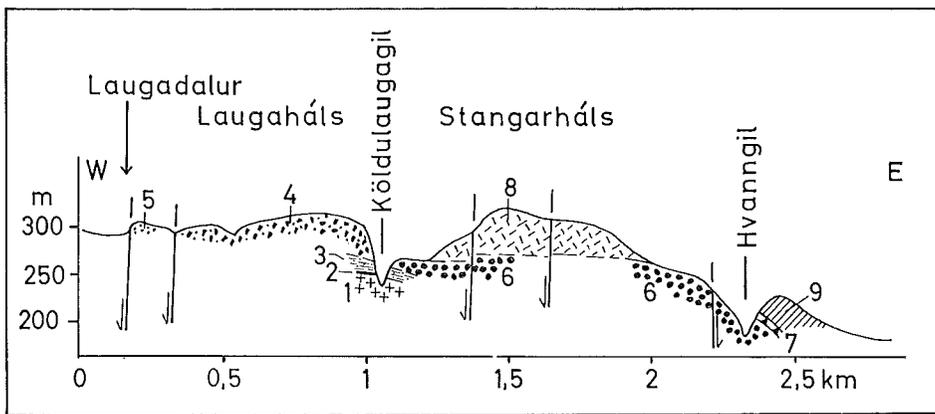


Abb. 15. Querschnitt von Laugadalur nach Hvanngil. 1 = Pillow-Breccie, olivinbasaltisch, frei von Einsprenglingen, 2 = tuffitisches, feinkörniges Sediment, 3 = geschichteter Hyaloklastit, 4—5 = Hyaloklastite des Hengill, bei 4 als Pillow-Breccie, bei 5 feinkörnig, 6 = ältere Stangarhåls-Serie, 7 = Tillit, 8 = jüngere Stangarhåls-Serie (frei von Einsprenglingen), 9 = Hyaloklastite der Sandklettar. 4, 5, 6 und 9 sind plagioklas-porphyrisch.

Fig. 15. Section across Laugahåls and Stangarhåls. 1 = pillow breccia (nonporphyritic olivine basalt), 2 = finegrained sediments, 3 = stratified hyaloclastites, 4—5 hyaloclastites of Hengill (glomeroporphyritic), 6 = lower Stangarhåls unit (highly porphyritic basalt), 7 = tillite, 8 = upper Stangarhåls unit (nonporphyritic), 9 hyaloclastites of Sandklettar.

Gesteins ausmachen. Daneben treten auch kleine Olivin-Einsprenglinge auf. Die ältere Stangarhåls-Serie bildet eine niedrige, breite Tafel. Ihr nördlichster Ausläufer befindet sich als eine Insel in dem postgalzialsen Lavafeld von Hagavíkurhraun südlich von Raudstrýta.

Die jüngere Stangarhåls-Serie überlagert in Form eines knapp 5 km langen Rückens die ältere Tafel. Das Gestein ist, zum Unterschied von der Unterlage, eine olivinbasaltische, einsprenglingsfreie Pillow-Lava. Der Rücken wird im

Süden etwa 100 m hoch, wogegen die Mächtigkeit der porphyrischen Pillow-Lava im Liegenden maximal etwa 70 m erreicht (Abb. 15).

Im Nord-Teil des Rückens ist ein Explosionskrater neben einer Verwerfung auf dem Liegendflügel eingesenkt (Thorsteinsdalur). Dieser ähnelt dem Krater von Djúpidalur (s. S. 40), ist jedoch grösser als dieser.

*Krossfjöll und Sandklettar*, ein Bergzug östlich Stangarháls und diesem parallel, stehen in ähnlichem Verhältnis zueinander wie die beiden Serien des Stangarháls. *Krossfjöll* sind älter. Sie befinden sich westlich der Ölfusvatnsá zwischen Maelifellsflatir und Thverárdalur und werden im Westen von Sandklettar überlagert. Die *Krossfjöll* bestehen aus einer plagioklas-porphyrischen Pillow-Lava und Pillow-Breccie, die etwa 70 m Mächtigkeit erreicht. Die Einsprenglinge sind nicht so reichlich wie in Stangarháls oder Sandklettar. Sie können bis zu 0,7 cm Länge erreichen.

*Sandklettar* und die Fortsetzung nach NE in *Hvithlid* bestehen wiederum aus einsprenglingsreichen Gesteinen. In Pillow-Laven und in einer Lavadecke auf *Hvithlid* (vergl. Abb. 27) können die Plagioklas-Einsprenglinge bis über 50% des Gesteins ausmachen. Gelegentlich wurden bis über 2 cm grosse Einsprenglinge beobachtet. Sonst ist die Gesteinsausbildung von Sandklettar-*Hvithlid* ziemlich verschieden. Die Sandklettar („Sandfelsen“), welche den ganzen Süd-Teil ausmachen, werden aus geschichteten Hyaloklastiten aufgebaut, die über 100 m Mächtigkeit erreichen können. Bei diesen überwiegen zuweilen schlackige Bröckchen über das feinerriebene Glas. Dann ist die Schichtung deutlich. Wo aber der Anteil an feinem Material zunimmt, wird die Schichtung besser. Gelegentlich finden sich senkrechte Wände bis zu 20 m hoch, die nur aus solchem feinkörnigem, gut geschichtetem Hyaloklastit bestehen. Die einzelnen Schichten sind wenige mm bis einige cm dick. Schrägschichtung ist dort sehr auffällig. Die feinkörnigen Lagen werden wegen ihrer besseren Zementierung und Widerstandsfähigkeit durch die Winderosion als Rippen herauspräpariert, ebenso auch kleine, wiederverkittete Scherfugen, die in grosser Anzahl anscheinend regellos die Hyaloklastite durchsetzen. An einigen Stellen finden sich in Sandklettar Einschaltungen von Pillow-Lava und Pillow-Breccie. Die Hyaloklastite der Sandklettar überlappen hydrothermal zersetzte Breccien von Hengill in Schluchten südwestlich Sandklettar.

Im mittleren Teil dieser Serie, zwischen Stangarháls und *Krossfjöll*, überwiegen Pillow-Laven. Sehr schön ist ihre Auflagerung auf der älteren Stangarháls-Serie auf einer 300 m langen Strecke in der Schlucht von Hvanngil (Abb. 15) zu sehen. Zwischen die beiden Bildungen schaltet sich hier ein 2—10 m mächtiger Moränenhorizont. Ohne ihn wären die beiden Bildungen schwierig auseinanderzuhalten, denn sie sind petrographisch fast gleich.

In *Hvithlid*, dem nördlichsten Teil der Serie, bedeckt eine Lavadecke ein ziemlich grosses Gebiet, die wegen der petrographischen Ähnlichkeit hierzu gerechnet wird. Die Lavadecke ist maximal nur 10 m mächtig. Im NE liegt darüber eine längliche Hügelkette aus Pillow-Breccie gleicher petrographischer Beschaffenheit. Diese scheint den Maelifell zu unterteufen (vergl. Abb. 27).

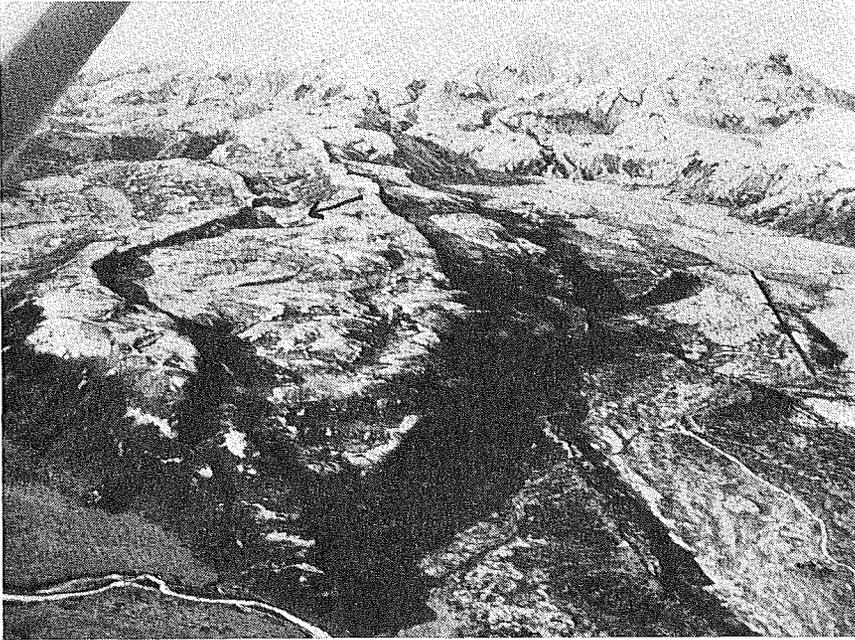


Abb. 16. Stangarhals von NE. Im Hintergrund Hengill. Der Pfeil links oberhalb der Bildmitte deutet auf den Krater Thorsteinsdalur. Rechts im Vordergrund: Eruptionsspalte des Hagavíkurhraun. Flugaufnahme.

Fig. 16. Aerial view of faults running through Stangarhals. The arrow points to the explosion pit of Thorsteinsdalur. In the foreground on the right is the eruptive fissure of Hagavíkurhraun. Mount Hengill in the background. View towards SW.

*Bruchtektonik der Stangarhalsfjöll.* In den Stangarhalsfjöll befindet sich ein Teil der östlichen Randbrüche zum Dyrafjöll-Graben. Stangarhals wird von drei N 30°E streichenden Verwerfungen mit Sprunghöhen bis 30 m zerspalten. Die westlichste zieht zum Hengill hinauf, wo sie in Köldulaugagil von ausserordentlich starker Solfatarentätigkeit begleitet wird. Die jüngere Serie des Stangarhals begleitet im Süden diese Verwerfung. Die Verwerfungen des Stangarhals sind nach ihren frischen Bruchrändern zu beurteilen in postglazialer Zeit mobil gewesen. Dies beweist auch die Lava von Hagavíkurhraun, die an mehreren dieser Brüche um einige Meter versetzt ist. In der jüngeren Nesja-Lava befindet sich eine klaffende Spalte (gjá) in der NE-Verlängerung einer dieser Verwerfungen.

Oberhalb Hvanngil im südlichen Stangarhals befindet sich eine Verwerfung, an der der Ost-Flügel abgesunken ist. Die Verwerfung ist an der Oberfläche ausgeglichen, aber eine Harnisch- und Ruschelzone, die in Hvanngil aufgeschlossen ist, beweist ihre Existenz. Sonst ist in diesem Gebiet der Verwerfungs-sinn umgekehrt. Zwei Verwerfungen durchziehen Sandklettar und Hvíthlid. Die östlichere begrenzt Lómatjarnarhals im Westen und durchzieht Hvíthlid

und Krossfjöll. In Thverárdalur ist sie in dem moorigen Talboden auf Luftaufnahmen sichtbar (dunkler Streifen = grössere Feuchtigkeit) und zieht dann weiter nach SW zum Basaltplateau der Bitra. In einer grossen Schlucht südlich Thverárdalur am Hang zur Bitra wird sie von sehr vielen heissen Quellen, meist Solfataren, begleitet.

### 3. POSTGLAZIALER VULKANISMUS NÖRDLICH DES HENGILL (Karte 3).

Das breite Tal von Nesjavellir wird auf beiden Seiten von Spaltenvulkanen begleitet, deren Verlauf tektonisch durch die östlichen Staffelbrüche zum Dyrafjöll-Graben vorgezeichnet ist. Ihre Lavafelder sind Hagavíkurhraun und Nesjahraun. Am Ufer des Thingvallavatn und in diesem See befinden sich weitere drei Einzelvulkane (Eldborg, Grámelur, Sandey), deren Lage ebenfalls bruchtektonisch bestimmt sein dürfte.

#### a. HAGAVÍKURHRAUN (hraun = Lava)

bedeckt den östlichen Teil des Tales von Nesjavellir und das Gebiet westlich der Hagavík. Beiderseits des Lómatjarnarháls zweigen Lavazungen nach Süden ab, deren westlichere inzwischen vollständig mit Bachschottern des Hvanngil zugedeckt wurde. Diese Lava ist im Westen und Norden von dem jüngeren Nesjahraun überflossen worden und bedeckt ein sichtbares Areal von rund 8 km<sup>2</sup>. Hagavíkurhraun entstammt einer 4,5 km langen Eruptionsspalte, die sich vom Ausgang des Köldulaugagil am Hengill bis zur Raudstrýta im NE hinzieht. Die Spalte ist jedoch mehrfach unterbrochen, und einzelne Abschnitte sind parallel verschoben.

Die südlichsten, am Hang des Stangarháls gelegenen Abschnitte des Spaltenvulkans zeichnen sich durch kleine Schlackenanhäufungen aus, die dicht hintereinander liegen. Die Lavaförderung war hier anscheinend geringer als im nordöstlichsten Abschnitt, der auch etwas tiefer liegt. Dort ist über der Eruptionsspalte ein bis zu 10 m hoher Wall aus Lava (z. T. Schlackelava), ohne irgendwelche Kratergebilde, aufgebaut worden. Von diesem führen zwei grosse Lavarinnen weg, eine nach Osten und die andere nach SW. Kleinere Lavarinnen führen nach Norden, wo sie bald unter dem Nesjahraun verschwinden. Als einziger Schweisssschlackenkegel dieses Spaltenvulkans ist Raudstrýta an seinem NE-Ende zu erwähnen. Petrographisch ist die Lava ein Olivinbasalt mit ca. 10% Olivin in der Grundmasse. Sie führt in geringer Menge Plagioklas-Einsprenglinge. Die Lava ist vom Typ der Pahoehoelava, jedoch ist die Oberfläche meistens stark aufgebrochen, so dass eine rauhe Schollenlava vorliegt.

Hagavíkurhraun ist älter als das mit C<sup>14</sup> datierte Nesjahraun, welches ein Alter von 1880 ± 65 Jahren hat. Dagegen ist sie jünger als die unterste (11 m) Strandlinie am Thingvallavatn, die ein (fragwürdiges) Alter von 9130 ± 260 Jahren haben dürfte (Saemundsson 1965, S. 138), und deren Spuren, falls jemals vorhanden gewesen, wenigstens noch an der Hagavík gesehen werden sollten.

## b. NESJAHRAUN,

östlich und nördlich von Hagavíkurhraun gelegen, bedeckt mit 11 km<sup>2</sup> weitaus den grössten Teil des Tales von Nesjavellir. Ganz im Süden ist die Grenze zwischen den beiden Lavafeldern nicht genau feststellbar, weil hier die Bäche von Nesjalaugagil und Ködulaugagil ihre Schotter weit in die Lavalebene hinausgetragen haben. Von dort an, wo südöstlich Nesjavellir eine Lava-



Abb. 17. Süd-Ende der Eruptionsspalte des Nesjahraun. Die Hyaloklastit-Unterlage kommt vorne links unter schlackiger Lava zum Vorschein. Blick nach NE.

Fig. 17. Eruptive fissure of Nesjahraun near its southern extremity. The basal hyaloclastites crop out unter slaggy lava (lower left). View towards NE.

zunge die südwestliche Lavarinne des Hagavíkurhraun „aufwärts“ geflossen ist, ist die Lavakante des Nesjahraun leicht zu verfolgen.

Der Spaltenvulkan, durch den das Nesjahraun gefördert wurde, zieht sich vom Nord-Hang des Hengill am Ost-Abbruch der Dyrafjöll 5,5 km weit nach NE. Fast auf der ganzen Strecke liegen zwei, stellenweise unterbrochene Eruptionsspalten im Abstand von wenigen Zehnern von Metern bis 400 m vor. Bei dem südwestlichsten Teilabschnitt häufen sich kleine Schlackenkrater reihenförmig hintereinander, ähnlich wie bei Hagavíkurhraun beschrieben. Bis nördlich Nesjavellir sind die Eruptionsspalten sonst als richtige, klaffende Spalten, häufig mit trichterförmigen Erweiterungen, ausgebildet. Ihre Wände aus Pillow-Breccien und geschichteten Hyaloklastiten sind meistens mit schlackiger Lava überkrustet (Abb. 17).

Hier gibt es stellenweise Anzeichen für Lavafontänen, denn der Hang

oberhalb der Eruptionstellen ist teilweise mit Schlacken übersät. Die Lavaförderung war auf diesem Abschnitt beträchtlich, wie talabwärts geflossene Lavakaskaden zeigen.

Nordwestlich und vor allem nördlich von Nesjavellir, wo der Spaltenvulkan zugleich sein tiefstes Niveau mit 160 m. ü. NN erreicht, ist er anders ausgebildet. Hier sind über den Eruptionsspalten zahlreiche grosse und kleine Kegel und Kraterwälle aufgebaut worden. Die grösseren bestehen vorwiegend aus lockeren, dunklen Schlacken und Lapilli, die kleineren Kegel dagegen aus rötlichen Schweisssschlacken. Der Nord-Teil und damit die Hauptmasse des Nesjhraun stammt von diesen Kratern. Ein letzter Nachschub von Lava ist von einem grossen Bimssteinkrater nordöstlich der Strasse ausgegangen. Diese Lava ist am Ost-Rande des Nesjhraun in einer 150—200 m breiten Lavarinne bis zum Thingvallavatn hinuntergeflossen. Durch den neuen Nachschub wurde die Oberfläche der vorher gebildeten Lava, die noch nicht völlig erkaltet war, stark aufgebrochen und zu einer Schollenlava zusammengestaucht.

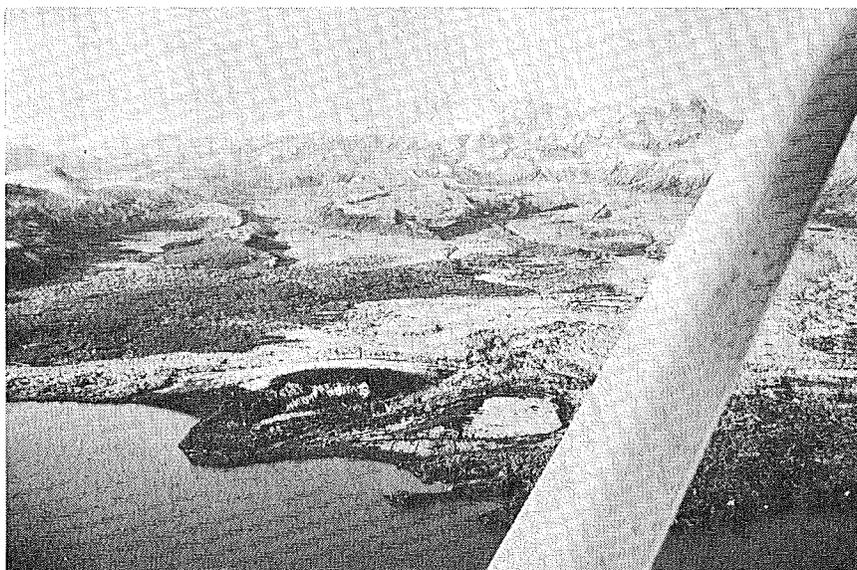
Nesjhraun ist als Pahoeholava und gelegentlich als rauhe, kleinstückige Schollenlava ausgebildet und besteht wie Hagavíkurhraun aus Olivinbasalt mit spärlichen Plagioklas-Einsprenglingen.

Das Alter des Nesjhraun ist mit der  $C^{14}$ -Methode als  $1880 \pm 65$  Jahre B. P. bestimmt worden (Saemundsson 1962, S. 650).

Sowohl Hagavíkurhraun als auch Nesjhraun sind von jüngeren tektonischen Sprüngen durchzogen. Bei der älteren Lava kommen Sprunghöhen von 1—3 m westlich des Stangarháls und in der NE-Fortsetzung von dessen Staffelbrüchen noch viel höhere Verwerfungsbeträge vor. Einer dieser Sprünge durchsetzt auch das jüngere Nesjhraun, jedoch nur als klaffende Spalte ohne Verwurf. Am Süd-Ende des Spaltenvulkans von Nesjhraun sind die Eruptionsspalten stellenweise verwerfend (West-Flügel abgesenkt).

### c. ELDBORG

ist ein kleiner, am Nord-Rande des Nesjhraun, dicht am Ufer des Thingvallavatn gelegener Krater. Der Kraterand ist 80 m im Durchmesser und umschliesst einen ca. 20 m tiefen Trichter, auf dessen Boden sich ein Teich befindet. Eldborg wird aufgebaut aus Schweisssschlacken, Bims, Lavaklumpen und xenolithischen Blöcken. Eine deutliche Schichtung ist vorhanden, indem Schweisssschlacken mit Bimslagen wechseln. Nördlich und westlich von Eldborg liegt vor der Stirn des Nesjhraun und bis auf einen halben  $km^2$  von ihm begraben eine ältere Lava unbekannter Herkunft, aber petrographisch den schon beschriebenen, postglazialen Laven gleich. In dieser Lava befindet sich nördlich Eldborg eine tektonische Spalte (gjá), die auch den Eldborg-Krater durchspaltet, jedoch nicht das jüngere Nesjhraun, das im Süden unmittelbar an den Kraterwall stösst. In der im Alter zweifelhaften, älteren Lava befinden sich einige kleine, unregelmässig geformte Kratergebilde, die wahrscheinlich auf phreatische Explosionen beim Fliessen der Lava über den Seeboden zurückgehen.



*Abb. 18.* Grámelur, ein Schlackenkrater, vorn Mitte, am Ufer des Thingvallavatn. Der Krater ist von Süden her vom Nesjahraun fast umflossen, und eine schmale Lavazunge ist in ihn hineingedrungen. Flugaufnahme mit Blick nach SW zum Hengill.

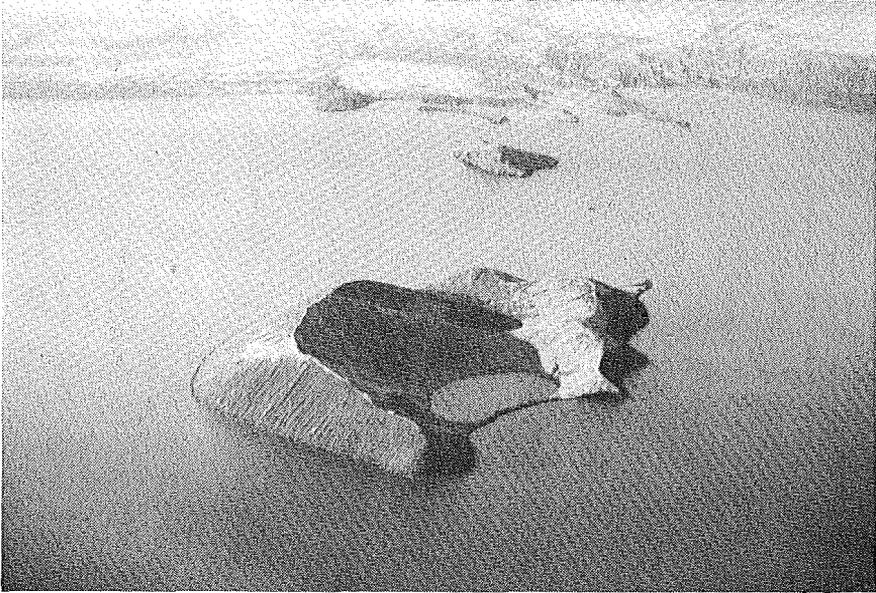
*Fig. 18.* Grámelur, a cinder ring on the shore of Lake Thingvallavatn. The Nesjahraun lava has almost surrounded it and a narrow tongue has overflowed the rim at the lowest point. Aerial view towards SW to Mount Hengill.

Zwei davon sind von dem See angeschnitten. Sie zeigen einen schichtungslosen Aufbau aus Wurfslaggen, schwarzem Bims und Lavaklumpen, sowie unregelmässigen Lava-Einlagerungen. Eldborg, die eindeutig über einer tektonischen Störung liegt, ist ziemlich sicher ein echter Vulkan.

#### d. GRÁMELUR

ist ein grosser, aus Lockermaterial aufgebauter Ringwall-Vulkan am Ufer des Thingvallavatn, 1 km südöstlich von Eldborg (Abb. 18). Er ist von dem jüngeren Nesjahraun umflossen worden, und eine Lavazunge von Nesjahraun ist sogar in den Krater hineingeflossen, so dass der Ringwall heute aus zwei getrennten Hälften besteht. Der Basisdurchmesser beträgt aussen maximal 750 m, der Durchmesser des Kraterrandes etwa 300 m und die grösste Höhe über dem Lavafeld etwa 30 m. Die Böschungen sind mit  $13^\circ$  aussen und  $20^\circ$  innen nicht sehr steil.

Der einzige Aufschluss, der den Aufbau des Ringwalles zeigt, befindet sich an der Stelle, wo der See den südlichen Wall angeschnitten hat. Der Wall wird hier zum grössten Teil aus schwarzem Bims und Lapilli aufgebaut. Eine 50 cm dicke Lage mit Wurfslaggen und Bomben bildet die einzige auffallende Unter-



*Abb. 19.* Sandey von NE. Flugaufnahme.

*Fig. 19.* Sandey, an ash volcano composed of two craters in the middle of lake Thingvallavatn. View towards SW.

brechung in dem sonst sehr einheitlichen, undeutlich geschichteten Material. Xenolithisches Material findet sich selten, nur einzelne Pillow-Bruchstücke wurden entdeckt. Das Material des Grámelur besteht petrographisch aus einem schwach porphyrischen Olivinbasalt wie die übrigen postglazialen Vulkanite des Gebietes.

Grámelur ist offensichtlich bei einem Explosiv-Ausbruch entstanden; soweit sichtbar, ist keine Lava gefördert worden. Das Lockermaterial ist hier vorwiegend als Sideromelan-Glas erstarrt. Daraus bestehen die geringfügig vorhandene Asche, die meisten Lapilli, Bimsstücke und Schlacken. Nur die Bomben, die festeren Schlacken und einzelne Lapilli sind tachylytisch.

Die Zerspratzung der Schmelze geht wahrscheinlich auf den Kontakt mit Wasser zurück, liegt doch der Krater im Niveau des Thingvallavatn. Jedoch ist der hohe Anteil an Lapilli und Bims gegenüber feiner Sideromelan-Asche, sowie die Schlacken und Bomben, mehr für normale subaerische Krater charakteristisch als Folge der durch den Gasgehalt der Schmelze selbst hervorgerufene Explosivität. Macdonald (1962, S. 275) hat gezeigt, wie die Explosivität einer Basalt-Schmelze (und damit die Produktion von Asche, Lapilli und Schlacken) und die Wasserdampfentwicklung miteinander Hand in Hand gehen. Im Falle des Kilauea 1960 war vadoses Wasser in den Gesteinen des Untergrundes, das die Schmelze absorbierte, die Ursache für die gesteigerte Explosivi-

tät. Beim Ausbruch des Grámelur trug in diesem Sinne vadoses Wasser sicherlich wesentlich zur höheren Explosivität bei.

e. SANDEY (Karte 5),

eine Insel mitten im Thingvallavatn, setzt sich als ein kurzer Spaltenvulkan aus zwei Kratern zusammen. Die Verbindungslinie zwischen den beiden Kratern streicht N 35°E. Tektonisch ist die Lage von Sandey fast die gleiche wie die des Nesjhraun-Spaltenvulkans, in dessen NE-Fortsetzung sie sich befindet, und es ist sehr wahrscheinlich, dass beide dasselbe Alter haben. Sandey befindet sich wie die Nesjhraun-Eruptionsspalten nahe dem Ost-Abbruch der Háhyggur-Serie, die sich als ein seichter, mit zwei Inseln besetzter Schelf bis zur Sandey in den Thingvallavatn fortsetzt.

Die Sandey-Krater, die nach SW und NE offen sind, werden im NW von einem bis zu 50 m hohen Wall aus gut geschichteten, graubraunen, z. T. ziemlich verfestigten Aschen und Lapilli begrenzt. Gelegentlich finden sich Lagen mit Wurfschlacken und Bims, auch Lagen mit Pisolithen. Daneben kommen auch Lavaklumpen von etwas plagioklas-porphyrischem Basalt und (xenolithische) Blöcke aus Olivinbasalt und Hyaloklastit-Brocken, vor. Sandey ist in ihrem Aufbau ähnlich Hverfjall am Mývatn (Thorarinsson 1952) oder dem Wall der neuentstandenen Surtsey (Thorarinsson et al. 1964). Bei den Lockerprodukten überwiegen im Gegensatz zum Grámelur feine bräunliche Sideromelan-Aschen und Lapilli vor Schlacken und Ähnlichem. Insofern besteht, was das Material betrifft, eine grössere Ähnlichkeit mit den subglazialen geschichteten Hyaloklastiten als mit gewöhnlichen subaerischen Lockerprodukten. Hier dürfte die Zerspritzung wie beim Grámelur auch durch das Seewasser verursacht worden sein; nur scheint bei Sandey das Wasser einen noch leichten Zugang zur Schmelze gehabt zu haben, was sich in einer stärkeren Explosivität ausdrückte.

#### f. EINIGE ALLGEMEINE BEMERKUNGEN ZU ISLÄNDISCHEN, POST-GLAZIALEN „RINGWALL-VULKANEN“ VOM HVERFJALL-TYP

Aber Sideromelan-Aschen und Lapilli kommen auch bei anderen isländischen Vulkanen vor, zu denen im Zusammenhang mit Sandey einige Bemerkungen gemacht werden müssen. Überwiegend daraus aufgebaut sind die Wälle von Hrossaborg, Lúdent, Hverfjall in Nord-Island, aber auch z. B. viele der Veidivötn- und Vatnaöldur-Vulkane (mit Skyggnir, dem grössten überhaupt) westlich des Vatnajökull. Sie alle befinden sich auf dem trockenen Lande, wenn sie auch z. T. Kraterseen enthalten, und sie sind infolgedessen etwas schwierig zu erklären. Sie dürften jedoch ebenso wie ihre in Seen oder im Meer entstandenen isländischen Verwandten (Sandey, Insel im Askja-See, Surtsey) auf phreatische Eruptionen zurückgehen. Für die gleichartigen Bildungen von Hawaii (Stearns 1926, S. 15), Neuseeland (Cotton 1952, S. 263), und Idaho (Hamilton & Myers 1962, S. 114) und anderswo wird dies gleichfalls angenommen; sie bildeten sich zwar oberhalb des Grundwasserniveaus, aber

auf einer gut wasserleitenden, wasserdruchtränkten Unterlage. Hrossaborg, Lúdent und Hverfjall liegen ganz entsprechend in einem grundwasserreichen Gebiet, das aus blasenreichen und klüftigen, jungen (z. T. postglazialen) Lava-decken besteht. Die entsprechenden Wälle von Veidivötn und Vatnaöldur liegen gerade dort, wo sonst lavafördernde Eruptionsspalten die breiten Schotterfluren der Tungnaá queren. Hier ist sogar die Bildung in einem See möglich. Es scheint in diesen Fällen vor allem Grundwasser, das durch lockere Kiese, bzw. klüftige, blasenreiche Laven leichten Zugang zum Schlot fand, für die Zerspratzung und Abschreckung der basaltischen Laven verantwortlich zu sein.

Bei einem schnellen Entweichen der Lava durch den Schlot entsteht wahrscheinlich ein Druckgefälle nach dorthin (Venturi-Effekt), so dass das Wasser unter Umständen in den Schlot hineingesogen wird. Solche Unterdrucke sind sogar herangezogen worden, um das Herausbrechen von Gestein aus den Schlotwänden zu erklären (Shoemaker 1961, S. 300). Diesen Vorgang begünstigend tritt noch hinzu, dass beim Durchschlagen eines Grundwasserspeichers am Kontakt Aufheizung oder Verdampfung des Wassers stattfindet. Die dadurch verursachten höheren Drucke könnten kompensiert werden, indem Wasser in den Schlot entweicht. Auf diese Weise dürfte es zur Zerspratzung der Lava, d. h. Glasbildung und phreatischen Explosionen kommen.

Einen Nachweis für solche Vorgänge liefern Gänge aus hyaloklastischem Material, wie sie verschiedentlich beschrieben wurden und als Abb. 10 in der vorliegenden Arbeit — dort in den klüftigen Laven des Haedir-Schildvulkans—darstellt sind.

#### 4. HENGILL (Karte 2).

Hengill ist mit 803 m der höchste Berg im Untersuchungsgebiet. Seiner Form nach ist er ein Tafelberg. Durch die vielen im angegliederten Rücken und ebenso auch durch die tektonische Zerhackung entsteht aber ein ziemlich unregelmässiges Bild.

##### a. DER TAFELBERG HENGILL

Als *Tafelberg* besteht Hengill aus Pillow-Laven und Hyaloklastiten, die sich rund um den Berg in einer sehr variablen Ausbildung verfolgen lassen und von Basaltlaven überdeckt werden. Am häufigsten trifft man Pillow-Breccie an. Pillow-Lava steht darunter in Schluchten der West- und Ost-Seite an. Der Nord-Hang zeigt teilweise einen ausgeprägten stufenweisen Aufbau, wobei jede der drei bis vier Stufen hauptsächlich aus Pillow-Lava besteht, die jedoch von fast horizontal geschichtetem, leicht brecciösem Hyaloklastit überdeckt ist. Die geschichteten Hyaloklastite sind maximal bis 80 m mächtig. Stellenweise tritt an ihre Stelle Pillow-Breccie. Geschichtete Hyaloklastite kommen sonst auch als zwischen den Pillow-Breccien eingelagerte Schichtpakete vor, wenn auch häufiger in den höheren oder peripheren Teilen des Berges. Die Mächtigkeit der Hyaloklastit-Serie beträgt bis zu 400 m. Im Norden werden die tholeitischen Hyaloklastite des Háhryggur (Abb. 20 = 1) davon überlagert. Zwischen diesen und den Pillow-Laven und -Breccien des Hengill (3) schaltet sich 3 m mächtiger Tillit (2).

Auf den Hyaloklastiten des Hengill liegt stellenweise eine geringmächtige

Folge von dunklen, dichten Basaltlagen. Ausnahmsweise wurden Mächtigkeiten von 20 m und sogar 40 m bei Skeggi angetroffen. Die Basaltdecken erreichen die grösste Höhe südlich von Punkt 768, wenn die tektonische Absenkung berücksichtigt wird. Ein Krater ist bei Hengill nicht erhalten. In Skeggi und nahe dem Ost-Abbruch des Berges wechsellagern die Top-Basalte mit Pillow-Breccien bzw. geschichteten Hyaloklastiten. Dieser Umstand und die sonst geringe Mächtigkeit der Top-Basalte erwecken den Eindruck, dass es sich hier lediglich um eine Übergangszone handelt, wie sie häufig bei den Tafelbergen gesehen werden kann.

Petrographisch handelt es sich bei den Basalten und den Hyaloklastiten um das gleiche Gestein, einen Olivinbasalt, der sich wegen seiner glomeroporphy-

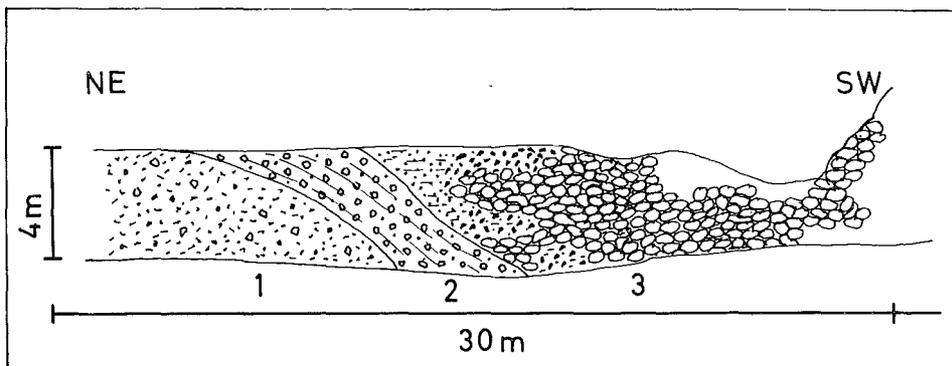


Abb. 20. Aufschluss auf der Höhe des Kýrdalshryggur am Fusse des Hengill in der Wand einer Verwerfung. 1 = Hyaloklastite des Háhyrggur, 2 = Tillit, 3 = Pillow-Breccie und -Lava.

Fig. 20. Exposure along a fault on the crest of Kýrdalshryggur at the foot of the northern slope of Hengill. The younger age of Hengill (3 = pillow lavas and pillow breccias) relative to the Háhyrggur series (1) is clearly demonstrated. Both units are separated by a tillite (2).

ischen Struktur gegenüber anderen angrenzenden Eruptionsprodukten auszeichnet und auf diese Weise schon makroskopisch eine Unterscheidung ermöglicht. Diese Gesteine sind gesprenkelt mit kleinen Nestern aus basischem Plagioklas und untergeordnet Pyroxen und Olivin. Die Nester haben einen Durchmesser von 0,5—1,2 mm, und sie können bis zu 20% des Gesteins ausmachen. Die Grundmasse, in der die Nester liegen, ist glasig bis hypokristallin in den Hyaloklastiten und holokristallin, mikrokristallin in den Basaltlagen. (Insgesamt wurden 7 Schiffe aus Hengill-Material verschiedener Lokalitäten untersucht).

Auf dem nordwestlichen Hengill, südlich Skeggi, befindet sich ein ziemlich grosses Vorkommen von *geschichtetem Hyaloklastit*. Aufschlüsse in einer hohen Verwerfungswand, an der Ost-Seite des Vorkommens, lassen erkennen, dass sie auf denudierter Basalt-Unterlage (= Hengill-Top-Basalte) ruhen und somit das jüngste Bauglied des Hengill darstellen. Die geschichteten Hyaloklastite sind

maximal 40—60 m mächtig und bestehen in der Hauptsache aus braunen Sideromelan-Bruchstücken und porösen, schwärzlichen Lapilli-Körnern. Die Schichtung kommt dadurch zustande, dass gröbere Lagen, die mehr Lapilli enthalten, mit solchen, die fast nur aus Sideromelan-Körnern oder -Pulver bestehen, abwechseln. Insgesamt wird hier der Eindruck eines im Wasser abgesetzten Hyaloklastites erweckt. Darauf deuten auch sedimentologische Erscheinungen wie die häufige inverse gradierte Schichtung und Schrägschichtung, die auf Änderung der Schüttungsrichtung oder der Strömung schliessen lässt. Denselben Schluss erlauben gelegentlich auftretende Einlagerungen von Pillow-Breccien. Petrographisch ist dieses Material mit dem des übrigen Hengill fast identisch, jedoch treten hier grosse Einkristalle von Bytownit als Einsprenglinge hinzu.

T. Einarsson (1951, S. 53) beschreibt diese Schichten als „Tuffe“ folgendermassen:

„Sie bilden dicke geschichtete Ströme mit gebogenen Einzellagen und erinnern so an die Strömungslinien eines fliessenden viskosen Breies“.

Er deutet sie als von einem Vulkan subaerisch geflossene Sandströme. Doch gibt es wie oben beschrieben so unverkennbare Anzeichen für eine Ablagerung in Wasser, dass diese nicht übersehen werden können. Ob auch die Schichtung, die ja auf Korngrössen-Sortierung beruht, wirklich als laminare Strömungsbilder (vergl. saure Eruptiva) eines viskosen Tuffbreis gedeutet werden können, erscheint sehr fraglich.

Wie so oft bei geschichteten Hyaloklastiten, sind auch diese vielfach von Sprüngen durchsetzt und stellenweise ziemlich deformiert. Zum Teil rührt dies wohl von einer Setzung und Bewegung durch das eigene Gewicht, z. T. auch von dem Belastungsdruck eines später darüber lastenden Gletschers her.

#### b. SLEGGJA

ist ein 4—5 km langer Bergrücken, der sich von der West-Seite des Hengill-Tafelberges nach SE hinzieht. Die etwas abweichenden Gesteine dieses Ausläufers von Hengill werden von dessen Eruptionsprodukten überlagert (Abb. 21). Die grösste Höhe von Sleggja beträgt 715 m, die Mächtigkeit der anomalen Gesteinsserie dagegen nur um 240 m. Man kann 5 Gesteinsgruppen unterscheiden.

a) Fast der ganze südliche Teil der Sleggja besteht aus einer sehr charakteristischen Breccie. Sie überlagert im Süden und Westen die Húsmúli-Basalte und wird ihrerseits im Norden von Hyaloklastiten des Hengill überlagert, jedoch kommt sie in fensterartigen Durchbrüchen südlich Skeggi noch einmal zu Tage. Die Hauptkomponente bilden dunkle, dichte, beim Hammerschlag klingende Brocken, die, weil sie ein Fluidalgefüge aufweisen, als intermediär bis sauer leicht zu erkennen sind. Die Matrix, welche die Breccie zusammenhält, besteht aus bräunlich verwitterndem Zerreibsel von fest verbackenen Glaskörnern, mit denen helle, bis einige cm grosse Bruchstücke von Bims oft in grosser Menge vermengt sind. Den Kern bildet in der südlichen Sleggja, in 450—520 m Höhe aufgeschlossen, fluidallaminiertes, sehr klüftiges Gestein, in dem die dichte, dunkle

Varietät mit einer grauen, porösen, teilweise bimsartigen Varietät abwechselt. Das Gefüge steht steil und streicht NE-SW, parallel zur Längsachse des Berges.

Im südwestlichsten Teil der Sleggja wird die Breccie und das fluidallamierte Gestein von einem hangparallel geschichteten Hyaloklastit mit massen-

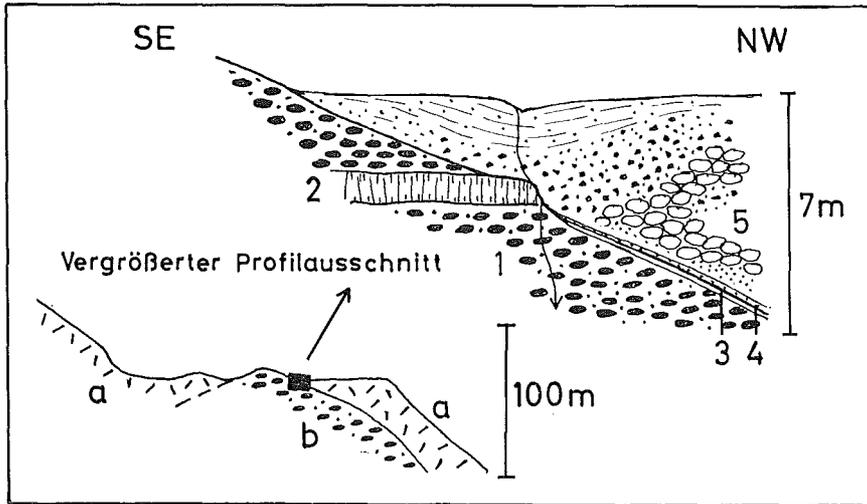


Abb. 21. Aufschluss im höchsten Teil der grossen Schlucht südwestlich Skeggi. a = Hengill-Material = 5 im Detail-Profil, b = intermediäres Sleggja-Material = 1—4 im Detail-Profil. 1 = rötliches (subaerisches) Agglomerat mit echten Bomben und Schlacken aus rhyolithischem Andesit durchsetzt von Adern und einem Lagergang (2) aus tholeiitischem Andesit. 3 = heller, rhyolithischer Tuffit (10—30 cm), 4 = Konglomerat bis Sandstein (20 cm), 5 = Pillow-Lava, -Breccie und geschichtete Hyaloklastite des Hengill-Tafelberges.

Fig. 21. Exposure in the highest part of the great gully southwest of Skeggi. a = Hengill rocks = 5 of detailed section, b = intermediate Sleggja rocks = 1—4 of detailed section. 1 = reddish subaeric agglomerate containing bombs and slags of rhyolitic andesite composition invaded by sills and dikes (2) of tholeiitic andesite. 3 = rhyolitic tuffite (10—30 cm), 4 = conglomerate (20 cm), 5 = glomeroporphyritic Hengill rocks.

haft auftretendem hellen Bims und dichten, fluidallaminierten Bröckchen überdeckt. Dieser Hyaloklastit ist teilweise, besonders peripher, mit basaltischem Glas vermengt. Die Petrographie, die im allgemeinen Teil schon abgehandelt wurde, lässt auf rhyolithischen Andesit schliessen.

Dieser Andesit-Rücken der Sleggja dürfte bei einem subglazialen Ausbruch entstanden sein. Der Aufbau — im Inneren fließlaminiertes Andesit, der nach der Peripherie in Breccie und schliesslich in geschichtetem Hyaloklastit ähnliches Gestein übergeht — zeigt unverkennbare Parallelen zu subglazialen, basaltischen Hyaloklastit-Rücken. Die saure Lava hat sich wohl infolge ihrer Zähflüssigkeit zu einem Staurücken (vergl. Staukuppe bei punktförmigem Schlot) angehäuft,

bei dem es nur in den Aussenzonen zu näherem Kontakt mit Wasser und damit Hyaloklastit-Bildung durch die Abschreckung kam.

An einigen Stellen wurden an der Oberfläche der Sleggja-Breccie anstelle des normalerweise porösen Hyaloklastit-Bims-Gemenges dicht gepackte, aufgearbeitete Hyaloklastite beobachtet.

b) *Sediment-Serie*. Über dem rhyolithischen Andesit liegt an mehreren Stellen

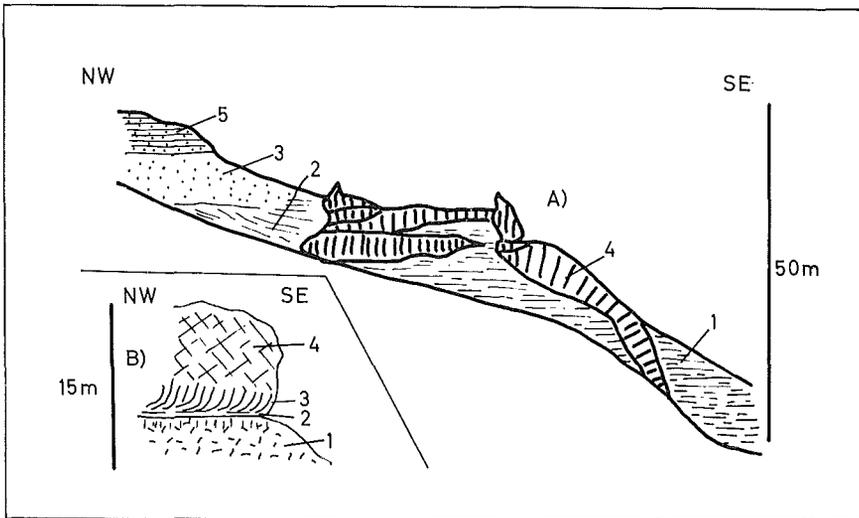


Abb. 22. Tholeiitische Andesit Intrusionen in Sleggja. A) Aufschluss oberhalb Innstidalur. 1 = horizontal geschichtete Sande und Kiese, unten stark hydrothermal zersetzt, 2 = warvenähnliche Tone und Sande, etwas schrägestellt, 3 = massiger grauer Ton bis Silt, undeutlich geschichtet, 4 = Gänge aus tholeiitischem Andesit, 5 = geschichteter Hyaloklastit (= jüngstes Sleggja-Bauglied). B) Aufschluss in einer Parallel-Schlucht weiter südlich. 1 = rhyolitische Andesit-Breccie, 2 = fluidallaminierter, tholeiitischer Andesit, 3 = gesäulter Andesit, 4 = kleinklüftiger Andesit.

Fig. 22. Tholeiitic andesite intrusions of Sleggja. A) Exposure west of Innstidalur. 1 = horizontally bedded sand and gravel, at the base strongly hydrothermally altered, 2 = varve-like clay and silt slightly disturbed, 3 = greyish clay and silt without stratification, 4 = dikes of tholeiitic andesite, 5 = stratified hyaloclastite (youngest Sleggja unit). B) Exposure in a gully farther south. 1 = rhyolitic andesite breccia, 2 = flow laminated tholeiitic andesite, 3 = andesite with columnar jointing, 4 = hackly jointed andesite.

in der Sleggja eine Sediment-Serie sehr verschiedener Mächtigkeit. Am mächtigsten (etwa 40 m) ist sie am Ost-Hang von Sleggja in einer Schlucht oberhalb Innstidalur (Abb. 22A). Dort liegt zuunterst bankiges Sediment mit Andeutung von Schrägschichtung, darüber feinschichtiger z. T. wohl durch spätere Intrusionen steilgestellter Sandstein, warvenähnlich. Die Abfolge wird durch einen grauen Tonstein bis feinkörnigen Sandstein mit undeutlicher Schichtung abge-

geschlossen. Das Sedimentpaket ist stellenweise stark pyrithaltig und hydrothermal zersetzt, wobei die Zersetzung nach unten, wo helle Farben vorherrschen, zunimmt. Es handelt sich wahrscheinlich um lokale Eisse-Sedimente.

c) *Intrusiver tholeiitischer Andesit*. Im südwestlichen Teil der Sleggja liegt über dem rhyolithischen Andesit ein tholeiitischer Andesit (für petrographische Beschreibung siehe allgemeinen Teil). Letzterer greift diskordant über sowohl die brecciöse als auch die fluidallaminierte Fazies des ersteren, und durchschlägt am nördlichen Ende die Sedimente b) (Abb. 22a und b). Damit ist sowohl die intrusive Natur des Andesits als auch sein relativ zum rhyolithischen Andesit und den Sedimenten junges Alter nachgewiesen. Die westliche Abgrenzung gegen den rhyolithischen Andesit (bezw. ein Rhyolith-Vorkommen) konnte wegen der Schuttbedeckung nicht untersucht werden. Ausser an der Basis im südlicheren Teil des tholeiitischen Andesits, wo Lamination und säulige Struktur vorkommen, ist das Gestein dicht und von Klüften ausserordentlich stark und unregelmässig durchsetzt. Eine Laminierung wie bei Andesiten sonst üblich ist hier kaum vorhanden.

d) *Rhyolith-Intrusionen*. An einigen Stellen im West-Hang der Sleggja sind Rhyolithe aufgeschlossen. Diese wurden schon von Thoroddsen 1883 (1958, S. 127) entdeckt und Barth (1950, S. 103) erwähnt „numerous sills of liparite high up the southwestern slope of Hengill“. Diese Rhyolithe haben jedoch keine nähere Beschreibung erfahren.

Es wurden vier getrennte Vorkommen von Rhyolith gefunden. Die zwei nördlichsten gehören wahrscheinlich zu derselben Intrusion. Bei der südlichsten handelt es sich um einen zylindrischen Durchbruch. Das vierte Vorkommen ist so schlecht aufgeschlossen, dass keine Aussage über die Lagerung gemacht werden kann. Das Nebengestein bilden überall rhyolithischer Andesit und Andesit-Breccie. Aus der nördlichen Sleggja sind zwei grosse Bergstürze zum Engdalur hinuntergegangen und in den Abrissnischen unterhalb der Kammlinie kommen die beiden nördlichsten Rhyolithe zum Vorschein. Abb. 23 A und B zeigt die Lagerungsverhältnisse und die Ausbildung dieser Rhyolithe, wie sie jeweils in den beiden Abrissnischen ausgebildet sind. Der südlichere Rhyolith-Körper (A) ist stockförmig. Das Dach bildet ein 2—3 m breiter Saum aus dichtem, obsidianähnlichem Rhyolith, jedoch gelegentlich mit bis zu 8 m dicken Wülsten. Darunter folgt heller, fluidallaminierter Rhyolith, 5—10 m mächtig, und darunter die Hauptmasse: Ein graugrüner, breccierter Rhyolith. Die zuletzt genannte Varietät ist sehr glasig und feinporös, stellenweise fast bimsähnlich. Die Bindemasse, ursprünglich ein stark aufgeblähter Bims, liegt heute als tonige, gelbe bis rötliche Substanz vor. Die Breccie ist ausserordentlich homogen, nur an den Rändern trifft man Bruchstücke von fluidalem, hellen Rhyolith und Obsidian aus den Aussenzonen. Offensichtlich ist der Rhyolith durch die eigenen mitgeführten vulkanischen Gase und Wasserdampf brecciiert worden (Auto-brecciiierung). Ausser der bimsartig aufgeblähten Breccie im Inneren deutet die heute geringe Mächtigkeit des Daches, 2—20 m, auf eine Platznahme flach unter der Oberfläche hin. Ganz im Norden bilden Pfeilerartige, bis zu 30 m

mächtige Obsidian-Strukturen das Dach des Rhyoliths. Hier fehlt teilweise der rhyolithische Andesit darüber ganz. Möglicherweise hat dort der Rhyolith die Oberfläche erreicht und ist als Lavastrom erstarrt. Der mächtige Obsidian-Panzer wäre der Abschreckung unter subglazialen Bedingungen zuzuschreiben.

Von den beiden südlichsten Rhyolith-Vorkommen ist lediglich das südlichste so gut aufgeschlossen, dass eine genauere Beschreibung möglich ist. Es hat einen

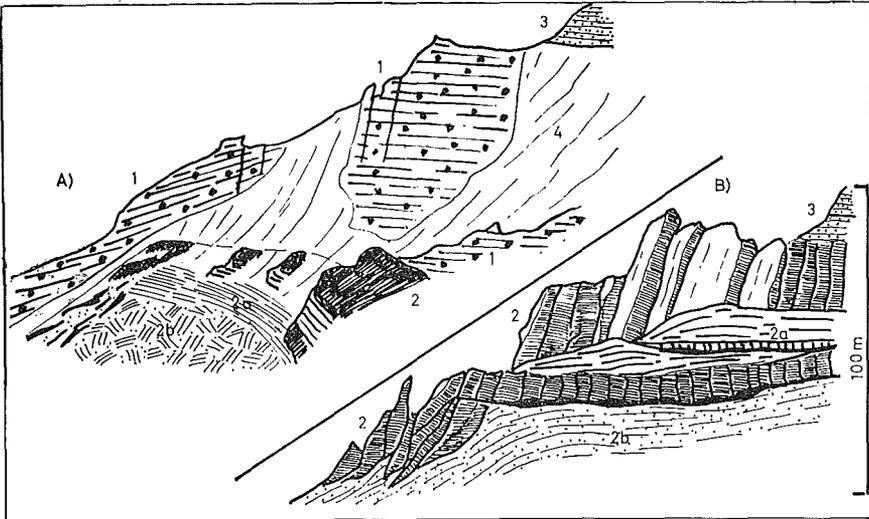


Abb. 23. Die nördlichsten Rhyolithe am West-Hang der Sleggja. A) Intrusion, B) wahrscheinlich Extrusion. 1 = rhyolithische Andesit-Breccie im Scheitel von vertikalen Sprüngen durchsetzt, 2 = Obsidian-Kontakt (2—3 m), 2a = fließlaminierter Rhyolith, 2b = poröser autobreccierter Rhyolith, auf Abb. B) fließlaminierter, 3 = geschichtete Hyaloklastite (jüngstes Sleggja-Bauglied), 4 = Schutt.

Fig. 23. Northernmost rhyolites on the western slope of Sleggja. A) intrusive, B) probably extrusive. 1 = rhyolitic andesite breccia intruded by rhyolite and strongly dissected by vertical fissures, 2 = cooling face of obsidian (2—3 m), 2a = flow laminated rhyolite, 2b = highly porous autobrecciated rhyolite on figure B) showing flow lamination, 3 = basaltic stratified hyaloclastites belonging to the youngest Sleggja-unit, 4 = scree.

runden Ausstrich von ca. 200 m Durchmesser und liegt auf der Höhe von Sleggja südlich von Punkt 617, am oberen Ende der Mógil-Schlucht. Nur im Süden und Nordwesten ist der Kontakt zu dem Nebengestein (rhyolithische Andesit-Breccie) aufgeschlossen. Er steht überall fast senkrecht. Am Kontakt wechseln dünne Schlieren von Obsidian mit bimsartigem Rhyolith ab, welcher nach dem Inneren in eine autoklastische Breccie übergeht, ähnlich der vom nördlichsten Vorkommen. Im Süden wird der Kontakt von einer 2—3 m breiten, hydrothermal zu Ton zersetzten Zone begleitet. Gelegentlich kommen im Inneren auch Partien mit fluidalliniertem Rhyolith vor. Das Gefüge steht steil und streicht parallel zu dem Kontakt. Insgesamt wird der Eindruck einer zylind-

rischen Durchbruchsröhre erweckt, es ist aber auch möglich, dass eine solche lediglich durch die Forterodierung der Dachpartie vorgetäuscht wird.

Unmittelbar nördlich von Punkt 617 steht ebenfalls Rhyolith an, der jedoch zum grössten Teil unter einem dicken Schuttpanzer begraben ist. Im Süden und Osten wird er von jüngerem, basaltischem Hyaloklastit überdeckt, sonst scheint er an die rhyolithische Andesit-Breccie anzugrenzen. Kontakte sind nirgends aufgeschlossen. Ausser Obsidian kommen zwei Rhyolith-Varietäten vor: Eine graue, fluidallamierte Varietät und eine weisse, ohne Fluidalstruktur. Diese ist nahezu holokristallin und enthält Poren, die von Tridymit umsäumt sind (Tafel II, Abb. c).

Rhyolithische Tuffe oder Tuffite, die in einem Aufschluss südlich Skeggi (siehe Abb. 21) entdeckt wurden, können wohl dahin gedeutet werden, dass es im Bereich von Sleggja einmal einen rhyolithischen Bimsausbruch gegeben hat. Allerdings ist es nicht ausgeschlossen, dass es sich dort um aufgearbeitetes Material aus Sleggja handelt. Wie dem auch sei, sind Anzeichen für rhyolithische Ausbrüche durchaus vorhanden, weil nämlich die Bildung der Autobreccie wahrscheinlich mit dem Eruptivwerden der Rhyolith-„Lakkolithe“ in Zusammenhang steht. Diese haben zunächst als flache Intrusionen möglicherweise unter geringmächtiger Andesit-Breccie, aber mächtigem Eis, das zusätzlich einen hohen Druck ausübte, ihren Erstarrungsprozess eingeleitet. Dieser wurde unterbrochen als der innere Dampfdruck den äusseren, hydrostatischen Druck überwand, was in einem wohl schwachen Ausbruch und einer Autobreccierung resultierte.

e) *Basaltische Vulkanite*. Über der denudierten Oberfläche der rhyolithischen Andesit-Breccie mitsamt den Sedimenten und Intrusionen liegt eine bis zu 100 m mächtige Folge von basaltischen Vulkaniten. Sie bedecken den ganzen nördlichen Teil von Sleggja, und ein Ausläufer davon zieht über Sleggja hinweg zwischen den beiden südlichsten Rhyolith-Vorkommen hindurch nach SW und greift auf die Húsmúli-Basalte westlich Sleggja über. Dies sind grösstenteils geschichtete Hyaloklastite, aber subaerische Tuffe mit zwischengeschalteten Basallagen kommen auch vor, so auf dem Nord-Teil der Sleggja, wo die subaerische Fazies meist als Lavaströme entwickelt ist. Eine dieser Laven bedeckt ein kleines Gebiet nördlich von Punkt 714. Das Gestein ist ein Olivinbasalt mit kleinen Olivin-Einsprenglingen und einer olivinreichen Grundmasse. Glomerofenokristalle, für Hengill typisch, sind spärlich in den Schliften vorhanden. Im Bereich der südlichen Sleggja kommen nur geschichtete Hyaloklastite vor. Ihre Mächtigkeit ist gering. Am Hang oberhalb Húsmúli erreichen sie jedoch etwa 30—40 m. Diese Hyaloklastite zeigen durchweg Schrägschichtung, die unverkennbar auf ein Herkunftsgebiet in NE schliessen lässt. Das Material, in der Hauptsache Glas aus meist frischem Sideromelan mit untergeordnet schlackigen Basaltbröckchen, zeigt jedoch keine Merkmale eines langen Transports und ist sehr einheitlich. Lediglich am Hang der Sleggja und auf dem Húsmúli, im äussersten Süden, wurde es stark mit aufgenommenem Material aus der rhyolithischen Andesit-Breccie vermengt. Die Bildung dieser Hyaloklastite dürfte auf eine Erup-

tion im Hengill zurückgehen, wobei sie durch Schmelzwässer bis zu ihrem Ablagerungsort verfrachtet wurden. T. Einarsson (1951, S. 53) deutet die Hyaloklastite auf die gleiche Weise wie diejenigen auf der Höhe des Hengill: als subaerisch geflossene Sandströme, und in diesem Fall hält er es für möglich, dass sie postglazialen Alters sind. Seine Argumente dafür sind jedoch nicht überzeugend. Wahrscheinlich fällt die Bildung der Laven, Tuffe und Hyaloklastite der Sleggja mit der letzten Phase der Hengill-Eruptionen, der auch Skeggi und die geschichteten Hyaloklastite auf der Höhe des Hengill angehören, zusammen.

### c. BRUCHTEKTONIK UND HYDROTHERMALAKTIVITÄT DES HENGILL

Hengill wird von einem ca. 80 m tief eingesenkten Graben gequert. Dieser bildet die Fortsetzung des Dyrafjöll-Grabens, der gegen ersteren etwas nach Westen versetzt ist. Wie dort sind beim Hengill die Bruchränder durch mehrere Staffeln gekennzeichnet. Die *westliche Grabenseite* wird durch eine etwa 60 m hohe Verwerfung begrenzt, die von 3—4 kleineren Brüchen westlich von ihr begleitet wird. In Verbindung mit einer Aufgabelung dieser Verwerfungen im nördlichen Hengill verschiebt sich der hohe Verwurf von 60 m von der östlichsten Verwerfung auf die parallel dazu verlaufende nächste westliche. Nach der Aufgabelung ziehen die Verwerfungen den Nord-Hang herunter, z. T. als klaffende Spalten, wo sie dann in die östlichen Randbrüche des Skeggjadalur-Grabens übergehen, deren Verwerfungssinn jedoch umgekehrt ist. Die grossen Verwerfungen westlich des Skeggjadalur-Grabens hören am Nord-Hang des Hengill auf. Die westlichste Verwerfung des Hengill verläuft östlich von Skeggi, wodurch seine hohe Lage bedingt wird. Diese Verwerfung läuft weiter nach SW nahe am West-Abbruch des Hengill und verschwindet schliesslich unter einem zum Innstidalur hinuntergegangenen Berggrutsch am Ost-Hang der Sleggja. Am Südost-Ende der Sleggja befindet sich eine etwa 40 m hohe Verwerfung, die wahrscheinlich die Fortsetzung der ersteren bildet. Dieselbe Verwerfung scheint es zu sein, die das Stóra Reykjafell mit ähnlicher Verwurfshöhe in der Mitte durchspaltet.

Die *östlichen Staffelbrüche* des Hengill-Grabens durchziehen in grosser Zahl die östliche Hälfte des Berges. Die Sprunghöhen sind hier relativ gleichmässig mit Durchschnittswerten zwischen 3 und 8 m.

Spuren einer intensiven *Hydrothermalaktivität* sind in Hengill verbreitet. Bei den Rhyolithen der Sleggja wurde bereits kurz darauf hingewiesen. Nur der nordwestlichste Teil des Hengill — etwa derjenige, der ausserhalb des am tiefsten eingesenkten Grabens liegt — ist verschont geblieben. Einen Hinweis auf das Alter der Hydrothermalaktivität geben die jüngsten geschichteten Hyaloklastite auf dem nordwestlichen Hengill und auf Sleggja. Diese liegen teilweise auf zersetzten Gesteinen, wogegen sie selbst nicht oder nur schwach zersetzt wurden. Die geschichteten Hyaloklastite sind noch während der letzten Vereisung entstanden, d. h. schon vorher gab es hydrothermale Erscheinungen. Eine recht starke Aktivität herrscht noch heute an vielen Stellen in den Fussregionen des Hengill. Dabei sind Solfataren und Fumarolen am häufigsten. Diese treten fast immer gruppenweise entlang von Verwerfungen auf. Häufig

sieht man starke Zersetzung entlang von Verwerfungen in Bereichen, wo keine Hydrothermalaktivität mehr herrscht.

Die hydrothermale Zersetzung hat in Sleggja auch eine morphologische Besonderheit bewirkt, nämlich zahlreiche *Bergshlípfe*, von denen drei zum Engidalur und einer zum Innstidalur hinuntergegangen sind. Die durch die hydrothermale Zersetzung tonig gewordenen, wasserstauenden Schichten, die die Hauptmasse der Sleggja bilden, dürften ebenso wie die sehr ausgeprägte senkrechte Klüftung der Gesteine für das Zustandekommen der Bergschlípfe verantwortlich sein.

#### 5. BITRA (Karte 4).

Südöstlich Hengill liegt der Vulkan von Bitra (534 m). Sein Krater, Bitrugígur, ist über der wichtigsten, östlichen Randverwerfung des Grabens, der Hengill quert, aufgebaut und tektonisch an diese geknüpft. Dieser Vulkan ist jünger als alle angrenzenden Hyaloklastit-Bildungen, die er überlagert. Er wurde zu einer Zeit relativ geringmächtiger Eisbedeckung (Interstadial?) wahrscheinlich gegen Ende des letzten Glazials gebildet.

Die Gesteine des Bitra-Vulkans sind vom porphyrischen Olivinbasalt-Typ. Die Plagioklas-Einsprenglinge (meist von 0,1—0,4 mm Grösse) machen annähernd 20% des Gesteins aus. Vereinzelt finden sich auch kleine Olivin-Einsprenglinge. Das erlaubte bei der Auskartierung eine gute Unterscheidung gegenüber den Hengill-Gesteinen und den Gesteinen der Vulkanreihe Núpafjall-Stapafell. Eine chemische Analyse des Bitra-Basaltes gibt Barth (1950, S. 48 = Svinahlíd).

Nordöstlich Fremstidalur und in Kýrgil bilden Pillow-Laven und Pillow-Breccien den untersten Teil des Bitra-Vulkans. In Kýrgil werden diese von geschichteten Hyaloklastiten überlagert, welche zugleich die östlichen Hänge von Bitra aufbauen. Östlich des Gipfels selbst liegt ein fest verbackener, aufgearbeiteter Hyaloklastit. Westlich und nördlich des Gipfels von Bitra liegen echte Schlacken, Bomben, Lavafetzen und Bims, die den Krater anzeigen.

Hier entspringt auch ein *Lavastrom*, der nach Süden bzw. SSW geflossen ist. Er ist am Hang der Bitra schmal, breitet sich aber unten auf dem flacheren Lande bis Árstadafjall aus. Árstadafjall, an dem sich die Lava wohl zeitweise gestaut hat, wurde im Norden überflossen, wonach sie sich auf dem Plateau östlich dieses Berges ausbreitete. Die Lava ist über Djúpidalur hinweggeflossen, denn Reste davon befinden sich noch östlich dieses Tales. Die petrographisch gleiche Lava von Hamarinn dürfte ebenfalls von Bitra herkommen, wie schon Th. Einarsson (1960, S. 13) vermutet. Diese Lavazunge ist jedoch wahrscheinlich südlich von Árstadafjall heruntergeflossen, wie später die Hellisheidi-Laven. An der Stirn von Hamarinn, etwa oberhalb von Grýta bis zu seiner SEEcke, tritt unter den Basaltbänken eine „Foreset“-Breccie auf. Die Pillows sind gut ausgebildet, aber klein, und liegen in einer Zwischenmasse aus braunem Glas. Die gleichen Hyaloklastite finden sich in dem kleinen Vorkommen südlich der

Schlucht von Hengladalsá bei Hofmannaflöt und ferner am Süd-Ausgang des Djúpidalur. Diese Hyaloklastite sind ebenso porphyrisch wie die Basalte selbst.

Das Basaltplateau von Bitra wird im Süden, Westen und Norden durch auffallend *steile Kanten* begrenzt, die z. T. von früheren Autoren als Verwerfungen angesehen wurden. So sieht T. Einarsson (1951, S. 59) in Svínahlíð, der westlichen Begrenzung der Basalte von Bitra, eine Verwerfung, und eine andere auf dem nördlichen Árstadafjall, die, nach seiner Karte zu schliessen, etwa mit den dortigen morphologischen Steilkanten zusammenfällt. Auch der östlichste Teil dieses Berges, der ca. 50 m tiefer liegt als das westliche Plateau, soll, an einer Verwerfung abgeschnitten, in dieser niedrigen Lage verharret haben, während sich der westliche Block hob<sup>1)</sup>. Auch Th. Einarsson (1960a) deutet die Steilkante von Svínahlíð als Verwerfung. In einer späteren Arbeit (1960b, S. 173) gibt er zwei weitere Verwerfungen am Südost-Ende von Árstadafjall bei Kvíar an, zwischen den Höhenlinien 200 und 300 m. An diesen beiden soll der Ost-Flügel abgesenkt worden sein. Die vergleichbare Störung von T. Einarsson befindet sich etwas westlich und oberhalb der 300 m Höhenlinie. Spät- bis postglaziale Verwerfungen mit geringen Sprunghöhen, die hier vorkommen, zeigen meistens einen abgesenkten West-Flügel.

Nach meinen Untersuchungen ist der Höhenunterschied auf dem östlichen Árstadafjall nicht tektonisch zu erklären. Vielmehr ist hier über einem bis in 220 m Höhe reichenden, *interglazialen Basalt*, der in der Wand des westlichen Djúpidalur austreicht (Abb. 29), bei einem subglazialen Vulkanausbruch der Árstadafjall als Rücken aus Hyaloklastiten entstanden, welcher sich später als Hindernis der *interstadialen* Lava von Bitra in die Quere stellte.

Auch Svínahlíð und die Steilkanten an der nördlichen Bitra (Abb. 24) sind wohl keine Verwerfungen, sondern durch die oberflächlichen Verhältnisse während des Ausbruches entstanden.

Die Hyaloklastite, die die Hauptmasse von Bitra aufbauen, zeigen, dass der Ausbruch subglazial begonnen hat. Erst als der Vulkan aus dem Wasser herausgewachsen war und die Schmelzwässer wohl flutartig nach Süden abgeflossen waren, konnte sich der Ausbruch subaerisch fortsetzen.

Dann wurden Schlacken, Bomben und Bims ausgeworfen, und ein Lavastrom ergoss sich in die vorher von dem „jökulhlaup“ freigespülte Bahn. Im Flachland um die Hofmannaflöt traf der Lavastrom erneut mit Wasser zusammen, das zur Bildung von „Foreset“-Breccien Anlass gab. Die steilen randlichen Hänge, die die Basaltdecke begrenzen, sind nach meiner Ansicht auf die gleiche Art zu erklären

---

1) T. Einarsson (1951 und 1962, S. 117—120) glaubt, dass Hengill ein herausgehobener Block sei, ähnlich wie er auch viele andere Hyaloklastit-Berge mit Topbasalten auf solche Hebungsvorgänge zurückführt. Sonder (1941) und vor ihm viele andere haben ähnliche Gedanken entwickelt. Diese sind jedoch durch die Arbeiten von Kjartansson 1943 und 1960 sowie van Bemmelen & Rutten 1955 weitgehend überholt. Speziell im Hengill wäre gegen T. Einarsson anzuführen, dass die Basalte auf dem Hengill nicht die gleichen sind wie im Westen (Mosfellsheidi und Lavastrom von Brekka) und im Osten (Bitra).



Abb. 24. Basalttafel von Bitra (im Mittelgrund) nach Bitrugígur (Pfeil) ansteigend; im Vordergrund Lavafelder von Hellisheidi. Am linken Bildrand Hengill und davor Litla Skardsmýrarfjall. Blick nach NE. Flugaufnahme.

Fig. 24. Basalt plateau of Bitra rising towards Bitra „crater“ (arrow) in the west. In the foreground lava flows of Hellisheidi. At left Hengill and Litla Skardsmýrarfjall (with two faults). View towards NE.

wie die Steilheit der Tafelberge, nämlich dadurch, dass die Lava wie in einer Gussform aus Eis erstarrte, nachdem sie am Ausfließen durch umgebende Eiswände gehindert war. Ähnliche Vorgänge wurden neuerdings von Kjartansson (1964, S. 28) am Leggjabrjótur, östlich vom Langjökull, beschrieben.

Ob die Lava unmittelbar bis an das Eis herangeflossen, oder sich in randlichen Schmelzwasserseen unter Bildung von „Foreset“-Breccie aufstaute, ist nicht leicht zu entscheiden, da die Hänge meistens mit Moräne überdeckt sind. Auf dem Hochplateau der Hellisheidi wurden „Foreset“-Breccien jedoch nicht beobachtet.

Die Steilkanten von Skálafellsdyngja auf der südlichen Hellisheidi, die von T. Einarsson (1951) und Th. Einarsson (1960 und 1961) als Verwerfungen gedeutet wurden, sind offensichtlich auf die gleiche Weise wie diejenigen von Bitra entstanden. Die jüngsten Gletscherschrammen auf der Reykjanes-Halbinsel sind von der höchsten Achse des Gebirges weggerichtet. Sie deuten darauf hin, dass sich hier eine selbständige Gebirgsvergletscherung gebildet hat, nachdem das Inlandeis dieses Gebiet verlassen hatte. Der eben beschriebene Ausbruch von Bitra und auch der von Skálafellsdyngja könnten sich ereignet haben, während solche Eisbedingungen herrschten. Hierfür spricht auch die Tatsache,

dass die erwähnten Steilkanten nach Osten zum Rande der Helligheidi-Hochfläche an Höhe abnehmen, wie von einer lokalen Eiskappe ebenfalls zu erwarten gewesen wäre.

## 6. SKARDSMÝRARFJÖLL (Karte 2).

Die Skardsmýrarfjöll sind zwei Tafelberge, Litla und Stóra Skardsmýrarfjall, die durch die Hengladalir von Hengill und Bitra getrennt werden. Die Hengladalir sind Täler, die nicht erosiv entstanden, sondern durch die subglazial-vulkanische Anhäufung von Hyaloklastiten in den umliegenden Bergen (vergl. auch Th. Einarsson 1960a, S. 13).

### a. LITLA SKARDSMÝRARFJALL

ist knapp 2 km lang und 600—900 m breit. Seine Längsachse streicht etwa N 20°E. Die höchste Erhebung mit 465 m liegt nahe der NW-Ecke, jedoch überragt der Berg seine Umgebung um nur 100 m. Der untere Teil des Berges wird aus einer groben, porphyrischen Breccie aufgebaut (Abb. 25). Darüber legt sich eine maximal 50—60 m mächtige, in plumpe Säulen abgesonderte Basaltlage aus demselben Material. Das Gestein, dessen Grundmasse glasig bis feinkörnig ist, je nachdem, ob es aus der Breccie oder der Lavadecke stammt, ist ein porphyrischer Olivinbasalt.

In der Mitte des Litla Skardsmýrarfjall befindet sich eine Senke, in der ein kleiner Kegel aus geschichtetem Hyaloklastit sitzt. Der gleiche Hyaloklastit bedeckt den NW-Teil des Berges und legt sich dort auf die eingeebnete Oberfläche des Basaltes. Dieser Hyaloklastit und die darin vorkommenden Basaltbrocken führen relativ wenige Plagioklas-Einsprenglinge.

Das niedrige Gebiet zwischen den beiden Skardsmýrarfjöll baut sich im Osten aus den jüngsten Hyaloklastiten des Litla Skardsmýrarfjall auf. Darunter stehen im Norden, an der Hengladalsá, kleinporphyrische Breccien an, die wohl mit dem Hengill-Material identisch sind. Im SW der niedrigen Platte ist ein kleines Areal mit einem grob-porphyrischen, geschrammten Basalt bedeckt, der wahrscheinlich mit dem des Litla Skardsmýrarfjall identisch ist, wofür auch die petrographische Übereinstimmung spricht. In diesem Falle wäre der westliche Steilhang des Litla Skardsmýrarfjall als eine Verwerfung zu deuten (so auch T. Einarsson 1951, S. 59, und Th. Einarsson 1960a, S. 13 u. Karte). Dafür spricht auch die hydrothermale Zersetzung an des NW-Ecke des Berges. Es könnte sich aber auch um eine natürliche Böschung handeln, wie sie bei den Tafelbergen so oft vorkommt. Eine sichere Verwerfung von 5—15 m Sprunghöhe, an der der West-Flügel abgesunken ist, durchzieht den Berg seiner Länge nach. In ihrer Fortsetzung nach NE befindet sich das Ausbruchszentrum von Bitra.

Th. Einarsson (1960a, S. 13) beschreibt diesen Berg als einen 600 m breiten Dolerit-Gang, wogegen der Aufbau des Berges spricht, wie oben gezeigt wurde.

## b. STÓRA SKARDSMÝRARFJALL

liegt westlich von Litla Skardsmýrarfjall und ist ein Tafelberg von etwa 2 km N-S und 3 km E-W-Erstreckung. Seine Höhe über NN ist 598 m, jedoch ist er nur 120—190 m höher als die Umgebung. Stóra Skardsmýrarfjall wird vorwiegend aus Pillow-Lava und Pillow-Breccie aufgebaut. Diese ist vom West-Hang des Sleggjubeinsdalur nach Norden und Osten bis Threngsli in guten Aufschlüssen verfolgbar.

Die Pillow-Lava überlagert im Norden die stärker hydrothermal zersetzten

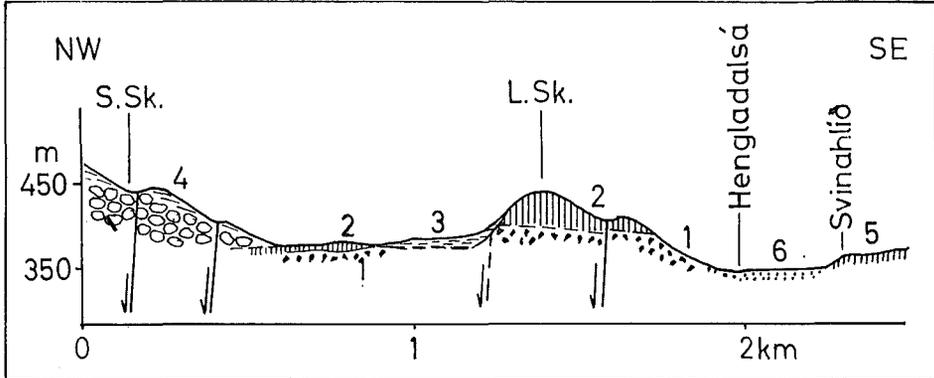


Abb. 25. Querschnitt von Stóra Skardsmýrarfjall (S. Sk.) über Litla Skardsmýrarfjall (L. Sk.) nach Svinahlíð, 1 = Pillow-Breccie, 2 = Lavadecke, 3 = jüngste geschichtete Hyaloklastite des Litla Skardsmýrarfjall, 4 = Pillow-Lava des Stóra Skardsmýrarfjall, 5 = Lava von Bitra, 6 = Schoiter der Hengladalsá.

Fig. 25. Section from Stóra Skardsmýrarfjall (SSk) through Litla Skardsmýrarfjall (LSk) to Svinahlíð. 1 = pillow breccia, 2 = top basalts of Litla Skardsmýrarfjall. 3 = youngest stratified hyaloclastites of Litla Skardsmýrarfjall, 4 = pillow lava of Stóra Skardsmýrarfjall, 5 = Bitra basalts at Svinahlíð, 6 = river gravels of Hengladalsá.

Hyaloklastite des Hengill, wie die Aufschlüsse in Threngsli zeigen. Im Osten überlagert sie einen Ausläufer des Basaltes von Litla Skardsmýrarfjall (Abb. 25) und im SW geschichtete Hyaloklastite in Sleggjubeinsdalur. Das relativ junge Alter dieses Berges ist somit bezeugt. Im Aufbau des Berges folgen aufeinander Pillow-Laven unten, darüber Pillow-Breccien und meistens geringmächtige geschichtete Hyaloklastite. Alle diese Bildungen weisen wenige grössere Plagioklas-Einsprenglinge (bis 0,5 cm), sowie kleine Einsprenglingsnester, vorwiegend aus Plagioklasleistchen, auf. Vereinzelt finden sich auch Olivin-Einsprenglinge. Petrographisch handelt es sich um einen Olivinbasalt, der wegen der geringen Einsprenglingsführung nicht zum porphyrischen Typ gerechnet wird.

Der östliche Teil des Stóra Skardsmýrarfjall wird durch einige Verwerfungen mit abgesenktem West-Flügel zerspalten. Diese Brüche sind die östlichen Randbrüche der grossen Grabenstruktur, die von Hengill, aus NE kommend, hier durchsteicht. Die Bewegungen halten bis heute an, wie der an einer Verwerfung versetzte Lavastrom am Ost-Ausgang des Innstidalur zeigt (vergl. Th. Ein-

arsson, 1960a, S. 32). Die westlichen Randbrüche zu dieser Grabenstruktur liegen im westlichen Stóra Skardsmýrarfjall und Sleggjubeinsskard. Dort befindet sich neben einer der Verwerfungen ein Krater, der wahrscheinlich auf ähnliche Weise entstanden ist wie die Explosionskrater von Djúpidalur und Thorsteinsdalur (s. S. 40).

Spuren einer früheren Thermalaktivität sind an den unteren Hängen des Stóra Skardsmýrarfjall verbreitet. Nur an der Steilwand zum Sleggjubeinsdalur, in Threngsli, sowie auch an zwei Verwerfungen im Südosten sind noch heute aktive Solfataren.

#### 7. POSTGLAZIALER VULKANISMUS SÜDLICH DES HENGILL (Karte 2 u. 4)

Zu der Bildung einer Basaltdecke auf dem Hochplateau des Stóra Skardsmýrarfjall kam es erst im Postglazial durch den Ausbruch der Lava von Hellisheidhraun III (vergl. Th. Einarsson 1960a, S. 31), deren Förderspalte durch den Berg in NE-Richtung verläuft. Dieser Spaltenvulkan zieht weiter nach NE über Innstidalur bis an den Hang des Hengill, und zwar liegen dort 2 Eruptionsspalten nebeneinander vor, die wahrscheinlich bei demselben Ausbruch entstanden. Th. Einarsson (1960a, S. 38) nimmt aufgrund tephrochronologischer Untersuchungen an, dass diese Eruption ein Alter zwischen 1500 und 2000 Jahren hat, und er vermutet, dass die Eruptionsspalte des Nesjhraun das gleiche Alter hat, weil diese in der tektonischen NE-Fortsetzung liegt. Seine Folgerungen stimmen gut überein mit dem Alter des Nesjhraun, das mit  $C^{14}$  als 1880 Jahre  $\pm$  65 ermittelt wurde (Saemundsson 1962).

Petrographisch ist die Lava des Hellisheidarhraun III ein Olivinbasalt mit spärlichen Plagioklas-Einsprenglingen, wie auch die postglazialen Laven nördlich Hengill. Auch das im Jahre 1000 geflossene Hellisheidarhraun IV (= Kristnitökuhraun), dessen Förderspalte bis an den Süd-Fuss des Stóra Skardsmýrarfjall läuft, hat dieselbe petrographische Zusammensetzung. Nur die älteste der nach Th. Einarsson (1960a, S. 29) vier Hellisheidi-Laven hebt sich durch ihre reichliche Einsprenglingsführung ab. Die Förderspalten der beiden ältesten Laven scheinen unter den Lavamassen der jüngeren begraben zu sein.

#### 8. HÚSMÚLI (Karte 2)

ist eine rundliche, 200 m hohe Kuppe westlich von Sleggja, die vorwiegend aus dünnbankigen Basaltlagen aufgebaut wird. In Thjófagil (im südöstlichen Húsmúli) stehen unter den Basalten eine Pillow-Breccie und massiger, undeutlich geschichteter Hyaloklastit an. Im nördlichsten Teil dieser Schlucht kann die Auflagerung von Sleggja klar gesehen werden, ebenso in Schluchten des nördöstlichen Húsmúli, welche zum Engidalur hinunterführen. Dort steht unter den Basalten Pillow-Lava an, die nach Westen in ungeschichteten, etwas brecciösen Hyaloklastit übergeht. Diese Hyaloklastite lassen sich um die NW-Ecke des Húsmúli herum ca. 1,5 km nach SW verfolgen, wo sie ganz unter den Basalten verschwinden.

Petrographisch bestehen die Lavadecken, Pillow-Laven und Hyaloklastite aus Olivinbasalt. Meistens ist das Gestein ohne grössere Einsprenglinge, jedoch finden sich untergeordnet Partien oder einzelne Lavadecken, die bis zu 15% Plagioklas- und Olivin-Einsprenglinge führen. Besonders die Pillow-Laven und die Hyaloklastite, aber auch z. T. die Lavadecken sind schwach hydrothermal beeinflusst. Dies geht aus der starken Palagonitisierung und gelegentlich Zeolith-Neubildungen in Poren hervor. Wahrscheinlich ist die Zersetzung von dem stark zersetzten Berg, Sleggja, ausgegangen.

Zwei NE-SW-streichende Störungen durchziehen Húsmúli. Die östlichere (Mógil) liegt in Fortsetzung der Achse der Sleggja und kann bis an ihren Fuss verfolgt werden.

## II. HAGAVÍKURFJÖLL (Karte 3)

An der Hagavík in Thingvallavatn liegt ein Komplex von SW-NE streichenden Bergen, die nach SW bis an den Hrómundartindur heranreichen. Sie bestehen überwiegend aus Pillow-Laven und können als individuelle, subglaziale Vulkanbauten aufgefasst werden. Ihre zeitliche Reihenfolge konnte weitgehend rekonstruiert werden. Erhebliche petrographische Gesteinsunterschiede erleichterten die geologische Untersuchung sehr.

### 1. LÓMATJARNARHÁLS, BAEJARHÁLS

Die älteste Bildung und zugleich die Basis der anderen Vulkane stellen Lómatjarnarháls und Baejarháls dar. *Lómatjarnarháls* wird aus einer olivinbasaltischen, einsprenglingsfreien Pillow-Breccie und Pillow-Lava mit Einschaltungen von geschichtetem Hyaloklastit aufgebaut, die südlich Lómatjörn, wo sie unter Maelifell und Hvíthlíð verschwinden, eine Mächtigkeit von ca. 60 m. haben. Lómatjarnarháls wird teilweise von mächtigem aufgearbeiteten Hyaloklastit überdeckt.

*Baejarháls* ist in gleicher Weise wie Lómatjarnarháls aufgebaut, jedoch aus porphyrischem Basalt und — verglichen mit Gesteinen des Sandfell oder Hvíthlíð — mit relativ wenigen und kleinen Einsprenglingen. Die Pillow-Lava des Baejarháls erreicht maximal 100 m Mächtigkeit und unterlagert im Westen die Pillow-Lava des Sandfell und im Süden die der Hvíthlíð.

Wie bei Lómatjarnarháls finden sich im oberen Teil des Berges Einschaltungen von geschichtetem Hyaloklastit und gelegentliche Überdeckung von aufgearbeitetem Hyaloklastit.

### 2. SANDFELL

stellt einen 1,5 km langen, recht steilen Rücken von 409 m Höhe dar, der die Umgebung um 300 m überragt. Die Hänge sind bis hoch hinauf mit losem Schutt bedeckt. Das Gestein — ein porphyrischer Olivinbasalt — ist eine dunkle Pillow-Lava und Pillow-Breccie, die verhältnismässig viele, bis über 1 cm

grosse Plagioklas-Einsprenglinge führen. In der Pillow-Lava kommen gabbro-ähnliche Aggregate aus Plagioklas und Augit vor. Diese wurden schon im petrographischen Teil behandelt. Líkatjarnarháls stellt die NE-Fortsetzung von Sandfell dar und besteht aus demselben Material. In einem Strassenanschnitt

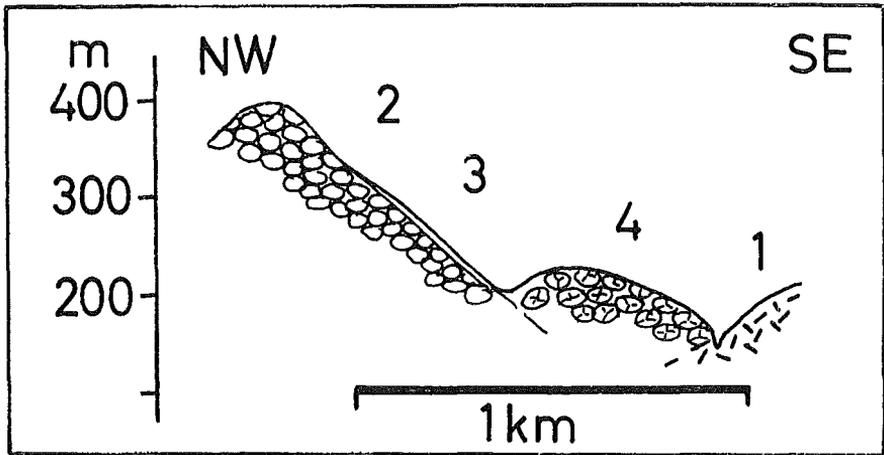


Abb. 26. NW-SE-Profil an der Nord-Seite der Langagróf. 1 = Bildungen des Stapafell, 2 = Pillow-Lava von Sandfell, 3 = aufgearbeitete Hyaloklastite aus Maelifell-Material, 4 = Pillow-Lava der Selhóll-Serie.

Fig. 26. Section along the northern slope of Langagróf. 1 = tholeiitic andesite breccias of Stapafell, 2 = porphyritic pillow lava of Sandfell, 3 = reworked hyaloclastites of Maelifell rocks (picrite), 4 = porphyritic pillow lava of the Selhóll.

an der Hagavík wurde in der Pillow-Lava eine Abnahme an Plagioklas-Einsprenglingen im oberen Teil der Pillows beobachtet (s. S. 24).

### 3. MAELIFELL

Maelifell setzt sich aus einigen Kuppen zusammen, zwischen die eine krater-ähnliche Vertiefung eingesenkt ist. Der Berg hat eine Höhe von 381 m ü. NN und ragt etwa 200 m über die Umgebung. Maelifell wird im wesentlichen aus Pillow-Lava aufgebaut. Nur im Norden oberhalb der Langagróf stehen geschichtete Hyaloklastite in grösserer Mächtigkeit an. Gelegentlich sind die Hänge mit aufgearbeiteten Hyaloklastiten bedeckt. Diese überziehen z. T. auch den südöstlichen Hang des Sandfell (Abb. 26). Dass sie von Maelifell herkommen, erkennt man sofort an den Basalt-Einschlüssen, die aus dem Pikrit des Maelifell bestehen.

Zwischen Langagróf und dem oberen Ende der Ölfusvatnsá-Schlucht reichen die Pillow-Laven des Maelifell bis zur Ölfusvatnsá. Die Pillows am Ost-Hang des Maelifell sind mit ihrer Längsachse nach Osten zur Ölfusvatnsá hinunter gerichtet, was auf eine Fliessbewegung nach dorthin deutet. Der westlichste Teil des

Maelifell scheint eine jüngste Bildung zu sein, die in Form eines Rückens aus Pillow-Lava sowohl die Hvíthlíð als auch den östlichen Teil des Maelifell überlagert, und der nordöstlichste Zipfel überlagert am Fusse des Sandfell dessen Pillow-Laven. Am westlichen Abfall des höchsten Grades dieses wohl jüngsten Maelifell-Rückens ist ein 5—6 m breiter Gang, der mehrfach aufgerissen und mit Lava gefüllt wurde (und zwar aus dem gleichen Material wie die Pillow-Laven), auf 100 m Länge aufgeschlossen (Abb. 27). Petrographisch ist das Gestein das Maelifell ein Pikrit (siehe dazu petrographischen Teil).

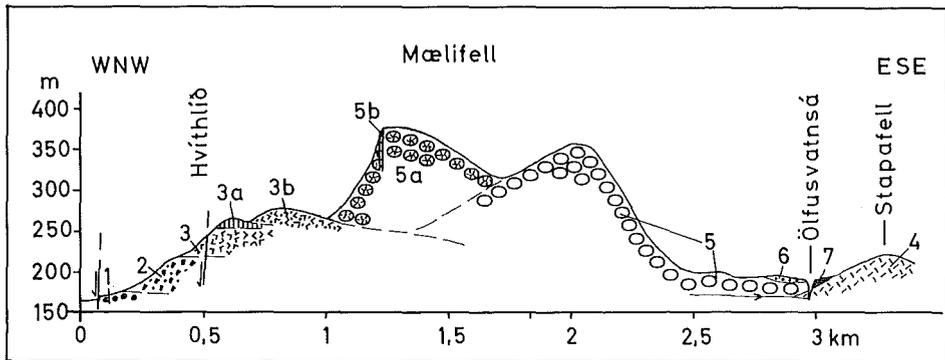


Abb. 27. Schnitt von Hagavíkurlvellir (ganz links) zum Stapafell. 1 = plagioklas-porphyrische Pillow-Lava, 2 = einsprenglingsfreie Pillow-Breccie (Lómatjarnarháls), 3 = Pillow-Lava und Pillow-Breccie der Hvíthlíð, 3a = Lavadecke der Hvíthlíð (wie 3b plagioklas-porphyrisch), 3b = oberste Hyaloklastite am Nord-Ende der Hvíthlíð, 4 = Hyaloklastite des Stapafell, 5 = ältere Maelifell-Pillow-Lava (wie 5a sehr olivinreich), 5a = jüngere Maelifell-Pillow-Lava mit einem Gang bei 5b, 6 = plagioklas-porphyrische Pillow-Lava der Selhóll-Reihe, 7 = Lavastrom von Tjarnahnúkur.

Fig. 27. Section through Maelifell. 1 = porphyritic pillow lava, 2 = nonporphyritic pillow breccia (Lómatjarnarháls), 3 = pillow lava and hyaloclastites of Hvíthlíð, 3a and 3b = highly porphyritic lava and hyaloclastites of Hvíthlíð, 4 = tholeiitic andesite breccia of Stapafell, 5 = older Maelifell pillow lava, 5a = younger Maelifell pillow lava and dike at 5b (5, 5a, 5b are picrites), 6 = porphyritic pillow lava of Selhóll, 7 = postglacial lava flow of Tjarnahnúkur.

#### 4. SELHÓLL-REIHE, ÖLFUSVATNSFJÖLL, LAMBHAGI

An der SE-Flanke von Maelifell und Sandfell zieht sich eine Reihe von niedrigen Kuppen und Hügeln in Fortsetzung von Ölfusvatnsfjöll 4,5 km nach SW bis Hrómundartindur hin. Nach Selhóll, der höchsten Erhebung (198 m) wird diese Hügelkette *Selhóll-Reihe* bezeichnet. Aufschlüsse, die ihre Lagerungsverhältnisse zu den benachbarten Bildungen gut zeigen, gibt es besonders in der Schlucht von Ölfusvatnsá. Im Tal von Langagróf bilden Sandfell-Gesteine ziemlich eindeutig das Liegende (Abb. 26.).

Die Selhóll-Reihe ist jünger als Sandfell und Maelifell, und ihre Bildung stellt wohl das jüngste vulkanische Ereignis der Hagavíkurfjöll überhaupt dar.

Die Gesteine haben eine Delle zwischen älteren Bildungen ausgefüllt, und sehr wahrscheinlich sind sie auf einer NE-SW verlaufenden Spalte ausgebrochen, die ihre Fortsetzung nach NE in Ölfusvatnsfjöll und Lambhagi findet.

Die Selhóll-Reihe wird vorwiegend aus Pillow-Lava aufgebaut. Pillow-Breccien und feinkörnige Hyaloklastite treten demgegenüber stark zurück, jedoch sind sie im südlichen Teil verbreitet. Dort werden die Hügel gelegentlich von aufgearbeiteten, hangparallel geschieferten Hyaloklastiten umkleidet.

Petrographisch ist das Gestein der Selhóll-Reihe, Ölfusvatnsfjöll und Lambhagi gleich. Es ist ein grauer, stark plagioklas-porphyrischer Olivinbasalt. Die Plagioklas-Einsprenglinge machen bis zu 35% des Gesteins aus und werden häufig 0,5 cm gross, selten über 1 cm. Vereinzelt finden sich bis 3 mm

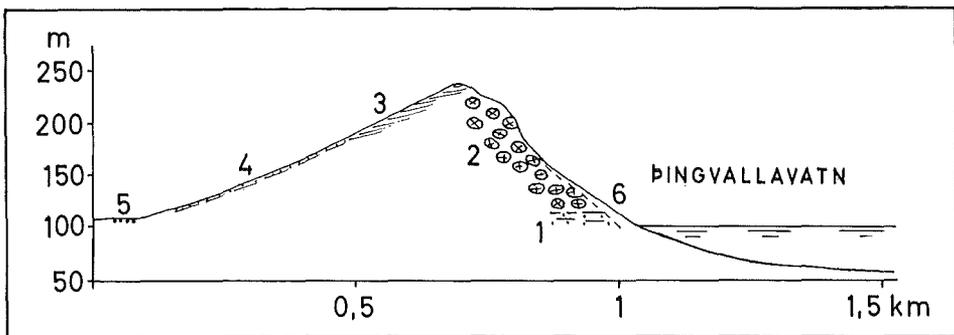


Abb. 28. Profil durch Ölfusvatnsfjöll nyrðra. 1 = geschichtete Hyaloklastite, 2 = Pillow-Lava, 3 = undeutlich geschichtete Hyaloklastite, 4 = aufgearbeitete Hyaloklastite, 5 = fluviatiler Kies unter Bodenbildung, 6 = Hangschutt.

Fig. 28. Section through Ölfusvatnsfjöll nyrðra. 1 = stratified hyaloclastites, 2 = pillow lava, 3 = irregularly bedded hyaloclastites, 4 = reworked hyaloclastites, 5 and 6 = river gravels and talus.

grosse Olivin-Einsprenglinge. Die Grundmasse besteht zu 16% aus Plagioklasleistchen, 5% aus idiomorphem Olivin, 70% aus fächerförmigem Pyroxen und zu 9% aus Glas, das durch Magnetit schwärzlich gefärbt ist. Bei Pillow-Laven dieser Vulkan-Reihe finden sich Partien, wo eine Verarmung an Einsprenglingen im oberen Teil der Pillows zu sehen ist (s. S. 24).

Die Ölfusvatnsfjöll (242 m), östlich der Hagavík gelegen, stellen einen recht typischen Rücken dar. Sein Querprofil ist asymmetrisch, was sicher auf eine stärkere Gletschererosion an der NW-Seite (Eisbewegung von Norden) zurückgeht.

Die Ölfusvatnsfjöll werden vorwiegend aus Pillow-Lava aufgebaut, über der im obersten Teil des Berges nach allmählichem Übergang Hyaloklastite, z. T. feinkörnig und geschichtet, lagern. Der SE-Hang ist mit aufgearbeitetem Hyaloklastit und Grundmoräne stark bedeckt.

Am Nord-Ende der Ölfusvatnsfjöll wird die Pillow-Lava von geschichtetem Hyaloklastit unterlagert, der ca. 15 m Mächtigkeit hat (1 in Abb. 28). Die

gleichen geschichteten Hyaloklastite bauen auch die Gildruklettur weiter nordöstlich auf. Petrographisch unterscheiden sich diese Gesteine kaum von den überlagernden Pillow-Laven. Sie sind wie diese plagioklas-porphyrisch.

*Lambhagi* (166 m) wird aus der gleichen Pillow-Lava wie Ölfusvatnsfjöll aufgebaut. Die Unterlage bilden die Hyaloklastite von Gildruklettur. Auf der Ost-Seite von Lambhagi gehen die Pillow-Laven peripher in geschichtete Hyaloklastite über, die schliesslich von aufgearbeitetem Hyaloklastit überlagert werden. Eine Asymmetrie ist wie bei Ölfusvatnsfjöll auch bei Lambhagi sehr deutlich.

Lambhagi liegt auf der gleichen NE-SW-streichenden Linie wie Ölfusvatnsfjöll und die Selhóll-Reihe. Wahrscheinlich gehen die drei Hügelketten und Bergreihen auf ein und denselben Spaltenvulkan zurück, und sie sind wohl gleichaltrig. In der Verlängerung nach NE liegt an dem Ost-Ufer von Thingvallavatn, getrennt durch eine 2 km lange Unterbrechung ein Rücken aus Pillow-Lava und Hyaloklastiten (Midfell). Dieser dürfte derselben Schwächezone aufsitzen. Bemerkenswert ist auch, dass das Gestein dieses Rückens ein Pikrit ist.

Die Hagavíkurfjöll sind von tektonischen Störungen nahezu frei. Nur am West-Rande des Lómatjarnarháls (und vielleicht auch am West-Rande des Baejarháls) sind bedeutende Störungen vorhanden, die in NE-Fortsetzung der Brüche von Stangarhálsfjöll liegen. Hydrothermale Zersetzung wurde, ausser in dem kleinen Hügel Einbúi auf der Halbinsel Lambhagi, nicht beobachtet (Tafel II, Abb. c).

### III. VULKANREIHE NÚPAFJALL-STAPAFELL (Karte 4).

Die vorwiegend aus Hyaloklastiten und Pillow-Laven aufgebaute Vulkanreihe bildet eine morphologisch deutlich hervortretende Bergkette von etwa 14 km Länge. Die Eruptionsprodukte sind petrographisch verschieden. Olivinbasalte, porphyrische Basalte und tholeiitische Andesite bauen mehrere jeweils lagerungsmässig und morphologisch gut definierbare Einzelberge, meistens vom Rückentypus, auf. Demnach handelt es sich hier nicht um eine einzige subglaziale Spalten-eruption, sondern um mehrere, altersmässig verschiedene Spalten- und gelgentlich Zentraleruptionen auf derselben tektonischen Linie gelegen, die petrographisch verschiedene Laven förderten. Das Streichen der Vulkanreihe fällt mit dem der sie begleitenden Verwerfungen zusammen: Im Süden (auf der Strecke Núpafjall Molddalahnúkar) N 10°E, im Norden (auf der Strecke Molddalahnúkar Stapafell) N 35°E. Die Vulkane dieser Reihe werden nach ihrer vermutlichen Altersfolge besprochen.

#### 1. NÚPAFJALL — ÁRSTADAFJALL

Die südlichsten Bauglieder, Núpafjall und Árstadafjall, sind zwei wenig hervortretende Bergrücken, die ihre Umgebung nur unbedeutend überragen. Sie befinden sich nahe dem Ost-Rand der Hellisheidi-Hochfläche, die steil zum

Tiefeland von Ölfus abfällt, und werden durch eine breite Vertiefung von einander getrennt. Dieser Vertiefung sind später zahlreiche, auf der Hellisheidi ausgebrochene Lavaströme gefolgt: Zuerst der wohl spätglaziale Lavastrom von Bitra, im Postglazial die drei ältesten Hellisheidi-Laven.

In den Steilabfällen im Osten dieser Berge kann ihr Aufbau und auch ihre Unterlage untersucht werden. Die Profile von Abb. 29 wurden südlich Kambar am Núpafjall (vergl. T. Einarsson, 1952, S. 52) und am Árstadafjall entlang

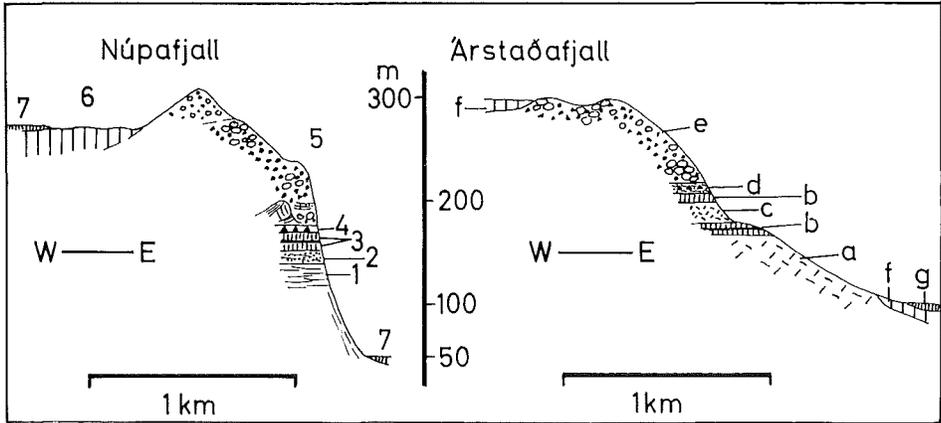


Abb. 29. Schichtenfolge des Núpafjall und des Árstadafjall in den Hängen zum Tiefland von Ölfus. 1—3 und a—c = Dalir-Serie. 1 = dünnbankige Olivinbasalte, 2 = 10—15 m Sedimente: Tonstein, Sandstein, Konglomerat, 3 = zwei Tholeiit-Basaltlagen mit schlackiger Zwischenlage (Mächtigkeit beider Ströme insgesamt ca. 25 m), 4 = 3—5 m Tillit, 5 = olivinbasaltische Pillow-Laven und Hyaloklastite des Núpafjall, 6 = Lava von Skálafellsdýngja (im Urdará), 7 = Hellisheidi-Lava III. a = tholeiitischer feinsprengiger Hyaloklastit, b = drei Tholeiit-Basaltlagen, c = 25 m feinkörniger geschichteter Hyaloklastit, d = 5—8 m Sandstein und Konglomerat (z. T. Tillit), e = olivinbasaltische Hyaloklastite und Pillow-Lava des Árstadafjall, f = Lava von Bitra, g = Hellisheidi-Lava II.

Fig. 29. Layers of Núpafjall and Árstadafjall revealed in the slopes above the lowland of Ölfus. 1—3 and a—c belong to the Dalir-series of fig. 39. 1 = thin flows of olivine basalt, 2 = 10—15 m sediments, 3 = two tholeiite lavas separated by a slaggy interface, 4 = 3—5 m tillite, 5 = olivine basaltic pillow lavas and hyaloclastites of Núpafjall, 6 = porphyritic lava of Skálafellsdýngja of interstadial age, 7 = postglacial Hellisheidi lava III. a = tholeiitic finely brecciated hyaloclastites, b = three tholeiite basalt lavas, c = finegrained stratified hyaloclastite, d = 5—8 m sandstone and conglomerate (partly tillite), e = olivine basaltic hyaloclastites and pillow lavas of Árstadafjall, f = lava of Bitra (of = interstadial age), g = postglacial Hellisheidi lava II.

der Hengladalsá aufgenommen. Die unteren Schichten, 1—3, bzw. a—c, gehören zu einem Gesteinskomplex, der nördlich von Hveragerdi seine grösste Verbreitung hat und wahrscheinlich während der Riss-Eiszeit und des Riss/Würm-Interglazials gebildet wurde (vergl. auch Th. Einarsson, 1960a, S. 11). Dieser heterogene Gesteinskomplex wird nach oben von einer Erosions-Diskordanz gekappt, die in den steilen Hängen am Rande des Verbreitungsgebietes meistens

gut aufgeschlossen ist. An vielen Stellen, vor allem in südlichen, tieferen Höhenlagen, sind auf der Grenzfläche Tillite eingeschaltet (4 und d), die einem geschrammten Untergrund auflagern. Die Gesteinsserien unterhalb der Erosionsdiskordanz, die wegen ihres Vorkommens in den Tälern (dalir) nördlich Hveragerdi hier als *Dalir-Serie* bezeichnet werden, können nicht in Beziehung zu bestimmten Vulkanzentren gebracht werden, während dies für die vulkanischen Bildungen oberhalb der Diskordanz zutrifft.

Den höheren Teil der Profile bilden die Hyaloklastite des Núpafjall und des Árstadafjall (5 und e), an die jüngere Lavaströme (6—7, g—f) herangeflossen sind.

Bei den Hyaloklastiten von Núpafjall und Árstadafjall (Abb. 30) überwiegen Pillow-Laven und Pillow-Breccien aus einsprenglingsfreiem Olivinbasalt. Gelegentlich finden sich feinkörnige geschichtete Hyaloklastite mit einzeln eingebetteten kugeligen Pillows mit 10—30 cm Durchmesser. Einlagerungen von Kubbaberg treten auch auf, besonders im Núpafjall.

## 2. STAPAFELL

Stapafell, ein regelmässiger Rücken von etwa 2 km Länge und 352 m Höhe, bildet das nordöstliche Ende dieser Vulkanreihe (Abb. 35). Die Längsachse des Stapafell streicht im Süden etwa N—S, biegt aber nördlich der höchsten Stelle in N 27°E um. Im Süden wird Stapafell von Hyaloklastiten des Folaldahryggur, des Hrómundartindur und des Katlatjarnahryggur überlagert, woraus sich sein relativ höheres Alter ergibt.

Stapafell wird aus einem sehr charakteristischen Hyaloklastit aufgebaut. Das feine Material setzt sich aus gelblichen, bimsartig aufgeblähten Glasfragmenten und schwarzen, porösen Lapilli, die miteinander fest verbacken sind, zusammen. Unregelmässig darin eingebettet sind dunkle, dichte, aphanitische Lavabrocken mit sehr kleinen, oft fluidal ausgezogenen Blasen. Das feinklastische Material überwiegt bei weitem. Plagioklasleistchen haben mit An 42 Andesin-Zusammensetzung. Selten beobachtete Plagioklas-Einsprenglinge ohne Zonarbau hatten An 65. Die Blasenräume der bimsartigen Glasfragmente sind lang ausgezogen. Auch sind in den festen Lavabrocken die Plagioklasleistchen fluidal angeordnet. Es handelt sich hier um tholeiitischen Andesit, wie im petrographischen Teil näher ausgeführt wurde.

## 3. HRÓMUNDARTINDUR UND LAKAHNÚKUR

Der Rücken von Hrómundartindur (551 m) erstreckt sich von Klambragil im SW bis zum Stapafell im NE auf einer Länge von 4,5 km. Morphologisch ist es ein grösserer Bergzug, der seine Umgebung in Thverárdalur um mehr als 300 m überragt. Der Rücken wird südlich des Tjarnahnúkur aus Pillow-Lava (Klambragil) und Pillow-Breccie aufgebaut, die in Ölkelduhnúkur und östlich Brúnkollublettir von undeutlich geschichteten Hyaloklastiten überlagert werden. Hrómundartindur selbst besteht zuunterst aus relativ feinen, oft geschichteten, jedoch unregelmässig einfallenden Hyaloklastiten, denen eine mächtige Serie

von Pillow-Lava, den Grat des Rückens bildend, aufgesetzt ist. Diese obere Serie geht im Westen peripher in Pillow-Breccien und geschichtete Hyaloklastite über, die die westlichen Hänge teilweise bis zum Talboden hinunter überziehen. Zwei petrographisch verschiedene Gesteinsvarietäten wurden festgestellt. Ein einsprenglingsfreier, in kristallinen Lavabrocken ziemlich grobkörniger Olivinbasalt bildet die Hauptmasse des Rückens. Der aus Pillow-Lava aufgebaute Grat besteht dagegen aus porphyrischem Basalt, der 30—40% auffallend grosse Plagioklas- und untergeordnet Pyroxen-Einsprenglinge enthält. Die Grundmasse ist bei beiden Varietäten gleich. In Tindgil östlich des Hrómundartindur wurden in porphyrischen Pillow-Breccien gabbroähnliche Einschlüsse angetroffen, die denen von Tjarnahnúkur (s. S. 28) gleichen.

Als ein jüngstes Schichtpaket des Hrómundartindur sind geschichtete Hyaloklastite zu erwähnen, die im Grat des Lakahnúkur (540 m) östlich der Medianlinie des Rückens anstehen. Ihre Mächtigkeit beträgt rund 100 m, und sie fallen regelmässig mit 7—10° nach Osten ein. Sie überziehen den östlichen Hang des Hrómundartindur bis hinunter zum Tindgil und Kyllisfell, dessen Gesteine westlich von Litla Katlatjörn davon überlagert werden. Die Lakahnúkur-Schichten bestehen in der Hauptsache aus Sideromelan-Körnern. Mit diesen vermennt sind schaumige, schwarze Basaltbröckchen, vereinzelt auch Basaltsteinchen und kleine Splitter von schwärzlich glänzendem Tachylyt. Die Schichtung (mit Schichtdicken von wenigen mm—dm) beruht auf einem Wechsel in der Korngrösse. Auffällig ist auch eine grobe Bankung, die durch die Abtragung einzelner wenig resistenter Lagen zum Vorschein kommt. Innerhalb der Bänke tritt gelegentlich Schrägschichtung auf. Petrographisch handelt es sich bei dieser Serie um einen einsprenglingsfreien Olivinbasalt. Dünne Adern aus demselben Material durchbrechen gelegentlich den Schichtstoss oder verlaufen als Lagergänge konkordant zur Schichtung.

#### 4. MOLDDALAHNÚKAR

Nördlich des kurzen, E-W streichenden Tales Hverakjálki liegen die aus einigen steilen Bergrücken und Bergkuppen bestehenden Molddalahnúkar als nächstes Glied. Ihre grösste Höhe beträgt 442 m, doch überragen sie ihre Umgebung im Osten (Reykjadalur), nur um 180 m. Die Molddalahnúkar setzen sich aus zwei morphologischen Rücken zusammen, die unter einem Winkel von 35° nach Süden aufeinander zustreichen. Zwischen diesen beiden Ästen ist ein kraterähnliches Tal eingesenkt, das wahrscheinlich ein Eistal im Sinne der Täler von Dyrafjöll (s. S. 44) darstellt. Die Molddalahnúkar werden recht einheitlich aus Pillow-Lava aufgebaut, die nach oben häufig in Pillow-Breccie übergeht. Das Gestein ist ein einsprenglingsfreier Olivinbasalt. Diese Serien sind im Norden besonders gut aufgeschlossen. Hier kann auch ihre Auflagerung auf porphyrischen Pillow-Laven südlich Klambragil gesehen werden. Eine sehr starke Thermalaktivität spielt sich in den Fussregionen der Molddalahnúkar ab. Besonders im Süden sind die Gesteine daher stark umgewandelt worden.

## 5. TJARNAHNÚKUR

Tjarnahnúkur (520 m) sitzt als einziger postglazier Vulkankegel der Núpafjall-Stapafell-Reihe auf dem Hochplateau zwischen Lakahnúkur und Ölkelduhnúkur, das er um 40 m überragt. Er fällt schon von weitem wegen seiner regelmässigen Gestalt (Abb. 31) und der roten Farbe auf. Auf der NW-Seite hat ein Bergrutsch den Kegel angeschnitten, so dass etwas vom Innenaufbau zu sehen



Abb. 30. Molddalahnúkar (im Vordergrund) von Norden. Im Hintergrund Núpafjall (1) und Árstadafjall (2). Links im Bild das Tal Reykjadalur mit dem Seitental Hverakjálki südlich der Molddalahnúkar. Flugaufnahme.

Fig. 30. View towards south across Molddalahnúkar (in the foreground), Árstadafjall (2) and Núpafjall (1). At left the valley Reykjadalur.

ist. Der Kegel wird aus rötlichen Wurfslacken, Bomben und Lapilli, die eine deutliche Schichtung parallel zur Böschung zeigen, aufgebaut. Schweisssschlacken treten stark zurück, so dass das Material nur lose zusammenhält.

In Tjarnahnúkur entspringen Lavaströme, die sich nach allen Seiten über die Hänge des älteren Breccie-Sockels ausgebreitet haben. Zwei kurze Lavazungen sind zur Álfatjörn nach Osten hinuntergeflossen. Die Hauptmasse jedoch floss nach Westen hinunter zum Thverárdalur. Von dort ist eine schmale Lavazunge dem Fluss Ölfusvatnsá bis zum Ausgang einer tiefen Schlucht, die der Fluss seitdem ausgeräumt hat, gefolgt. Der Lavastrom erreicht eine Länge von 5 km, vom Krater gerechnet.

Petrographisch ist die Lava des Tjarnahnúkur, die als Pahoehoe-Lava erstarrt ist, ein porphyrischer Basalt mit Bytownit-Einsprenglingen, die um 40% des Gesteins ausmachen. In der Lava finden sich an einigen Stellen haselnuss- bis faustgrosse Einschlüsse aus einem grobkörnigen Kristallgemenge, die schon im petrographischen Teil behandelt wurden (s. S. 28). Diese Stellen liegen unmittelbar östlich von dem Krater, sowie in der zur Álfatjörn hinabgehenden

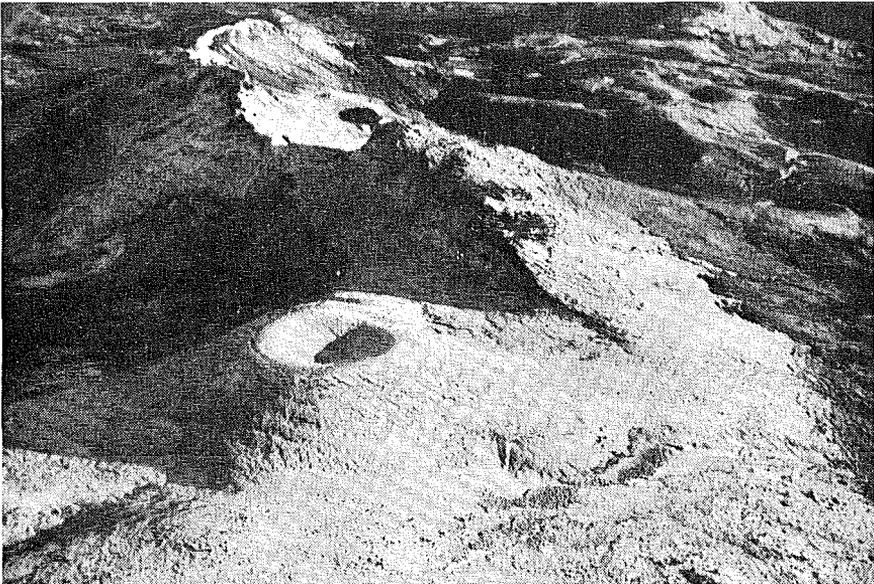


Abb. 31. Tjarnahnúkur von SW. Dahinter Lakahnúkur und in dessen Fortsetzung nach NE Hrómundartindur. Flugaufnahme.

Fig. 31. Aerial view of Tjarnahnúkur, a postglacial scoria cone, from the SW. Behind it Lakahnúkur and Hrómundartindur.

Lavazunge und wiederum in dem Lavastrom an der Ölfusvatnsá auf der Strecke von Tindgil bis zum unteren Ende. Auch wurden an dem Kegel selbst Bomben gefunden, die solche Aggregate als Kern hatten.

Über das *Alter* des Tjarnahnúkur-Ausbruches lässt sich nichts Genaues sagen. Er ist jünger als eine von der Lava überflossene glaziale Stauseeterrasse am Ausgang der Ölfusvatnsá-Schlucht (Saemundsson 1965, S. 118), die spätglaziales Alter haben dürfte. Für hohes Alter spricht die 1500 m lange und 10–20 m tiefe Schlucht der Ölfusvatnsá, die nach dem Ausfliessen der Lava an ihrer West-Seite durch fluviatile Erosion geschaffen wurde, ebenso die stellenweise starke Bodenbildung und die Überschotterung der Lava. Der Kontakt zwischen der Lava und ihrer Unterlage wurde an vielen Stellen in der Hoffnung, Pflanzenreste zu finden, untersucht. Dies misslang, nicht einmal eine Bodenbildung wurde an ihrer Basis gefunden.

#### IV. VULKANZONE VON KATLATJARNIR (Karte 4)

Die Vulkane von Katlatjarnir befinden sich in einer NE-SW-streichenden, 8 km langen Zone, die parallel mit dem nördlichsten Teil der Núpafjall-Stapafell Vulkanreihe östlich von ihr verläuft. Zu den zahlreichen Vulkanbergen dieser Zone kommt eine Reihe von grossen Sprengkratern hinzu, die diesem Gebiet ein besonderes Gepräge verleihen. Alle Eruptionstellen liegen ziemlich genau in der Längsachse der Vulkanzone, die anscheinend frei von jungen, im Gelände nachweisbaren Verwerfungen ist. Die Altersbeziehungen der einzelnen Einheiten untereinander und zu der Núpafjall-Stapafell-Vulkanreihe gibt die Tabelle 4 im Abschnitt D wieder.

##### 1. VÍDIHLÍD

ist das nordöstlichste und zugleich das älteste Bauglied dieser Vulkanzone. Morphologisch ist Vídihlíd ein Höhenzug von etwas über 3 km Länge, der seine Umgebung um lediglich rund 100 m überragt. Dem Bautypus nach handelt es sich bei ihm um einen Rücken aus Pillow-Breccie, ummantelt von unregelmässig geschichtetem Hyaloklastit. Wenige Aufschlüsse reichen so tief, dass Pillow-Lava erschlossen ist. Diese Serie erreicht eine Mächtigkeit von nur 70 m maximal. Sie besteht petrographisch aus einsprenglingsfreiem Olivinbasalt, und porphyrischem Basalt, welcher im unteren Teil des Ost-Hanges angetroffen wurde.

Die Basis bildet im Westen eine ca. 20—30 m mächtige Serie von geschichtetem Sand (unten) und massigem grauen Ton (oben). Die Sedimente sind völlig frisch und wenig verfestigt, jedoch von olivinbasaltischen Gängen durchschlagen. Sie dürfen nicht mit viel jüngeren spätglazialen Terrassen-Sedimenten (Saemundsson 1965, S. 117) im gleichen Gebiet verwechselt werden. Eine ähnliche Sediment-Serie wurde schon aus Sleggja (s. S. 58) beschrieben. In beiden Fällen dürfte es sich um lokale Eisseesedimente handeln, über deren Bildungsbedingungen jedoch nichts gesagt werden kann.

Aufgrund der erwähnten jungen Stausee-Terrassen, die Vídihlíd umgürten, ist die Basis der Vídihlíd-Hyaloklastite nur lückenhaft aufgeschlossen. Im Norden und Osten wurden jedoch an vielen Stellen spärlich porphyrische Basaltlaven angetroffen, die mit denen von Stekkás, Hringir und Borgarhöfðar (vergl. Karte in Saemundsson 1965, S. 118) weiter im NE leicht zu korrelieren sind. Diese Basalte sind durch Gletschererosion und tektonische Verstellungen heute in einzelne Restschollen aufgelöst. Sie sind stratigraphisch mit den Haedir-Basalten (westlich) und den Lyngdalsheidi-Basalten (östlich des Thingvallavatn) zumindest in die letzte Interglazialzeit einzustufen.

##### 2. DALASKARDSHNÚKUR — KATLATJARNAHRYGGUR

Die zweitälteste Einheit stellen Hyaloklastite dar, die auf einer 6 km langen Strecke von Dalaskardshnúkur im SW bis nach Löngudalir im NE zu verfolgen sind. Morphologisch bilden sie einen breiten, flachwelligen Bergrücken, der seine

grösste Höhe mit 440 m in Dalaskardshnúkur erreicht. Durch den jüngeren Kyllisfell ist die Verbindung zwischen Dalaskardshnúkur und dem nördlicheren, etwas niedrigeren Katlatjarnahryggur unterbrochen.

Die Unterlage der Hyaloklastite von Dalaskardshnúkur und dem nördlich anschliessenden Folaldaháls bilden ältere Hyaloklastite und Basaltbänke, die zur *Dalir-Serie* gehören und mit den Liegend-Serien von Árstadafjall und Núpafjall einzustufen wären. Diese Grenze lässt sich nach Süden um den Dalaskardshnúkur herum nahe der 350 m Höhenlinie verfolgen.

Dalaskardshnúkur wird aus Pillow-Breccie aufgebaut, die nach oben in feinkörnigeren Hyaloklastit übergeht. Im nördlich anschliessenden Folaldaháls stehen fast ausschliesslich deutlich geschichtete Hyaloklastite an. Petrographisch sind die Gesteine aus porphyrischem Basalt mit etwa 10% Plagioklas-Einsprenglingen. Hinzu kommen Olivin-Einsprenglinge in geringer Menge. Aus dem gleichen Material wird *Katlatjarnahryggur* aufgebaut, nur ist es hier fast ausschliesslich als Pillow-Breccie ausgebildet. Im Westen überlagert die Breccie des Katlatjarnahryggur die tholeiitische Andesit-Breccie des Stapafell und im Osten im Laxárdalur Basalte, wahrscheinlich interglazialen Alters. Die Ost-Wand der Stóra Katlatjörn (Abb. 32) gibt einen guten Einblick in die typische, schichtungslose Pillow-Breccie des Katlatjarnahryggur, die dort von feinkörnigeren Hyaloklastiten des Kyllisfell überlagert wird.

### 3. KYLLISFELL

Kyllisfell (485) wird vorwiegend aus unregelmässig geschichteten Hyaloklastiten mit grösseren Einschaltungen von Pillow-Breccie im oberen Teil auf-

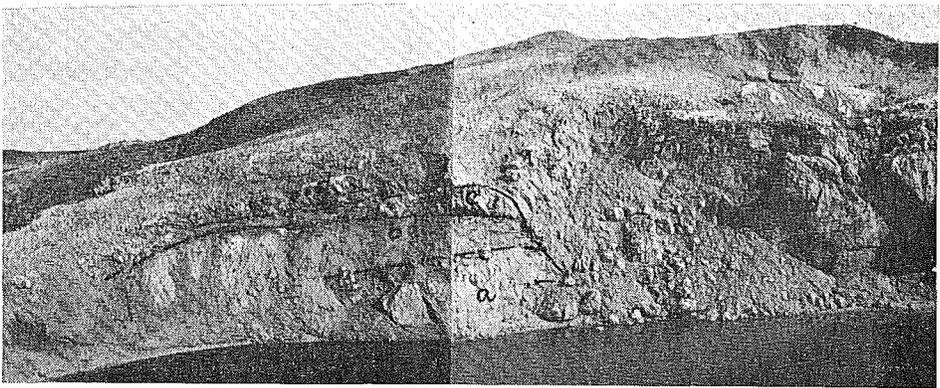


Abb. 32. Östliche Krater-Wand der Litla-Katlatjörn. Dieser Krater ist in die West-Flanke des Kyllisfell ausgesprengt. a = Serien des Katlatjarnahryggur, b und c = Sedimente, d = Serien des Kyllisfell.

Fig. 32. Eastern crater wall of Litla Katlatjörn, an explosion crater blown out in the flank of Kyllisfell. a = slightly porphyritic breccias of Katlatjarnahryggur, b and c = sediments, d = breccias and stratified hyaloclastites of Kyllisfell, petrographically similar to a.

gebaut. Der Berg hat einen elliptischen Grundriss, und er dürfte über einer kurzen NE-SW-streichenden Eruptionsspalte aufgebaut worden sein. Petrographisch lässt sich das Gestein des Kyllisfell nicht von dem des Katlatjarnahryggur unterscheiden. Die Trennung der beiden Einheiten beruht lediglich auf der ver-

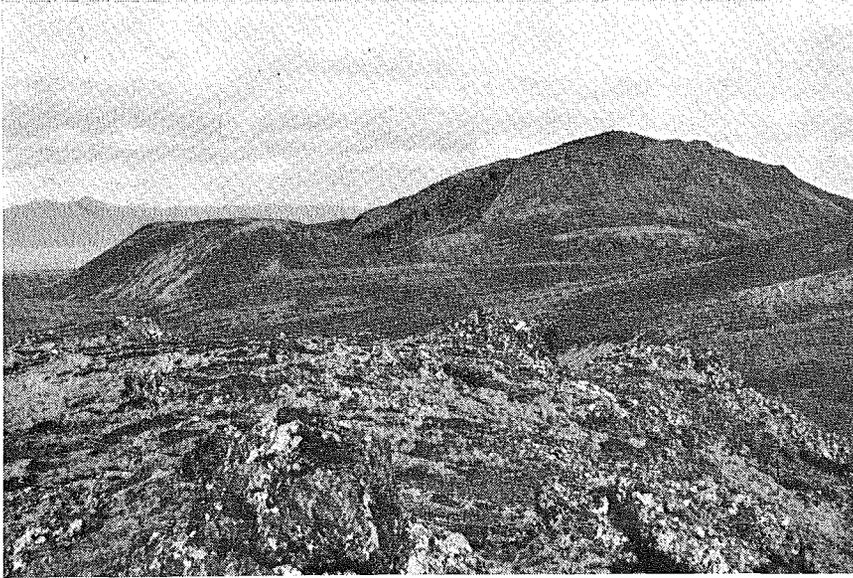


Abb. 33. Súlufell von SW. Deutlich zu sehen ist ein grosser Sprengkrater, (Smjördalur), sowie der aus Pillow-Lava aufgebaute Rücken im Westen des Súlufell, der mit seinem SW-Ende in den Sprengkrater hineinreicht, also jünger sein muss.

Fig. 33. Súlufell with the great explosion crater Smjördalur from the SW. A short ridge of nonporphyritic pillow lava overlaps the crater rim in the NW.

schiedenen Schichtausbildung: Im Katlatjarnahryggur vorwiegend Pillow-Brecien, in der Peripherie des Kyllisfell geschichtete Hyaloklastite.

Der Sprengkrater von Litla Katlatjörn (vergl. unter 6) ist in die West-Flanke des Kyllisfell ausgesprengt. Hier zeigt sich folgender Aufbau (Abb. 32).

Bei a stehen porphyrische, feinkörnige Hyaloklastite aus fest verbackenen Glasfragmenten und Basaltsteinchen an. Diese werden von hellem Siltstein (b) mit Warvenschichtung und dunklem Sandstein mit abgerundeten Glaskörnern (c) überlagert. Hierüber legt sich schliesslich der geschichtete Hyaloklastit des Kyllisfell, welcher schlackige Basaltbrocken und konkordant zur Schichtung liegende Basaltwülste (d) enthält. Dieser Basalt ist auch porphyrisch, aber das Gestein ist weniger verfestigt als (a). Die Schichten (b) und (c) sind sedimentären Ursprungs, (b) vielleicht glazigener Natur. Sie trennen zwischen den Hyaloklastiten des Kyllisfell und einer älteren Serie, die vielleicht dem Katlatjarnahryggur zuzuschreiben ist.

Die Süd-Seite von Kyllisfell ist mit einer mächtigen Grundmoräne bedeckt. Stellenweise trifft man auf 5—6 m tiefe Wasserrinnen, die noch nicht die liegende, vulkanische Serie erreicht haben. Wahrscheinlich hat ein von NNE kommender Gletscher seine Last hier auf der Leeseite abgesetzt, nachdem ihm durch diesen Berg ein Hindernis in den Weg gestellt worden war.

#### 4. SÚLUFELL

Súlufell (446 m) ist ein kegelförmiger Berg, dem NE-Ende des Katlatjarnahryggur aufgesetzt. Ausser im SW werden die unteren Hänge des Berges überall von jüngeren Hyaloklastiten überlappt. Súlufell dürfte auf einen Zentral-Ausbruch zurückgehen. Petrographisch besteht er aus ähnlichem porphyrischen Basalt wie die vorher beschriebenen Berge, jedoch sind bei Súlufell die Plagioklas-Einsprenglinge reichlicher vorhanden, Olivin-Einsprenglinge dagegen seltener als beim Katlatjarnahryggur. Der Aufbau des Berges lässt sich am leichtesten in einer Kraterwand in der West-Seite des Berges studieren (Abb. 33, über diesen Sprengkrater, Smjördalur, vergl. unter 6). In diesem Aufschluss folgen aufeinander von unten nach oben Pillow-Lava, Pillow-Breccie und geringmächtige, geschichtete Hyaloklastite, die teilweise die Hänge des Berges umkleiden. Die Gipfelregion besteht aus Pillow-Breccien. Die unteren Teile der Hänge sind an vielen Stellen von aufgearbeiteten Hyaloklastiten bedeckt.

#### 5. STÓRHÓLL — LAXÁRGLJÚFUR

Östlich von Súlufell liegen zwei jüngere, ihm angelagerte vulkanische Bildungen, die wahrscheinlich über dergleichen Schwächezone entstanden. Sie bestehen jedoch nicht aus petrographisch einheitlichem Material.

*Stórhóll* (232 m) ist der höchste Teil einer ca. 1 km langen, NE-SW-streichenden Hügelkette, die aus brecciösen Hyaloklastiten besteht. In einem Bachlauf östlich des Stórhóll steht unter den Hyaloklastiten eine mehr als 3 m mächtige Grundmoräne an. Über den Hyaloklastiten liegt dort eine Basaltdecke von geringer Ausdehnung mit einem kleinen Krater an der höchsten Stelle. In der Schlucht östlich des Kraters sind zwei Gänge aufgeschlossen, die radial von ihm auszugehen scheinen, und aus demselben spärlich porphyrischen Olivinbasalt bestehen. Sie durchbrechen die Grundmoräne und die Hyaloklastite. Von Stórhóll ist ein Lavastrom nach Norden bis Krókur hinuntergegangen. Der untere Teil des Lavastromes ist als Hyaloklastit ausgebildet mit Einlagerungen von Pillow-Lava. „Foreset“-Struktur wurde stellenweise beobachtet. Der obere Teil ist meistens als Kubbaberg ausgebildet. Vermutlich brach diese Lava unter ähnlichen äusseren Bedingungen wie Bitra (s. S. 65) aus, vielleicht im gleichen Interstadial. Sie ist von Eis überfahren worden, wenn auch dieses keine starken Spuren hinterlassen hat. Zwei Terrassen, die in einem glazialen Stausee gegen Ende des letzten Glazials gebildet wurden (Saemundsson, 1965, S. 118), befinden sich z. T. auf dieser Lava.

*Laxárgljúfur*. Der Ausgang des Tales Laxárdalur wird im NE durch eine flache Schwelle abgeriegelt, die ehemals, wie kleine Schotterterrassen zeigen, die

Bildung eines Sees in dem Tal zur Folge hatte. Inzwischen hat der Abfluss die Barriere durchsägt und das Profil von Abb. 34 freigelegt. Über porphyrischen Hyaloklastiten (1, Súlufell-Bildung?) liegt eine ziemlich mächtige Moräne (2). Beide werden von einem 70 cm — 1 m breitem Gang (G) durchschlagen. Er streicht NE-SW und besteht wie die jüngste Bildung (3) aus einem einsprenglingsfreien Olivinbasalt. Die jüngste Bildung, die offensichtlich durch den Gang gefördert wurde, besteht im tieferen Teil aus Kubbaberg und Pillow-Lava. Dar-

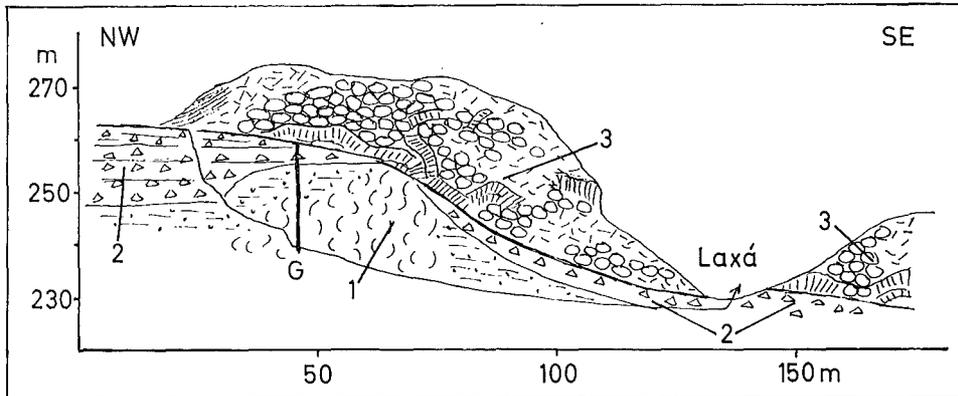


Abb. 34. Querschnitt durch einen aus Hyaloklastiten aufgebauten, auf Moräne liegenden Spaltenvulkan in der Schlucht von Laxárgljúfur. Erklärung im Text.

Fig. 34. Section along Laxárgljúfur through a hyaloclastite ridge (3) and its feeder dike (G), overlying a moraine (2).

über folgen Pillow-Breccien, die besonders am Hang zum Seldalur mächtig werden. Geschichtete Hyaloklastite sind vereinzelt als Reste an den Hängen erhalten. Nach SW zieht sich die junge Bildung als ein flacher Rücken etwa 800 m weit. Insgesamt ergibt sich so eine Länge von 1 km für den Laxárgljúfur-Spaltenvulkan.

## 6. DIE SPRENGKRATER VON KATLATJARNAHRYGGUR

Im Bereich des Katlatjarnahryggur befinden sich mehrere grosse Hohlformen, die zunächst neutral als Sprengkrater bezeichnet werden sollen. Sie haben alle glaziales Alter, was sich aus ihrer Überlappung durch jüngere Hyaloklastit-Berge ergibt. Ihnen allen ist auch gemeinsam, dass von dem ausgesprengten Material nichts mehr zu finden ist; die Ursache dafür kann ohne weiteres der Wegtransport durch Gletschereis sein. Wenn man die glaziale Überarbeitung berücksichtigt, sind die Sprengkrater erstaunlich gut erhalten (Abb. 33 u. 36). Dies erklärt sich wohl durch ein spätwürmzeitliches Alter und die Möglichkeit des sich bewegenden Gletschers, über die mit Eis erfüllten Hohlformen hinwegzusehen.

*Smjördalur*, der nördlichste Krater, ist in die West-Flanke des Súlufell ausgesprengt. Die Ost-Wand des Kraters ist mit 170 m viel höher als die westliche

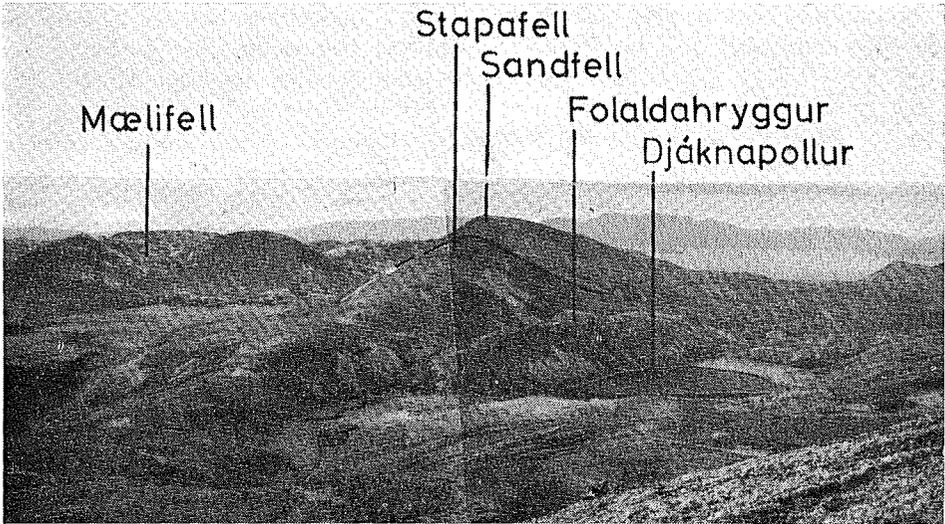


Abb. 35. Djáknapollur von Süden. Hinter ihm die Rücken Folaldahryggur (näher) und Stapafell.

Fig. 35. Djáknapollur from the south. Behind it the ridges Folaldahryggur (nearest), Stapafell and Sandfell. Maelifell at left.

(50 m). Er besitzt eine ovale Form; der NE-SW-Durchmesser ist, mit 600 m der längere. Zu einem ebenen, grasbewachsenen Kraterboden fallen die Wände fast senkrecht ab, nur haben sich unterhalb der höheren Ost-Wand grosse Schutthalden gebildet. Ein an der südlichen Kraterwand hängengebliebener Grundmoränenrest beweist unmittelbar die glaziale Überarbeitung des Kraters.

*Djáknapollur* liegt 1 km westlich von Smjördalur am West-Rande des Katlatjarnahryggur. Der Name (pollur = Teich) bezieht sich auf einen kleinen See, in dem wiederum eine steilwandige Vertiefung bis 6 m tief eingesenkt ist. Der grösste Durchmesser dieser wohl als Sprengkrater zu deutenden, in Ost-West-Richtung ausgelängten Vertiefung beträgt 100 m. Von allen Seiten wird Schutt in den See eingeschwenmt, so dass er früher möglicherweise bedeutend tiefer war.

Die *Katlatjarnir* (auf Karten fälschlich Kattartjarnir) liegen in einer NE-SW-streichenden Reihe hintereinander. Der nördliche Abschnitt mit dem 800 m langen und nur 100—150 m breiten See *Stóra Katlatjörn* stellt eine Reihe von 3—4 ineinandergreifenden Sprengkratern dar. Die steilen Wände sind im Osten etwa 25 m hoch, im Süden am Hang des Kyllisfell noch höher. Unter der Wasseroberfläche sind wiederum tiefe Kessel oder Trichter (Katlatjarnir = „Kesselseen“) eingesenkt (Abb. 36). Der südlichste ist nur 6 m tief, der nördlichste 10 m tief. Diese beiden sind kreisrund und haben einen Durchmesser von 50 bzw. 100 m. Zwischen ihnen ist ein ca. 400 m langer Abschnitt, in dem eine grösste Tiefe

von 28 m gemessen wurde. Der Boden dieses mittleren Kessels scheint ziemlich eben zu sein bei einer Tiefe von 25—27 m.

Nordöstlich von Stóra Katlatjörn befindet sich eine weitere Vertiefung, die heute von einem Moor eingenommen wird. Wahrscheinlich handelt es sich auch dort um einen Sprengkrater.

*Litla Katlatjörn*, der südwestlichste Krater dieser eigentümlichen Kraterreihe, befindet sich in der West-Flanke des Kyllisfell und ist von Stóra Katla-

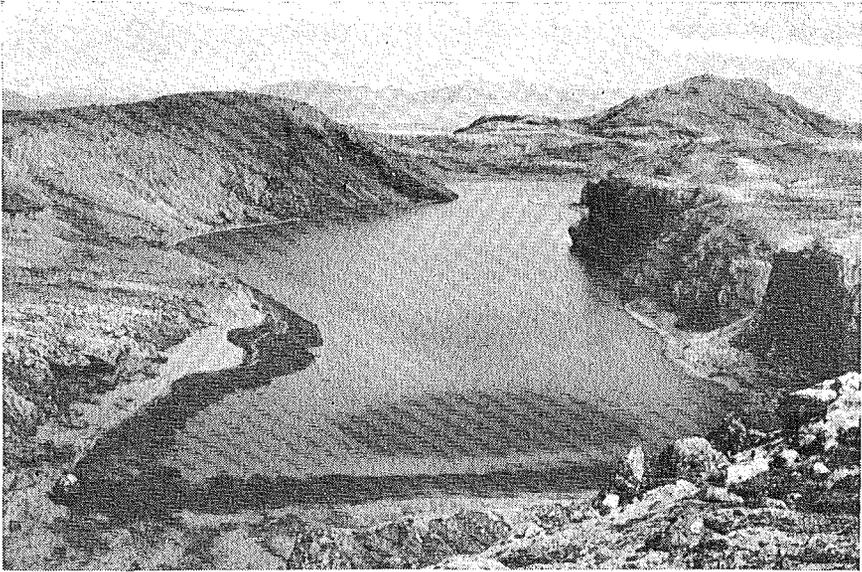


Abb. 36. Stóra Katlatjörn von SW. Gut erkennbar sind die „Kessel“ unter dem Wasserspiegel. Der rechte Hang ist durch die Aussprengung entstanden, der linke dagegen gehört zu einem Hyaloklastit-Berg, der jünger ist als die Sprengkrater. (Foto H. Noll).

Fig. 36. Stóra Katlatjörn from SW. The „kettles“ below the water table are clearly visible. The right wall was formed during the formation of the explosion craters. The left wall belongs to a ridge younger than the craters. Phot. H. Noll.

tjörn durch eine schmale Landbrücke getrennt. Er ähnelt demjenigen von Súlu-fell sehr, hat nur einen etwas kleineren Durchmesser und ist mit einem See erfüllt, der einen Abfluss zum Tindgil nach N hat. In dem See ist ein runder Kessel von 200 m Durchmesser und 22 m Tiefe eingesenkt. Seine Wände sind bis zu einer Tiefe von 17 m fast senkrecht; der Boden ist leicht wellig und liegt in ca. 20 m Tiefe.

Im Zusammenhang mit der Deutung der Sprengkrater sind vielleicht Hyaloklastit-Anhäufungen von Wichtigkeit, die sich unmittelbar nördlich von ihnen befinden und jünger sind als sie. Diese sollen daher zuvor beschrieben werden.

## 7. DIE JÜNGSTEN SUBGLAZIALEN AUSBRÜCHE DER VULKANZONE VON KATLATJARNIR

*Litla Súlufell* (355 m) ist eine abgerundete, 1200 m lange Hügelreihe, die dem Nord-Hang des Súlufell angelagert ist. Petrographisch besteht sie aus einem einsprenglingsfreien Olivinbasalt in Form von Pillow-Lava und Pillow-Breccie, die zu grossen Schuttbildungen am Hang des Berges geführt haben. Das SW-Ende des Litla Súlufell reicht in den Sprengkrater von Smjördalur hinein, wodurch es sich eindeutig als eine jüngere Bildung zu erkennen gibt (Abb. 33).

*Folaldahryggur* (280 m) ist ein ca. 1 km langer Rücken, der nordwestlich des Djáknappollur liegt (Abb. 35) und aller Wahrscheinlichkeit nach jünger ist als dieser Sprengkrater. Der Rücken besteht aus plagioklas-porphyrischer Pillow-Breccie, die die tholeiitische Breccie des Stapafell im Süden überlagert.

Westlich von *Stóra Katlatjörn* befindet sich die dritte junge Hyaloklastit-Anhäufung (Abb. 36), wodurch die Parallelität zwischen allen drei Bildungen vollkommen wird. Der Hang zur Stóra-Katlatjörn hinunter ist die primäre Böschung des Rückens, welcher demnach wohl jünger als die Sprengkrater-Reihe ist. Diese jüngste Bildung wird aus porphyrischem Basalt, der als Pillow-Breccie vorliegt, aufgebaut, einem Material also, das dem von Katlatjarnahryggur vollkommen ähnelt. Dadurch ist die Trennung zwischen den beiden mit einer gewissen Unsicherheit behaftet. Am Süd-Ende, wo Hyaloklastite des Kyllisfell überlagert werden, und in der Schlucht von Tindgil sind klare Diskordanzen vorhanden, die an diesen Stellen eine Trennung ermöglichen.

Die genauere Deutung der Sprengkrater fällt nicht leicht, da lediglich die ausgesprengten Hohlformen erhalten geblieben sind. Die Sprengkrater liegen ausserhalb des Gebietes, wo flächenhafte hydrothermale Zersetzung in Oberflächengesteinen angetroffen wurde. Nur südlich der Litla Katlatjörn, sowie östlich der Stóra Katlatjörn am Hang zum Laxárdalur, wurden zersetzte Gesteine beobachtet. Die nächsten wirksamen Solfataren befinden sich in Volgruhóll am Ost-Hang des Hrómundartindur. Es ist demnach nicht wahrscheinlich, dass phreatische Ausbrüche überhitzten Wassers bei der Entstehung der Sprengkrater mitwirkten.

Der Verdacht drängt sich auf, dass die jüngsten Hyaloklastit-Anhäufungen etwas mit der Entstehung der Sprengkrater zu tun haben, da sie sich in ihrer nächsten Nähe befinden. Es ist jedoch unwahrscheinlich, dass sie unmittelbar nach ihnen gebildet wurden, weil dann die frisch entstandenen Sprengkrater mehr von dem geförderten Material hätten aufnehmen müssen. Möglicherweise besteht der Zusammenhang zwischen beiden Bildungen darin, dass die auf gasreiche Schmelze oder phreatische Explosionen zurückgehenden Sprengkrater bei ihrer Bildung die Unterlage auflockerten, so dass tiefer liegendes, basaltisches Magma mobil wurde und später in ihrer Nähe zum Ausbruch gelangte.

D. RÜCKBLICK AUF DIE STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DES HENGILL-GEBIETES IM RAHMEN DER GEOLOGIE ISLANDS

I. STRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHT

Durch die Untersuchungen im Hengill-Gebiet konnten für viele der wechselvollen vulkanischen Bildungen die gegenseitigen Altersbeziehungen klargestellt werden. Aber da sie sich nur teilweise berühren oder überlagern und die Ausbildung der Schichten schon auf ganz kurze Entfernung wechselt, ist es vorläufig unmöglich, eine vollständige stratigraphische Tabelle aufzustellen. Man kann die bisherigen Ergebnisse — die ganz jungen, postglazialen Vulkane einmal ausgenommen — nur in der Form darstellen wie das in Tabelle 3 für die Baueinheiten von Henglafjöll und Hagavíkurfjöll, in Tabelle 4 für die Núpafjall-Stapafell- und die Katlatjarnir-Vulkanzone durchgeführt wurde. Als stratigraphischer Fixpunkt wurde dabei in Tabelle 3 Hengill gewählt, der als mächtiger, zentral gelegener Klotz mit seinen Schichten viele der anderen teils über- teils unterlagert. Beide Tabellen haben nur Bitra gemeinsam; nur über diese Einheit lässt sich also eine (wenig bedeutungsvolle) Verbindung herstellen.

TABELLE 3.

Relative Altersfolge der verschiedenen Baueinheiten der Henglafjöll und Hagavíkurfjöll (Die Striche geben — entsprechend den Pfeilen links — an, was älter oder jünger ist).

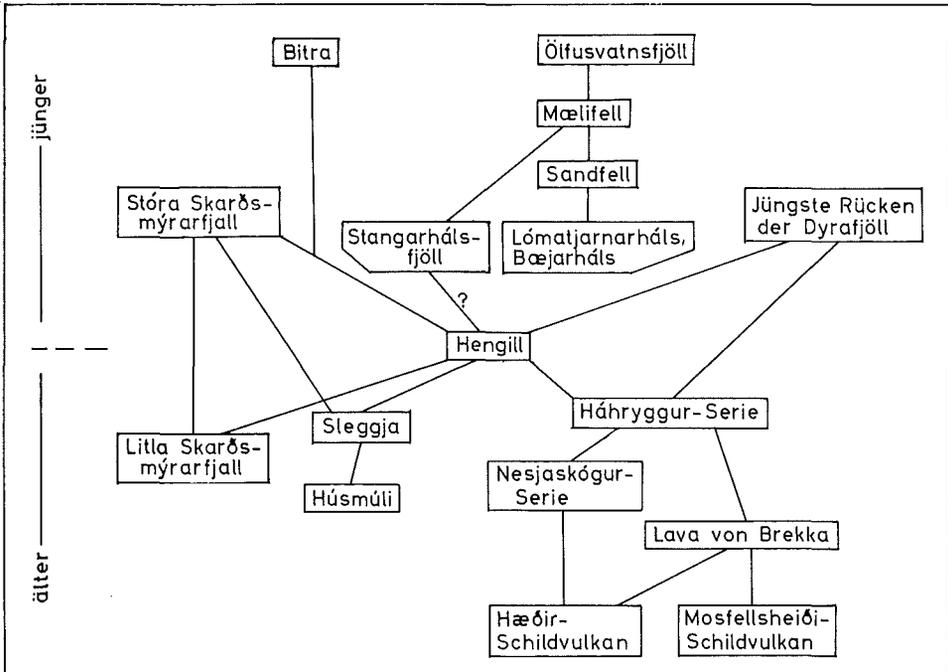
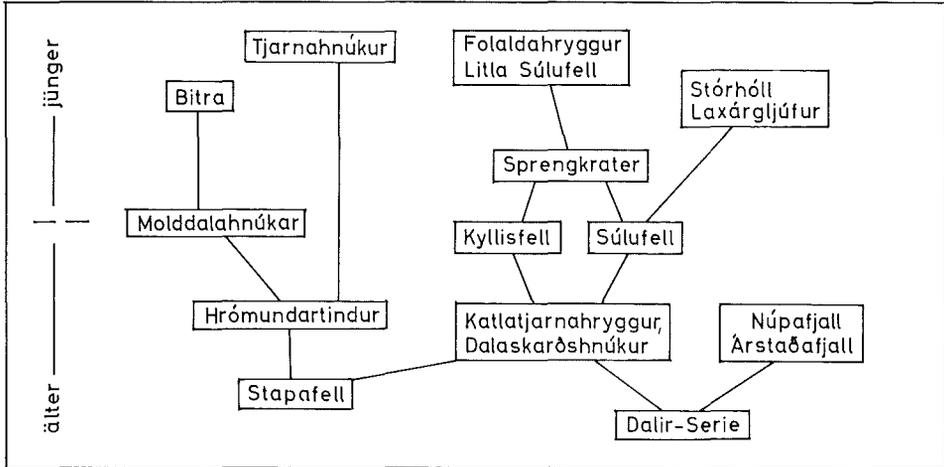


TABELLE 4.

Relative Altersfolge der verschiedenen Baueinheiten der Núpafjall-Stapafell-Vulkanreihe und der Vulkanzone von Katlatjarnir.



Über die chronologische Zuordnung der Schichten lässt sich zunächst Folgendes sagen:

1. Eindeutig ist die Alterseingliederung nur bei den Vulkanen, die sicher postglazial sind.

2. Die meisten vorholozänen Schichten — nämlich die Hyaloklastite und die damit verbundenen Gesteine — sind subglazial gebildet, d. h. sie sind in eine Glazialzeit zu stellen. Aufgrund des normalerweise sehr frischen Materials, und weil die verschiedenen Schichten meistens noch mit grosser Sicherheit zu bestimmten Vulkanen verfolgt, bezw. als gut erhaltene Vulkanbauten angesprochen werden konnten, liegt es nahe, würem-eiszeitliches Alter anzunehmen. Für junges Alter spricht auch die Häufigkeit und Verbreitung postglazialer Ausbrüche, wenn man die lange Dauer der Würm-Eiszeit dem Postglazial gegenüber berücksichtigt.

3. Die Schildvulkane, die z. T. die Unterlage der Hyaloklastit-Serien bilden, werden als interglazial betrachtet. Wenn dabei das Riss/Würm-Interglazial angenommen werden darf (wie das heute vielfach vertreten wird), wäre das würem-eiszeitliche Alter von 2. sichergestellt. Über die Möglichkeit, den Mosfellsheidi-Schildvulkan ins vorletzte Interglazial einzustufen, siehe weiter unten!

Zu der allgemeinen stratigraphischen Folge in SW-Island sollen nun an Hand eines Querprofils durch die jungvulkanische Grabenzone im Bereich der Henglafjöll (Abb. 37) noch einige Bemerkungen gemacht werden (siehe auch Karte 5). Das Profil zeigt ungefähr einen symmetrischen Bau und lässt sich ohne weiteres mit den Profilen von Rutten & Wensink (1960) aus SW-Island vergleichen.

*Das Liegende* bilden auf beiden Seiten schwach gegen die Grabenzone ein-

fallende Basalte, im höheren Teil mit zwischengelagerten Tilliten, Sandsteinen und Hyaloklastiten (a auf Abb. 37). Diese gehören nach Rutten (1958) ins jüngste Tertiär und ältere Quartär und umfassen die „Graue Stufe“ von Pjeturss (1910). Kjartansson (1960, Geol. Karte) stellt sie als „Old Grey Basalts“ ins Jungtertiär und/oder Quartär. Sie umfassen nach T. Einarsson (1957 und 1962) wenigstens drei paläomagnetische Gruppen, die vor der heutigen normalen liegen. Davon ist vor allem T. Einarsson's  $N_2$ -Gruppe (vermutlich = „Gauss normal polarity epoch“ der internationalen paläomagnetischen Zeitskala) besonders auffällig mit ihrer symmetrischen Verbreitung und breitem Ausstrich beiderseits der jungvulkanischen Zone.

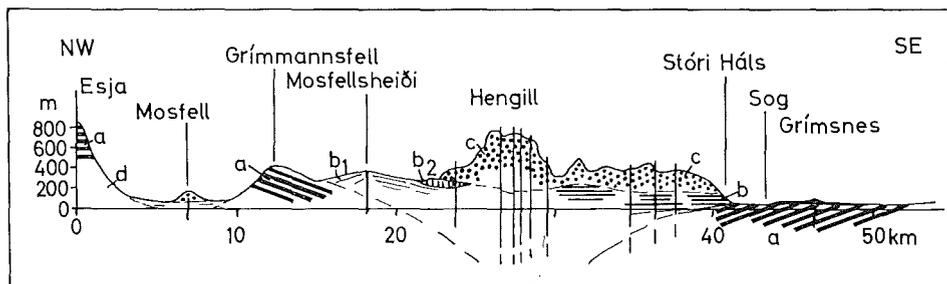


Abb. 37. Schematisches Querprofil von Esja nach Grímsnes. a = Graue Stufe (Jungtertiär/Alt-Quartär), b = Dalir-Serie und Schichten von Framgrafningur (Pleistozän),  $b_1$  = Mosfellsheiði Schildvulkan (Interglazial),  $b_2$  = Brekka-Lava (Interglazial?), c = Hyaloklastit-Serien des Hengill-Gebietes, d = Serien des tertiären Esja Vulkans.

Fig. 37. Schematic cross section from Esja to Grímsnes. a = gray stage basalts (upper Tertiary/early Quaternary), b = Dalir series and Framgrafningur layers (Quaternary),  $b_1$  = Mosfellsheiði shield volcano (interglacial),  $b_2$  = Brekka lava (interglacial?), c = hyaloclastites of the Hengill area (last glaciation), d = volcanic rocks belonging to Esja tertiary central volcano.

Im Osten des Hengill-Gebietes oberhalb Framgrafningur schaltet sich zwischen den geneigten Schichten, sie diskordant überlagernd, und den Hyaloklastiten des Hengill-Gebietes (c) eine geringmächtige Folge von horizontal lagernden Basalten, Tonen, Sandsteinen, Tilliten und Hyaloklastiten (b). Die letzte Umpolung des erdmagnetischen Feldes vollzieht sich innerhalb dieser horizontalen Folge (vergl. Tr. Einarsson 1962, S. 103). Bei Stóri Háls in Framgrafningur befindet sich in den Schluchten *Nóngil* und *Midmundagil* eine dünne Lage von Lignit eingeschaltet. Die Makroreste sind unbestimmbar. An Sporomorphen konnten in einer Probe von *Nóngil* folgende nachgewiesen werden: *Salix*, *Betula*, *Juniperus*, *Pinus*, *Ericaceae*, *Cyperaceae*, *Larix*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium*, *Gramineae* und *Sphagnum* mit mehr als 50% der Pollen. *Alnus*, die sonst oft in interglazialen Ablagerungen Islands auftritt, fehlt. Das gleiche Bild zeigen Proben aus *Midmundagil*, die T. Einarsson sammelte und, wie auch die vorliegende Probe, von Dr. G. Schultz untersucht wurden (persönliche Mitteilung von G. Schultz).

Die *Dalir-Serie*, die nördlich von Hveragerdi und in den unteren Teilen des Hellisheidi-Plateaus aufgeschlossen ist, ist mit der horizontalen Folge oberhalb Framgrafningur am ehesten korrelierbar, jedoch ist innerhalb dieser Schichten keine paleomagnetische Umkehrung feststellbar, auch überwiegen die Hyaloklastite bei weitem. Es ist demnach wahrscheinlich, dass die Mächtigkeit dieser Folge bei Annäherung an die Grabenzone (wegen der Einschaltung von mächtigen Hyaloklastiten in der Umgebung von Ausbruchszentren) zunimmt. Die hier aufgeschlossenen Schichten wären dann nur mit den obersten Gliedern der Folge von Framgrafningur korrelierbar.

Das genauere Alter der Henglafjöll, ob insgesamt letztglazial oder weiter zurückreichend, hängt notwendigerweise von der genauen Alterseinstufung der *Schildvulkanlaven von Mosfellsheidi* ab. Zusammen mit den Basalten des Schildvulkans Haedir können sie als Basis des Gebirgskomplexes im Westen angesehen werden. Beide bilden seine West- und z. T. auch die Nord-Begrenzung, und die Haedir-Laven kommen als Liegendes in tiefen Bacheinschnitten an der Hestvík unter der ältesten Gesteinsserie der Dyrafjöll zum Vorschein.

Angewiesene Mosfellsheidi-Lava überlagert in der Bucht Ellidavogur bei Reykjavík interglaziale Ablagerungen (zusammenfassende Beschreibung in Schwarzbach 1955, S. 111, und Th. Einarsson 1960a, S. 11). Die Beziehung zwischen Mosfellsheidi-Laven und den interglazialen, molluskenführenden Ablagerungen von Fossvogur bei Reykjavík, dürfte inzwischen gleichfalls geklärt sein. Dieses Interglazial liegt insgesamt *über* den Mosfellsheidi-Laven. Jónsson (1960, S. 64) erwähnt Äquivalente der Fossvogur-Schichten in Fundamenten von Häusern westlich des Flugplatzes in Reykjavík sowie auch unter einem grossen Teil des Flugplatzes selbst — in beiden Fällen über der Mosfellsheidi-Lava. Hiernach scheint es gut möglich, dass der Schildvulkan von Mosfellsheidi nicht im letzten, sondern im *vorletzten* Interglazial aufgebaut wurde. Ein hohes Alter wird übrigens auch durch die besonders starke Abtragung angezeigt. Der Haedir-Schildvulkan ist, obwohl stärker tektonisch zerhackt, in gleichem Masse abgetragen. Ein Altersvergleich zwischen diesen beiden Schildvulkanen bleibt jedoch unzuverlässig, besonders auch deswegen, weil zwischen den beiden Lavaschilden sich ein jüngerer Lavastrom (Lavastrom von Brekka) ergossen hat, welcher die Kontaktzone der beiden Schildvulkane vollständig verdeckt. Der Schildvulkan von Mosfellsheidi und der Lavastrom von Brekka sind auf Abb. 37 als  $b_1$  und  $b_2$  gekennzeichnet. Damit soll angedeutet werden, dass sie im Westen der Henglafjöll dieselbe stratigraphische Beziehung zu diesem Gebirgskomplex haben wie die Dalir-Serie, bzw. die Schichten von Framgrafningur im Osten.

## II. TEKTONISCHE ÜBERSICHT (Karte 5)

Wie eingangs erwähnt, liegt das Hengill-Gebiet im Bereich der Langjökull-Selvogsheidi Grabenzone, deren Breite 10—20 km beträgt. Diese Grabenzone befindet sich etwa in der Mitte der fast doppelt so breiten jungen Vulkanzone. Die Geschlossenheit und Mächtigkeit der jungen vulkanischen Bildungen nimmt



Abb. 38. Bruchtektonik SW von Hestvík (einer Bucht des Thingvallavatn, unten links). Zahlreiche parallele Brüche. Von Hestvík zieht die Zone der grössten tektonischen Absenkung über Háhryggur (Há) zum Skeggjadalur (S) und etwas nach Osten verschoben über Hengill (He). Blick nach Süden. Flugaufnahme.

Fig. 38. Block faulting SW of Hestvík (a subsided inlet of lake Thingvallavatn just visible at lower left). A relatively narrow strip of land is intensely broken up by numerous parallel faults. The zone of greatest subsidence continues from Hestvík across Háhryggur (Há) and Skeggjadalur (S) to Hengill (He). View towards south.

allerdings von der bruchtektonisch aktiven Grabenzone nach den Seiten ab; am weitesten aussen liegen einzelne Hyaloklastit-Vulkane von begrenzter Ausdehnung oder Lavavulkane von etwas grösserer Ausdehnung vor, z. B. Mosfellsheidi und Mosfell im Westen und die Grímsnes-Laven und Hestfjall im Osten des Hengill-Gebietes.

Die Gesamtheit des Grabens tritt zwar nicht als einheitliches morphologisches Element in Erscheinung, denn die vulkanischen Bildungen kompensieren

die tektonische Absenkung in ganz regelloser Weise bald mehr bald weniger und führen meistens sogar zu einer Art Reliefumkehr. Trotzdem sind die, meist NNE-SSW streichenden Längsstörungen für das *heutige Landschaftsbild* von ausschlaggebender Bedeutung. Abb. 38 und 39 zeigen noch einmal an zwei besonders deutlichen Beispielen, wie die heutige Oberfläche von der Tektonik beherrscht wird.

Im Hengill-Gebiet zieht die *Zone der grössten tektonischen Absenkung* von Hestvík in Thingvallavatn über die östlichen Dyrafjöll zum Skeggjadalur, von



Abb. 39. Staffelbrüche am Stangarháls. Dahinter Hagavíkurfjöll (H). Der Pfeil am linken Bildrand zeigt auf die Eruptionsspalte des Nesjahraun, das sich westlich und nördlich des Stangarháls ausbreitet. Blick nach ENE.

Fig. 39. Step faulting in Stangarháls. Behind it Hagavíkurfjöll (H). The arrow points at the eruptive fissure of Nesjahraun which spreads out west of Stangarháls. View towards ENE.

hier mitten durch Hengill zum Innstidalur und weiter über Stóra Skardsmýrarfjall und den östlichen Teil des Stóra Reykjafell. Nach Norden setzt sie sich über Thingvallavatn und Thingvellir fort (Saemundsson 1965 mit Zusammenfassung älterer Literatur), nach Süden hingegen über die Lakahnúkar, Hellur und das Gebiet zwischen Geitafell und Krossfjöll (Th. Einarsson 1960a).

Dieser Hauptsenkungstreifen wird im Hengill-Gebiet beiderseits von Staffelbrüchen flankiert. Im Westen sind im allgemeinen wenige Verwerfungen mit relativ hohen Verwurfsbeträgen, im Osten dagegen viele mit entsprechend geringen Verwurfshöhen. Häufig verlagern sich die höchsten Verwurfsbeträge von

einer Verwerfung auf die nächste (besonders eindrucksvoll auf dem nördlichen Hengill und im östlichen Stóra Skardsmýrarfjall). Weil die grösste Absenkung nahe dem West-Rand liegt, ist der Graben ausgesprochen asymmetrisch gestaltet.

Die *Breite* des Grabens beträgt nordöstlich des Thingvallavatn zwischen Súlnaberg und Hrossadalsbrún 19 km. Nach Süden zu verschmälert er sich auf 15 km zwischen Langahlíd und Nautabrekkur (nördlichstes Hengill-Gebiet), und auf 11 km zwischen Vegghamrar-Hengill einerseits und Úlfljótsvatnsfjall-Hlíðarfjall andererseits.

Die *Streichrichtung* des Grabens im Hengill-Gebiet liegt im allgemeinen zwischen N 30—35° E. Verwerfungen und Rücken (z. B. Sköflungur) mit nördlichem Streichen befinden sich westlich Hestvík. Auf der entgegengesetzten Seite des Grabens gibt es Brüche mit östlicherer Tendenz, zu denen parallel ebenfalls Rücken verlaufen (Dráttarhlíd). Im südöstlichen Teil des Hengill-Gebietes ist die herrschende, tektonische Richtung N-S bis N 10° E. So streichen zahlreiche Gänge nördlich Hveragerdi, Verwerfungen zwischen Hellisheidi und Ingólfsfjal und die Längsachse von Núpafjall-Árstadafjall. Im Steilhang von Árstadafjall befindet sich aber auch eine und im Steilhang des Núpafjall mehrere Verwerfungen mit N 30° E Streichen.

Der Rücken von Thjófaulaup stellt eine eigenartige Querstruktur dar. In seiner Verlängerung nach SE ziehen Verwerfungen über Hengill und gabeln nach SE auf. Die südlichste läuft auf den Krater von Bitra zu, der demnach an der Kreuzungsstelle zweier Verwerfungen liegt. Wo diese Querverwerfungen die östlichen, dicht gescharten Staffelbrüche auf der Höhe des Hengill kreuzen, befindet sich ein grosses Gebiet mit starker hydrothermaler Zersetzung; jedoch ist die heutige Aktivität gering.

Mehrfach zeigte sich, dass bei einer Verwerfung die *Sprunghöhe* in verschiedenartigen Gesteinsserien verschieden ist. Die höchsten Verwurfsbeträge wurden jeweils in den älteren Gesteinsserien festgestellt. Als Beispiele hierfür wurden schon genannt: Stangarháls—postglaziale Laven (S. 47), Krummaflár — Rücken von Snid-Hestvík (S. 40). Als drittes sehr eindrucksvolles Beispiel wären die grossen Verwerfungen der südlichen Dyrafjöll zu nennen, die beim Eintritt in die Hengill-Serien an Sprunghöhe stark verlieren bzw. nicht weiter zu verfolgen sind. Dies zeigt, dass, die Bruchbewegungen über einen grösseren Zeitraum bis in die jüngste Zeit fort dauerten.

Die grösste Absenkung innerhalb des Hauptgrabens im Hengill-Gebiet wurde in der Hestvík, im Bereich der ältesten Gesteinsserien des Gebietes, mit wenigstens 240 m festgestellt. In den südlich anschliessenden Dyrafjöll beträgt die Absenkung etwa 100 m und bei Hengill ca. 80 m, bei dem noch jüngeren Stóra Skardsmýrarfjall etwa 60—70 m. Obwohl eine gewisse Übereinstimmung zwischen Verwurfshöhen und dem Alter der Gesteinsserien nachgewiesen werden konnte, muss noch mit der Möglichkeit gerechnet werden, dass die Absenkung in der Längserstreckung des Grabens nicht gleichmässig verlief. Es ist durchaus möglich, dass sie im Bereich des Thingvallavatn schon von vornherein grösser war als weiter südlich. Ein Zusammenhang zwischen tiefer Absenkung

und grosser Menge an gefördertem Material — wie etwa bei calderaartigen Einbrüchen — konnte nicht festgestellt werden, auch nicht im Hengill oder Sleggja, dessen intermediäre bis saure Eruptiva sowie Hydrothermalaktivität auf einen relativ seichten Magmaherd schliessen lassen, der Anlass zu solchen lokalen Einsenkungen hätte geben können.

Die Bruchtektonik des Hengill-Gebietes spielte sich in dem *Zeitraum* ab, der *zwischen der Bildung der jüngsten Laven und der Bildung des Haedin-Schildvulkans* liegt. An einem Beispiel (Jórukleif) konnte gezeigt werden, dass die älteste Hyaloklastit-Serie der Dyrafjöll (die Nesjaskógur-Serie) z. T. auf Spalten ausbrach, die genau mit heute wirksamen Verwerfungen zusammenfallen (Abb. 10). Damit dürften die Bewegungen mindestens so alt sein wie die Nesjaskógur-Serie. Wahrscheinlich sind sie jedoch viel älter und gingen Hand in Hand mit dem Vulkanismus in der Langjökull-Selvogsheidi Grabenzone. Für eine Absenkungstendenz hohen Alters innerhalb dieser Zone spricht das Einfallen der alten tertiären und quartären Plateaubasalte, die im Westen und Osten der Grabenzone anstehen und unter sie eintauchen. Gelegentliche Diskordanzen innerhalb der obersten Plateaubasalte im Esja-Hvalfjörður Gebiet (Rutten 1958, S. 249), die jeweils grösseres Einfallen der älteren tektonischen Einheit zur Grabenzone hin zeigen, können im gleichen Sinne gedeutet werden. Allerdings handelt es sich dabei teilweise um eine diskordante Anlagerung an die Zentralvulkane der Esja und des Hvalfjörður, und nicht um eine echte tektonische Diskordanz.

Die postglazialen Bewegungen sind im tiefstgelegenen Grabenstreifen noch beträchtlich gewesen. So sind hier Strandterrassen, die westlich und südöstlich des Thingvallavatn liegen, unter das Niveau des Seespiegels gesunken (Saemundsson 1965). In dem postglazialen Lavafeld Hagavíkurhraun wurden 2—3 m hohe Bruchstufen angetroffen. Auch in Innstidalur ist ein postglazialer Lavastrom um ca. 2 m verworfen, unterhalb von Hellisskard um 1 m. Die seit dem Verschwinden des pleistozänen Eises aus diesem Gebiet aufgetretenen tektonischen Verstellungen sind am Ost-Rande des Grabens (West-Hang des Lyngdalsheidi-Schildvulkans, bis zum Hlíðarfjall) gering. Jedoch konnte aus der Verstellung alter Stauseeterrassen südlich Thingvallavatn gefolgert werden (Saemundsson 1965, S. 117), dass eine Absenkung um insgesamt 4—6 m seit dem Spätglazial auf die Brüche westlich des Úlfljótsvatn entfällt.

In den aktiven Vulkan- und Bruchzonen Islands sind *laterale* tektonische Verschiebungen sehr auffällig. Besonders eindrucksvolle Beispiele bietet das Gebiet nördlich und östlich Mývatn, sowie die ganze Reykjanes-Langjökull-Grabenzone. Hier ist in den postglazialen Laven der Betrag der Verschiebung für das Postglazial zu ca. 0,5 cm/Jahr berechnet worden (Walker 1965, S. 203). Rutten & Wensink (1960) deuten den Zentralisländischen Graben als eine junge und flache Bildung. Nach ihnen ist er jünger als die sog. Graue Stufe; ihre Beweisführung diesbezüglich ist jedoch wenig zwingend. Nach Ansicht des Verfassers spricht Folgendes für ein hohes Alter des westlichen Astes des Zentralisländischen Grabens: 1) Das parallele Streichen und Fallen (zum Graben hin) der

Plateau-Basalte auf beiden Seiten; 2) das überwiegende NE-SW-Streichen von Gängen innerhalb der Plateau-Basalte; 3) die Einschaltung einer mächtigen Basaltfolge mit glazialen Klimazeugen zwischen den tertiären Plateau-Basalten und den ganz jungen Bildungen, sowie ihre symmetrische Verbreitung beiderseits der Vulkanzone. Somit scheint Walker's Theorie (in Bödvarsson & Walker 1964, S. 289) einer stationären, relativ schmalen Vulkanzone unter Annahme seitlicher Drift den Verhältnissen viel besser zu entsprechen. Die Driftbeträge sind beträchlich, wenn von 0,5 cm/Jahr (wahrscheinlich ein Minimumwert) ausgegangen wird, z. B. seit Beginn der N<sub>2</sub>-Gruppe (Gauss) ca. 17 km.

## ENGLISH SUMMARY

*The Hengill area in SW-Iceland is a rugged terrain with a maximum elevation of 803 m. It is situated SW of Lake Thingvallavatn and forms the NE termination of the mountainous Reykjanes Peninsula. The area lies within a very active fault zone, stretching from Langjökull in the NE to Selvogshéidi in the SW, thus forming the „backbone“ of the western branch of the Central Icelandic Graben. The geology of this area, which is almost entirely built up of volcanic rocks, is shown on five maps and a detailed description is given in the paper. Several text figures indicate the mutual age relationships, structure and stratigraphy of these rocks. Elongated structures, called ridges in Icelandic nomenclature, are characteristic of the Hengill area. They have long been recognized as the product of subglacial fissure eruptions. More rectangular or cone shaped mountains such as Hengill and Súlufell probably formed where the lava extrusion mainly concentrated on a circular orifice. The fissure eruptions, shield volcanoes and monogenetic central eruptions (Tjarnahnúkur) of the area are the equivalents to those, formed on land, uncovered by ice.*

*Subglacially formed rocks hitherto named palagonite tuffs or palagonite breccias, here referred to as hyaloclastites, are together with pillow lava the most common rock type. Second in extent are pleistocene and postglacial lava flows.*

*Among the hyaloclastites pillow breccias, stratified hyaloclastites and reworked hyaloclastites were distinguished as the main types, of which again several varieties can be seen. The most common types are described and their mode of origin is discussed. The main conclusions arrived at are the following:*

*Pillow lava is believed to represent the effusive initial phase of a subglacial (subaqueous) eruption. The pillow lava tends to form a mound around the orifice. The pillow lava is enveloped in a layer of irregularly stratified hyaloclastites, which usually is of a considerable thickness (some tens of m) on the slopes of the hyaloclastite mountains. They are believed to represent accumulations of glassy debris which were formed together with the pillow lava due to direct contact of water and moving lava. This debris is transported by currents and deposited between the ice walls and the pillow lava itself.*

*Pillow breccia, which occupies similar positions within the hyaloclastite mountains as the previous unit, is believed to accumulate by gravitational slumping on the slopes of the pillow lava mounds. The high content of glass in the pillow*

*breccias seems to claim for either the participation of molten material or the formerly described irregularly stratified hyaloclastites in the slumping procedure. Minor parts of the pillow breccia, however, may form in other ways.*

*When the subglacial (subaqueous) eruption has built up a mountain nearly up to the water level (or the water level has been lowered by an escape of glacial melt water), the eruptive mechanism evidently changes over to explosive, phreatic activity. The main product of this phase are well bedded fine grained hyaloclastites (or tuffs). These often show inversely graded bedding but also current bedding. Near the base of these hyaloclastites and intermingled with the pillow breccias there may be extensive sheets and lenses of hyaloclastites containing various amounts of irregularly formed lava lumps in a fine grained glassy groundmass which dominates. These breccias are often bedded; the bedding ranging from very coarse to thin beds of about 10 cm.*

*A similar „lava lump“ breccia is very characteristic of the tholeiitic hyaloclastites (found in Háhryggur). There it is however nonsorted. Its formation here is supposedly connected with the higher viscosity of the original tholeiitic lava.*

*When the eruption has reached a stage, where the water had no access to the ascending lava, normal subaerial lavas are produced. When these in turn flow into the water they are brecciated. The well known foreset-bedded breccias are formed dipping about 25° outward indicating the direction of flow. In the ridges the eruptions usually do not continue until this situation is reached. In the tablemountains, however, the foreset-bedded breccias are usually well developed.*

*Subaerial lava flows move over the foreset-bedded breccias after they have built up to the water level. Thus the top basalts are formed and they are typical for the tablemountains. Often the lavas show an irregularly columnar jointing at the base just above the foreset-bedded breccias. Probably they were formed by water ingressions creating irregular cooling faces.*

*Only two types of reworked hyaloclastites are discussed. Both were formed by glacial agencies and they are particularly frequent on the slopes of the hyaloclastite mountains. One of these types consists of primary hyaloclastites that have been strongly compressed in situ. The other has the appearance of a moraine containing abundant heterogenous material. The second type may be very thick whereas the first type usually does not exceed a few m in thickness.*

*Sideromelane is the dominant glass type of the hyaloclastites. Outside areas of hydrothermal activity, where alteration is strong, the glass grains are usually somewhat altered to palagonite along their margins. Here palagonitization is just a weathering process affecting the hyaloclastites long after their formation. Sideromelane is not only formed when basalt lava comes into contact with water. Rapid cooling in the air also causes the formation of sideromelane as can be seen in basaltic airborne ashes and black porous scoria around many craters. The large amount of sideromelane in the hyaloclastites, however, must be attributed to water contact.*

*Petrography. The basalts (both lavas and hyaloclastites) of the Hengill-area*

can be divided into 4 distinct groups already in the field. Olivine basalts contain abundant olivine in the groundmass and usually have a rather coarse grain. Porphyritic basalts contain phenocrysts (or xenocrysts) of basic plagioclase sometimes as much as 40%. Picrite basalts contain up to 25% olivine phenocrysts but also augite and olivine phenocrysts in minor amounts. A very conspicuous feature of pillow lavas of picrite composition is the graviative settling of olivine and other phenocrysts in pillows. Tholeiites are finer grained than the olivine basalts. Lavas of this composition usually show some lamination, and in the breccias elongated pores often can be seen in the lava fragments. Tholeiites contain olivine just as a minor accessory but they are rich in microphenocrysts of magnetite.

Intermediate and acid rocks occur mainly southwest of Hengill. The intermediate rocks can be divided into tholeiitic andesites and rhyolitic andesites depending on mineralogical and field characteristics similar to tholeiites and rhyolites respectively. Four separate and small intrusive rhyolites occur in the rhyolitic andesites. The contacts consist of obsidian which grades into light flowbanded rocks. The interior consists of porous, greenish, brecciated rocks — probably it is an autoclastic breccia. Hengill and the area southeast of this mountain as far as Hveragerdi, is one of the most active hydrothermal areas in Iceland. Locally the rocks have been highly affected by solfataric alteration. The association of the high temperature area with differentiated acid rocks suggests a common origin in the form of intrusions at depth.

Regional geology. The oldest rocks of the area outcrop in the NW, where they form a well preserved shield volcano, Haedir, built up of olivine basalts. The eastern part of this volcano, however, has been heavily downfaulted, the downthrow amounting to about 240 m. In the SW the rocks are more heterogenous, consisting of both hyaloclastites and basalt lavas of olivine basalt and tholeiitic composition. On account of deep valleys, which have been eroded into this series, it is called here „Dalin“ series. The age of this series and the Haedir shield volcano is greater than of last glaciation. Both are normally magnetized and they evidently belong to the Brunhes geomagnetic polarity epoch. A more precise age is difficult to ascertain. The hyaloclastite mountains of the Hengill area, with which this paper is mainly concerned, are probably all of last glacial age. Their situation on NE-SW trending lines and their grouping in narrow belts with the same trend supplies a natural basis for the description of four main groups of volcanoes with different structural setting.

I. The first of these, Henglafjöll, is a 5 —6 km broad volcanic zone about 20 km in length, stretching from Lake Thingvallavatn in the NE to Hellisheidi in the SW. The oldest rocks of this zone are exposed in the Dyralfjöll. These are the olivine basaltic Nesjaskógur series and the extensive tholeiitic Háhrýggur series. In the north and west they overlie the lavas of the Haedir shield volcano and a somewhat younger lava flow originating near Brekka which has flowed mainly to the north. The olivine basalts of Húsmáli are the oldest rocks in the south. They are overlain by the intermediate and acid rocks of Sleggja that

were erupted subglacially. Hengill overlies the Háhrýggur series in the north and the Sleggja in the south. Hengill is a tablemountain of more than 800 m elevation, strongly dissected by faults and erosion. The rocks of Hengill, although hydrothermally altered in the south and east, can easily be recognized by means of their glomeroporphyritic texture. The next in age are ridges of both a very pronounced orography and a young appearance of porphyritic pillow lavas and hyaloclastites. They are most conspicuous in the Dyrafjöll region. Some of these have been dissected by erosion down to the base. Feeder dykes are exposed occasionally. All these ridges strike almost NE—SW except one west of Hengill which strikes NW—SE. Faults and fissures continue in this direction across Hengill to the Bitra crater short east of Hengill. The formation of Bitra is the last eruption in the Henglafjöll, which occurred while the area still was covered by ice. The lower part of the Bitra volcano consists of hyaloclastites grading upwards into subaerial lavas. The main lava flow moved towards SW down to Hveragerdi. The unusually steep sides of the Bitra lava were presumably piled up in a glacial melt water lake, or formed when the ice walls dammed up the lava.

The zone of greatest subsidence in the western branch of the Central Icelandic Graben passes through the Henglafjöll, thus influencing structure and morphology of this area considerably. This main graben is bounded on both sides by numerous faults which form a system of step faults. The maximum subsidence in the Henglafjöll (240 m) can be calculated from the Haedir basalts. Less amounts were measured in the Dyrafjöll (100 m) Hengill (80 m) and Stóra Skardsmýrarfjall (60—70 m). A subsidence of only 1—3 m is indicated by postglacial lavas. Thus the amount of subsidence seems to be relative to the age of the volcanic formations involved. During postglacial time as many as four fissure eruptions have occurred just SW of Hengill and two have taken place NE of this mountain. These have produced lava flows of considerable extent. More isolated central eruptions have occurred on the shore of Lake Thingvallavatn and in this lake.

In connection with Sandey (postglacial ash cone in Lake Thingvallavatn) it is concluded that all ash cones or tephra rings in Iceland such as Hverfjall or the Vatnaöldur, are phreatic in origin. They are all situated on highly permeable young lavas or river gravels, where ground water level stands high. Even Vatnaöldur may partly have formed in a lake. The ground water must have had an easy access to the vent thus giving rise to the phreatic eruptions.

II. Hagavíkurfjöll is a group of mountains east and south of the inlet Hagavík in Thingvallavatn. They already lie east of the presently most active graben zone. Only the oldest, westernmost units, Lómatjarnarháls and Bæjarháls, show structural disturbances. Hagavíkurfjöll are built up mostly of pillow lavas covered by a thin veneer of hyaloclastites. Most of these rocks are porphyritic basalts except Mælifell, a somewhat complex structure, which is built up of picrite basalts containing about 25% olivine phenocrysts. The pillow lavas of Mælifell provide a very remarkable example of gravitative settling of pheno-

crysts in the pillows. The age relationship could be established fairly well. The youngest unit is a discontinuous ridge, 9 km in length, extending from Lambhagi in the NE through Ölfusvatnsfjöll and Selhóll to the roots of Hrómundartindur in the SW.

III. The Núpafjall-Stapafell row is an almost continuous chain of ridges, stretching for 14 km in NE—SW direction. This volcanic row is devoid of faults in its northern part, but towards the south where it strikes in a more southerly direction, small parallel faults are to be seen. The southern half of the row, Núpafjall, Árstadafjall, Molddalahnúkar and the Ölkelduhnúkar consist of hyaloclastites and pillow lavas of olivine basaltic composition. In Hrómundartindur both nonporphyritic olivine basalts and porphyritic basalts occur. This mountain, which is the greatest of the row, is built up of pillow lavas covered on the slopes by hyaloclastites. These are extremely irregular except in Lakahnúkur where they form a series of about 100 m thickness, consisting of regularly stratified hyaloclastites dipping to the east. Stapafell, probably the oldest unit of this row, consists of a very characteristic breccia containing irregular lava lumps in abundant glassy matrix. This breccia is petrographically a tholeiitic andesite. The eruption of Tjarnahnúkur is probably of early post-glacial age. This locality is situated near the southern end of Hrómundartindur. A lava flow of highly porphyritic basalt was erupted from the crater and flowed mainly to the north along the Ölfusvatnsá.

IV. The Katlatjarnir volcanic zone about 7 km in total length, lies east of the previously described volcanic row parallel to its northern part. Here the oldest rocks are olivine basalts and faintly porphyritic basalts. They build up the broad hyaloclastite socles of Dalaskardshnúkur, Katlatjarnahryggur and Vidihlid. Near the northern end of Katlatjarnahryggur and overlying it are the coneshaped Súlufell and farther southwest the short steep-sided ridge of Kyllisfell. Both consist of porphyritic pillow lavas and are covered by hyaloclastites on the slopes. Next in age are deep explosion craters. The greatest, Smjördalur and Katlatjarnir, were blown out in the flanks of Súlufell and Kyllisfell revealing the inner structure of both. Katlatjarnir is a row of partly intersecting explosion craters. The age of the explosion craters is Pleistocene since they have been overrun by ice and nothing is left of the material thrown out. This is substantiated by the fact, that small hyaloclastite ridges have been formed subsequently west and north of each explosion crater. Partly the ridges overlap the crater rims. This is best seen in Smjördalur. The volcanic zone of Katlatjarnir is apparently free of faults and there no volcanic eruptions have occurred during the Postglacial.

The last chapter of this paper is devoted to the stratigraphy and structure of the Hengill area and their relation to the geology of SW-Iceland in general. Two tables are presented showing the age relationships of the (mainly) hyaloclastites of the Hengill area as reconstructed from relative position, intercalated tillites, petrographical differences of rock types and morphologic evidence. A section is given which shows the position of the hyaloclastites in the middle

of the active fault zone overlying rocks of the „Dalir“ series in the south and east, and the Mosfellsheidi shield volcano in the west, both of which show no tilting. Emerging from under these occur on both sides of the volcanic zone, dipping towards it, basalts and hyaloclastites containing intercalated tillites.

The main characteristics of the faulting such as strike, different downthrust in rocks of different age and the major movements being limited to the Henglafjöll already have been mentioned. Some remarks on the extent and possible evolution of the western branch of the Central Icelandic Graben remain to be added. The 4—5 km broad fault zone of the Henglafjöll actually constitutes the most active inner part of a 15—20 km broad graben structure which extends from Langjökull down to Selvogsheidi in the SW. The young volcanism, although concentrated in this broad fault zone, is however not strictly confined to it. Many volcanoes have been active outside it on either side, becoming less prominent with increasing distance. Lateral extension displayed by open fissures in the lavas north of Thingvellir has been calculated to about 0,5 cm/year. It is concluded that lateral spread of this order is in good agreement with much geological evidence thus favouring the assumption of a relatively narrow stationary volcanic zone over a long period.

## LITERATURVERZEICHNIS

- Barth, T. F. W. 1937: Volcanic ash from Vatnajökull: a modern formation of sideromelane. — *Norsk geol. tidsskr.*, 17: 31—38.
- „ „ 1950: Volcanic geology, hot springs and geysers of Iceland. — *Carnegie Inst. Washington. Publ.* 587, 174 S.
- Bateman, P. C. 1953: Upside-down graded bedding in right-side-up lacustrine pumice (California). — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64: 1499—1500.
- Bemmelen, R. W. van und Rutten, M. G. 1955: Tablemountains of Northern Iceland. — 217 S., E. J. Brill Verlag, Leiden.
- Bödvarsson G. & Walker, G. P. L. 1964: Crustal drift in Iceland. — *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 8, 3: 285—300.
- Born, A. 1923: Über die Erscheinungsform eines submarinen Ergusses. — *Z. dtsh. geol. Ges.*, 74, B. Monatsber.: 101—117.
- Carlisle, D. 1963: Pillow Breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. — *J. Geol.*, 71, 1: 48—71.
- Carmichael, I. S. E. 1964: The petrology of Thingmúli, a tertiary volcano in Eastern Iceland. — *J. Petrol.*, 5, 3: 435—460.
- Cotton, C. A. 1952: Volcanoes as landscape forms. — 415 S. Wellington.
- Cucuzza-Silvestri, S. 1963: Proposal for a genetic classification of hyaloclastites. — *Bull. Volcanol.*, 25: 315—321.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. 1963: Rock forming minerals, Vol. 4, Framework silicates. London.
- Einarsson, Thorleifur 1960a: Geologie von Hellisheidi. — *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, 5, 55 S.
- „ „ 1960b: Thaettir úr jafraedi Hellisheidar (Auszüge aus der Geologie von Hellisheidi.) — *Náttúrufræðingurinn*, 30, 4: 151—175. (Isl.).
- „ „ 1961: Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Klimageschichte Islands. — *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, 6, 52 S.
- Einarsson, Trausti 1946: Origin of the basic tuffs of Iceland. — *Acta nat. Isl.*, 1, 75 S.
- „ „ 1951: (Geology of the Hengill area). — *Tímarit Verkfræðingafélags Íslands* 36: 49—60. (Isl. mit engl. Zusamm.).
- „ „ 1957: Magneto-geological mapping in Iceland with the use of a compass. — *Phil. Mag. Suppl.*, 6, 22: S. 232—239.
- „ „ 1962: Upper tertiary and pleistocene rocks in Iceland. — *Soc. Sci. Isl.*, Rit 36, 196 S.
- „ „ 1965a: Submarine volcanic breccia in the area south of Tjörnes. — *Soc. Sci. Isl. Greinar IV*, 1: 29—47.
- „ „ 1965b: On the geology of Stapafell-Súlur and the surrounding area. — *Soc. Sci. Isl. Greinar IV*, 1: 49—76.
- Fisher, R. V. 1960: Classification of volcanic breccias. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71: 973—982.
- Fuller, R. E. 1931: The aqueous chilling of basaltic lava on the Columbia River Plateau. — *Am. J. Sci.*, 5th ser., 21, 124: 281—300.

- Fuller, R. E. 1932: Concerning basaltic glass. — *Am. Min.*, 17, 3: 104—107.
- Hamilton, W. & Myers, W. B. 1962: Menan Buttes, cones of glassy basalt tuff in the Snake River Plain, Idaho. — *U. S. Geol. Surv. prof. paper* 450—E: 114—118.
- Henderson, J. F. 1953: On the formation of pillow lavas and breccias. — *Royal Soc. Canada Trans.*, 3<sup>d</sup> ser., sec. 4, Vol. 47: 23—32.
- Hentschel, H. 1963: In-situ Brekzien der unterkarbonischen Pillowdiabase des Dillgebietes im Rheinischen Schiefergebirge. — *Bull. volcanol.*, 25: 97—107.
- Honnorez, J. 1963: Sur l'origine des hyaloclastites (note préliminaire). — *Bull. volcanol.*, 25: S. 253—258.
- Hoppe, H. J. 1940: Untersuchungen an Palagonittuffen und über ihre Bildungsbedingungen. — *Chemie der Erde*, 13: 484—514.
- Jónsson, J. 1954: (Formation of palagonite in Landbrot). — *Náttúrufræðingurinn*, 24, 3: 113—122. (Isl. mit engl. Zusamm.).
- „ „ 1960: (Tillite in the neighbourhood of Reykjavík). — *Ibid.*, 30, 2: 55—67. (Isl. mit engl. Zusamm.).
- „ „ 1961: Some observations on the occurrence of sideromelane and palagonite. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 40: 81—86.
- „ „ 1963: (On inclusions in Icelandic rocks). — *Náttúrufræðingurinn*, 25, 1: 154—171, Reykjavík 1963. (Isl. mit engl. Zusamm.).
- Kjartansson, G. 1943: Yfirlit og jardsaga (Übersicht und Geologie) — *Árnesingasaga I*, 1—248. Reykjavík. (Isl.).
- „ „ 1960: The móberg formation. — *On the Geology and Geophysics of Iceland. Intern. Geol. Congr., Guide to excursion No. A2*: 21—28.
- „ „ 1960: Geological Map of Iceland, Sheet 3 (Southwest Iceland). — *Museum of Natural History, Reykjavík*.
- „ „ 1964: (The retreat of the last glacial ice-sheet and some volcanoes in the Kjölur area Central Iceland). — *Náttúrufræðingurinn*, 34, 1: 9—38. (Isl. mit engl. Zusamm.).
- Macdonald, G. A. 1944: The 1840 eruption and crystal differentiation in the Kilauea magma column. — *Am. J. Sci.*, 242: 177—189.
- „ „ 1962: The 1959 and 1960 eruptions of Kilauea volcano, Hawaii and the construction of walls to restrict the spread of the lava flows. — *Bull. volcanol.*, 24: 249—294.
- Macdonald, G. A. & Kastura, T. 1964: Chemical composition of Hawaiian lavas. — *J. Petrol.*, 5, 1: 82—133.
- Mathews, W. H. 1947: „Tuyas“, flattopped volcanoes in Northern British Columbia. — *Am. J. Sci.*, 245: 560—570.
- Mathews, W. H., Thorarinnsson, S., Church, N. B. 1964: Gravitative settling of olivine in pillows of an icelandic basalt. — *Am. J. Sci.*, 262: 1036—1040.
- Mc Birney, A. R. 1963: Factors governing the nature of submarine volcanism. — *Bull. volcanol.*, 24: 455—469.
- Muir, J. D. & Tilley, C. E. 1964: Basalts from the northern part of the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge. — *J. Petrol.*, 5, 3: 409—434.
- Nayudu, Y. R. 1962: Submarine eruptions of basalts and the problem of palagonitization. — *Internat. Symp. on Volc. Japan*, S. 49 (abstract).
- Nielsen, N. & Noe-Nygaard, A. 1936: Om den islandske Palagonit-Formations Oprindelse. — *Geogr. Tidsskr.*, 39, 2: 89—122.
- Noe-Nygaard, A. 1940: Subglacial volcanic activity in ancient and recent times. — *Fol. Geogr. Dan.* 1, 2: 1—67.
- „ „ 1955: *Geologie, Processer og Materialer*, 399 S., Scandinavian University Books, Kopenhagen.
- Norton, W. H. 1917: *Studies for Students. A classification of breccias*. — *J. Geol.*, 25: 160—194.
- Oetting, W. 1930: *Neue Forschungen im Gebiet zwischen Hofsjökull und Langjökull auf Island*. — *Deutsche Islandsforschung 1930*, Bd. 2, Natur: 50—72.

- Peacock, M. A. 1926a: The volcano-glacial Palagonite Formation of Iceland. — *Geol. Mag.* 63: 385—399.
- „ „ 1926b: The Petrology of Iceland. Part I, The Basic Tuffs. — *Transact. Roy. Soc. Edinburgh*, 55, 1, 3: 51—76.
- „ „ 1926: The Geology of Videy. A Record of igneous action in Glacial Times. — *Transact. Roy. Soc. Edinburgh*, 54, 2, 9: 441—465.
- „ „ 1930: The distinction between chlorphaeite and palagonite. — *Geol. Mag.*, 67: 70—78.
- Peacock, M. A. & Fuller, R. E. 1928: Chlorophaeite, sideromelane and palagonite from the Columbia River Plateau. — *Am. Min.*, 13: 360—383.
- Penck, A. 1876: Über Palagonit und Basalttuffe. — *Z. dtsh. Geol. Ges.*, 31: 504—577.
- Pjeturss, H. 1900: The glacial palagonite formation of Iceland. — *Scottish Geogr. Mag.*, 16: 265—293.
- „ „ 1904: Om nogle glaciale og interglaciale Vulkaner paa Island. — *Oversigt over det kgl. danske Vidensk. Selsk. Forhandl.*, 4: S. 217—267.
- „ „ 1910: Island. — *Hdb. Reg. Geologie IV*, 1: 1—21. Heidelberg.
- Quon, S. H. & Ehlers, E. G. 1963: Rocks of northern part of Mid-Atlantic Ridge. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74: 1—8.
- Rittmann, A. 1958: Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosiddetti tufi palagonitici. — *Boll. Accad. Gioenia Sci. Nat.*, Ser 4, Vol. 4, Fasc. 6: 311—318.
- „ „ 1960: Vulkane und ihre Tätigkeit. — 366 S., 2. Aufl., Enke-Verlag, Stuttgart.
- Rosenbusch, H. 1908: Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine 2, Ergussgesteine, IX S. + S. 717—1592. Stuttgart.
- Russell, I. C. 1902: Geology and water resources of the Snake River Plains of Idaho. — *U. S. Geol. Survey Bull.*, 199: 113—115.
- Rutten, M. G. 1956: The Geology of Videy (Iceland). A Reinterpretation. — *Verhandl. van het Koninkl. Nederl. Geol.-Mijnbouw. Genootschap.*, *Geol. Ser.*, Deel 26, Gedenkboek H. A. Brouwer: 394—402.
- „ „ 1958: Geological reconnaissance of the Esja-Hvalfjörður-Ármannsfell area, SW-Iceland. — *Verhandl. van het Koninkl. Nederl. Geol.-Mijnbouw. Genootschap.*, *Geol. Ser.*, Deel 27, 3. Stuk: 219—298.
- Rutten, M. G. & Wensink, H. 1960: Structure of the Central Graben of Iceland. — *Intern. Geol. Congr.*, 21. Session, Part 18: 81—88.
- Saemundsson, K. 1962: Das Alter der Nesja-Lava (Südwest-Island). — *N. Jb. Geol. Paläontol.*, Mh., 12: 650.
- „ „ 1965: (Aus der geologischen Geschichte des Thingvallvatn). — *Náttúrufræðingurinn*, 35, 3: 103—144. (Isl. m. dtsh. Zusamm.).
- Schwarzbach, M. 1955: Allgemeiner Überblick der Klimageschichte Islands. — *N. Jb. Geol. Paläontol.*, Mh., 3: 97—130.
- Shand, S. J. 1949: Rocks of the Mid-Atlantic Ridge. — *J. Geol.*, 57: 89—91.
- Shoemaker, E. M. 1962: Interpretation of lunar craters. — In *Kopal: Physics and Astronomy of the Moon*: 283—359.
- Stearns, H. T. & Vaksvik, K. N. 1935: Geology and ground water resources of the island of Oahu, Hawaii. — *Hawaii Div. of Hydrography*, 1, 479 S.
- Thorarinsson, S. 1952: Hverfjall. — *Náttúrufræðingurinn*, 22, 3: 113—129 und 4: 145—172. (Isl. mit engl. Zusamm.).
- „ „ 1960: The postglacial history of the Mývatn area and the area between Mývatn and Jökulsá á Fjöllum. — On the Geophysics of Iceland. *Intern. Geol. Congr.*, Guide to excursion No. A2: 60—69.
- „ „ 1965: (Some facts about the Surtsey Eruption). — *Náttúrufræðingurinn*, 35, 4: 153—181. (Isl. m. engl. Zusamm.).
- Thorarinsson, S., Einarsson, Th., Sigvaldason, G., Elisson, G. 1964: The submarine eruption off the Westman Islands 1963—1964. — *Bull. volcanol.* 27: 1—11.

- Thoroddsen, Th. 1958: *Ferdabók I* (Reisebuch). — 386 S. (Neue Auflage) Reykjavík. (Isl.).
- „ „ 1905—1906: *Island. Grundriss der Geographie und Geologie.* — *Ergänzungshefte* 152 und 153 zu *Peterm. Mitt.*, 358 S.
- „ „ 1925: *Die Geschichte der isländischen Vulkane.* — *Det Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skr.*, Reihe 8, Bd. 9, 458 S., Kopenhagen.
- Tröger, W. E. 1959: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.* — 3. Auflage, 147 S. Stuttgart.
- Wager, L. R. 1962: *Igneous cumulates from the 1902 eruption of Soufriere, St. Vincent.* *Bull. volcanol.*, 24: 93—99.
- Walker, G. P. L. 1958: *Geology of the Reydarfjörður aerea Eastern-Iceland.* — *Quart. J. geol. Soc. London*, 114, 3, 455: S. 367—393.
- „ „ 1963: *The Breiddalur central volcano, Eastern Iceland.* — *Ibid.*, 119,1, 473: 29—63.
- Walker, G. P. L. & Blake, D. H. 1966: *The formation of a palagonite breccia mass beneath a valley glacier in Iceland.* — *Ibid.*, 122, 1, 485: 45—61.
- Waltershausen, S. von 1853: *Über die vulkanischen Gesteine in Sizilien und Island und ihre submarine Umbildung.* — In der Dietrichschen Buchhandlung Göttingen. 532 S.
- Washington, H. S. 1909: *The submarine eruptions of 1831 and 1891 near Pantelleria.* — *Am. J. Sci.*, 177: 131—150.
- Waters, A. C. 1960: *Determining direction of flow in basalts.* — *Am. J. Sci.*, 258A: 350—366.
- Wentworth, C. K. & Williams, H. 1932: *The classification and terminology of the pyroclastic rocks.* — *Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Council*, 89: 19—53.
- Wentworth, C. K. & Macdonald, G. A. 1953: *Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii.* — *U. S. Geol. Survey Bull.* 994, 98 S.
- Yagi, K. 1964: *Pillow lavas of Keflavík, Iceland and their genetic significance.* — *J. Fac. Sci. Hokkaido University, Ser. IV, Geol. and Min.* 12, 2: 171—183.
- Yoder, H. S. & Sahama, Th. G. 1957: *Olivine x-ray determinative curve.* — *Am. Min.* 42: 475—491.

TAFEL I.

- Abb. a.* Porphyrischer Basalt mit einem Glomerofenokristall aus Plagioklas und Olivin (rechts) in feinkörniger Grundmasse. Top-Basalte von Hengill (SE-Ecke). X Nickols. X 80. Schliff no. 20.
- Abb. b.* Pikrit mit Grundmasse aus vorwiegend bräunlichem, fächerförmigem Pyroxen, sowie Plagioklasleistchen, Olivin und Erz. Oben links Rand eines Olivin-Einsprenglings. Maelifell Pillow-Lava. Gewöhnliches Licht. X 80. Schliff no. 17.
- Abb. c.* Tholeiit mit idiomorphen Mikrofeno-kristallen von Magnetit. Háhryggur-Lava. Gewöhnliches Licht. X 360. Schliff no. 625.
- Abb. d.* Glassaum eines tholeiitischen Pillows mit paralleler Anordnung der Mikrolithe (Plagioklas und Pyroxen). Vegghamrar. Gewöhnliches Licht. X 80. Schliff no. 627.

PLATE I.

- Fig. a.* Porphyritic basalt showing a glomerophenocryst of plagioclase and olivine (right) in a finegrained groundmass. Hengill top basalts (SE-corner). Crossed nickols. X 80.
- Fig. b.* Picrite composed mainly of brown, sheaf-like augite, also containing plagioclase laths olivine and ore. The rim of an olivine phenocryst can be seen in left upper corner. Maelifell pillow lava. Plane polarized light. X 80.
- Fig. c.* Tholeiite containing euhedral magnetite grains. Háhryggur lava. Plane polarized light. X 360.
- Fig. d.* Glassy rim of a tholeiitic pillow showing parallel arrangement of microlites (plagioclase and pyroxene). Locality Vegghamrar. Plane polarized light. X 80.

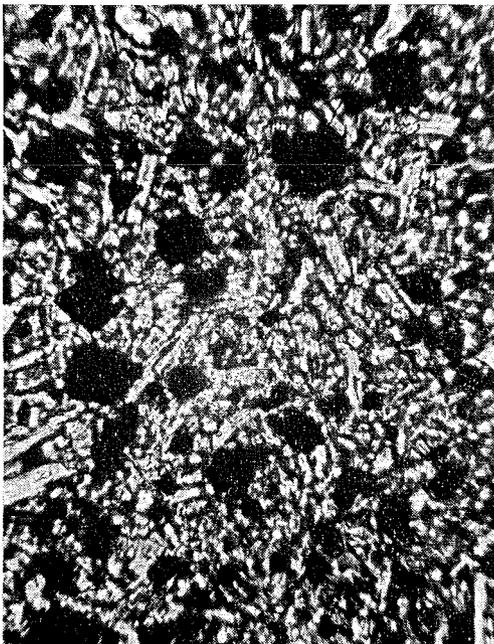
TAFEL 1



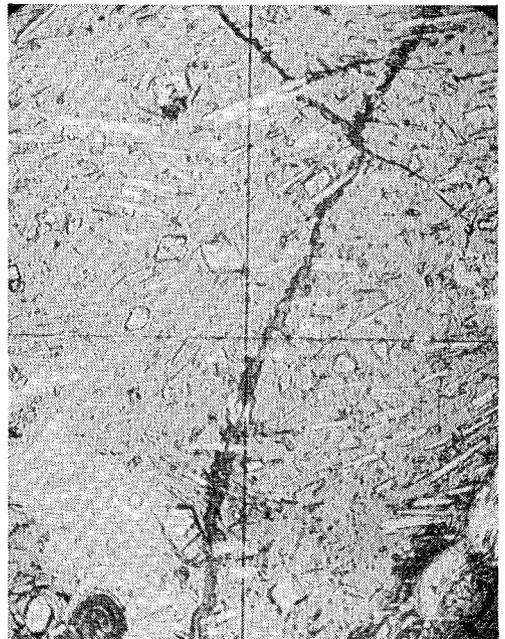
a



b



c



d

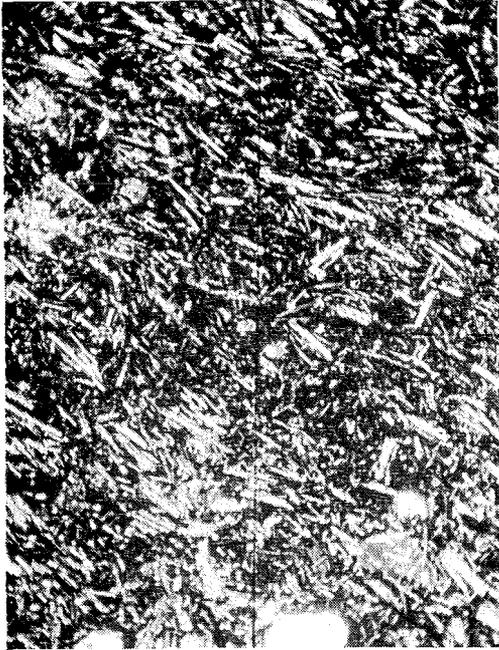
## TAFEL II.

- Abb. a.* Tholeiitischer Andesit mit paralleler Anordnung von Plagioklasleistchen und einer Grundmasse aus braunem Glas, Pyroxen und idiomorphen Erzkörnern. Mikrofenokristalle von Plagioklas und Augit mit Uhrglas-Struktur (Kristall im Fadenkreuz) sind zu sehen. Basis einer Intrusion in Sleggja. X Nickols. X 80. Schliff 641.
- Abb. b.* Rhyolith mit Tridymit-Sphärolithen an der Innenwand von Poren. Vorkommen nördlich von Höhe 617 in Sleggja. Gewöhnliches Licht. X 80. Schliff 43.
- Abb. c.* Palagonitisierung am Sideromelan. Abgebildet sind drei Kerne aus unzersetztem Sideromelan (dunkel), umgeben von gelbem, anisotropen Fibropalagonit. Die Füllmasse zwischen den Palagonit-Körnern besteht aus Zeolithen (Mesolith und Analcim) und Calcit Einbúi in Lambhagi. X Nickols. X 80. Schliff no. 91.
- Abb. d.* Glassaum eines olivinbasaltischen Pillows mit Plagioklas-Mikrolithen, die von einem Filz von Pyroxen-Nadeln umgeben sind. Stóra Skardsmýrarfjall. Gewöhnliches Licht. X 360. Schliff K 15.

## PLATE II.

- Fig. a.* Tholeiitic andesite showing parallel arrangement of plagioclase laths in a groundmass of brownish glass, pyroxene and euhedral magnetite grains. Microphenocrysts of plagioclase and augite showing hourglass structure (under the cross) can be seen. Base of intrusion in Sleggja. X nickols. X 80.
- Fig. b.* Rhyolite containing tridymite spherulites on the inner border of pores. North of location 617 in Sleggja. Plane polarized light. X 80.
- Fig. c.* Palagonitization of sideromelane. The photograph shows three cores of unaltered sideromelane (dark). These are bordered by anisotropic fibropalagonite showing distinct fibres near the core. The interstitial mass between the palagonite grains is composed of zeolitic material (mesolite and analcite) and calcite. Location Einbúi in Lambhagi. X nickols. X 80.
- Fig. d.* Glassy rim of an olivine basalt pillow showing plagioclase microlites surrounded by spherulitic aggregates of pyroxene. Location Stóra Skardsmýrarfjall. Normal light. Plane polarized light. X 360.

TAFEL 2



a



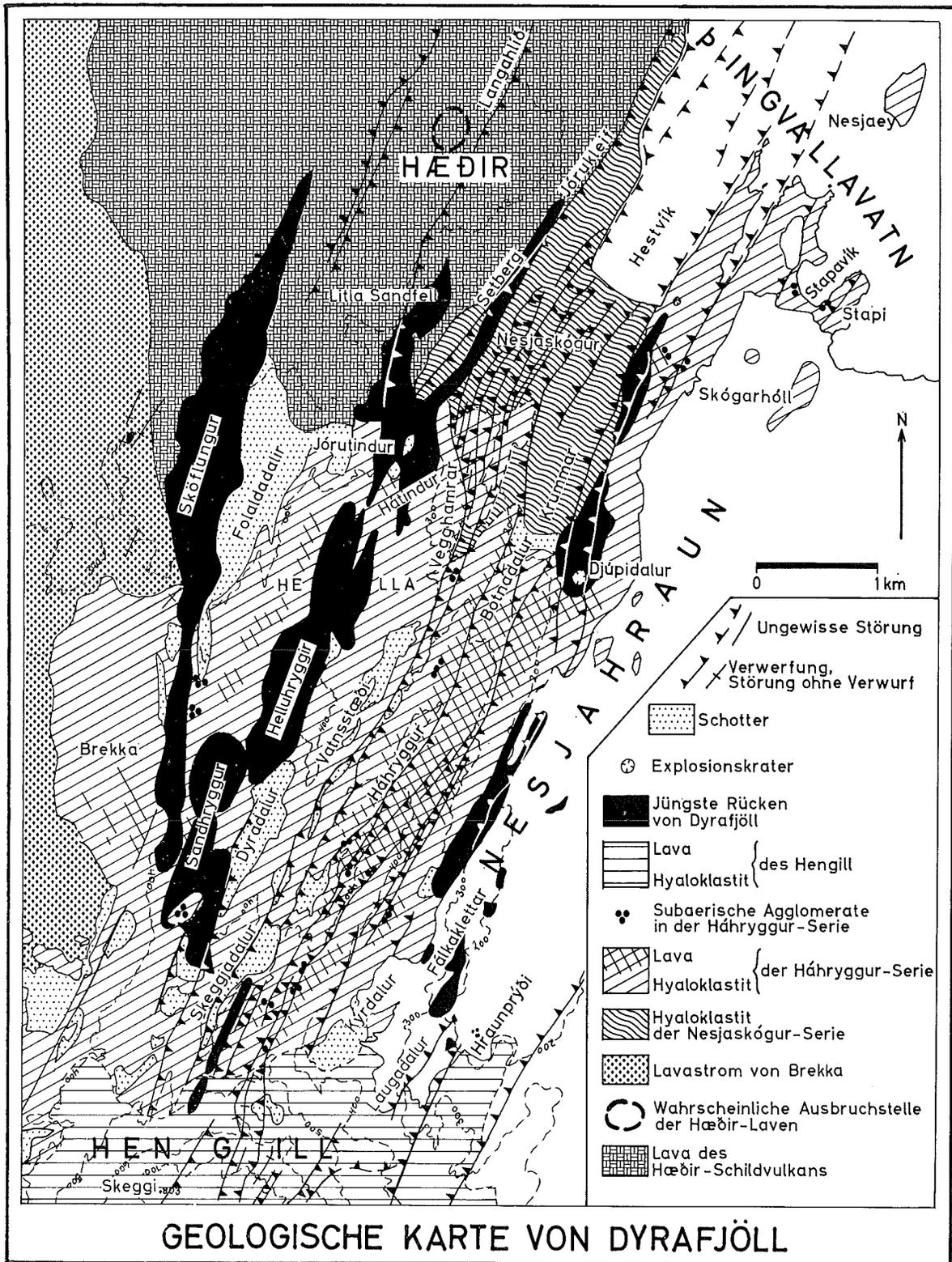
b



c

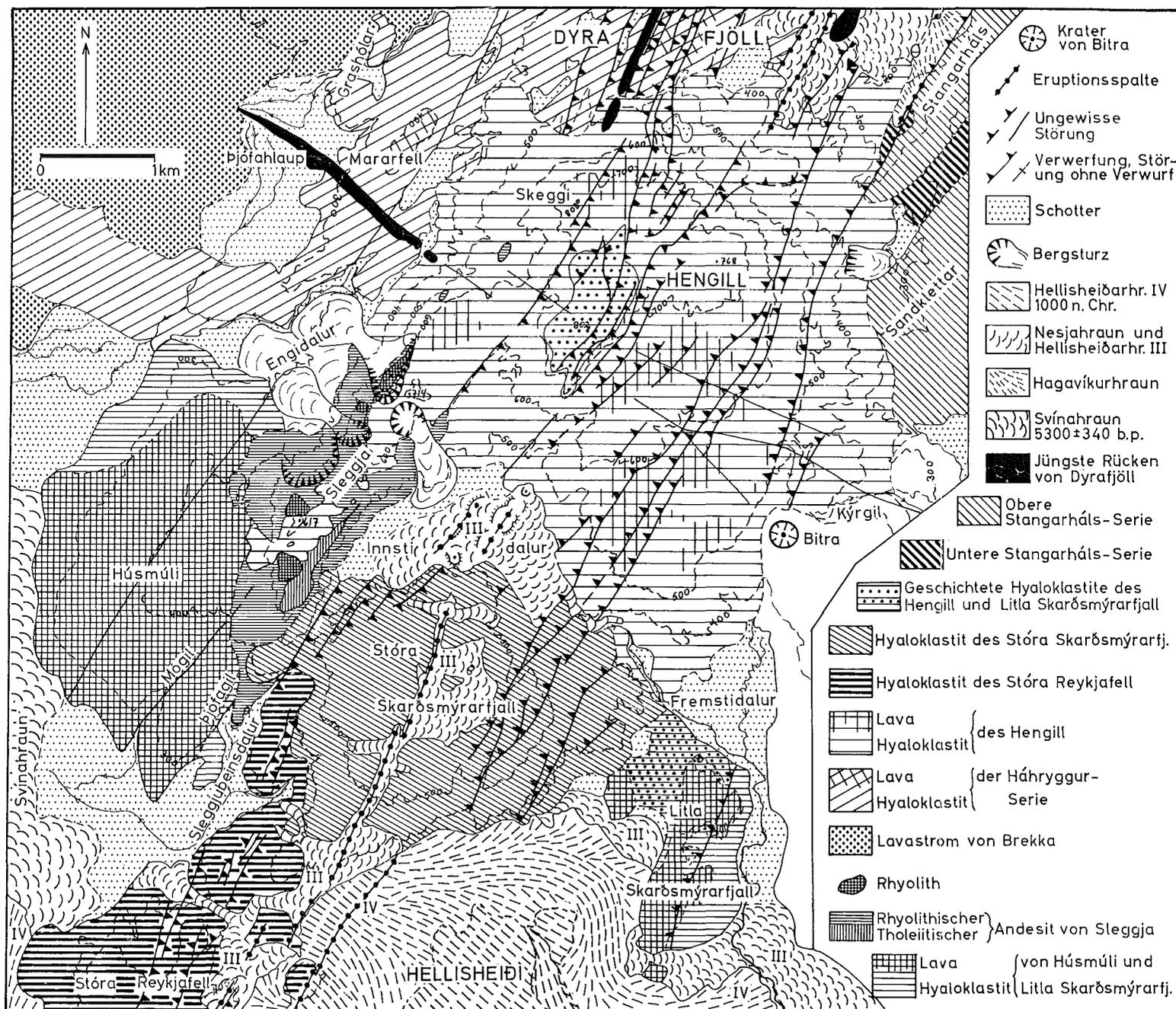


d

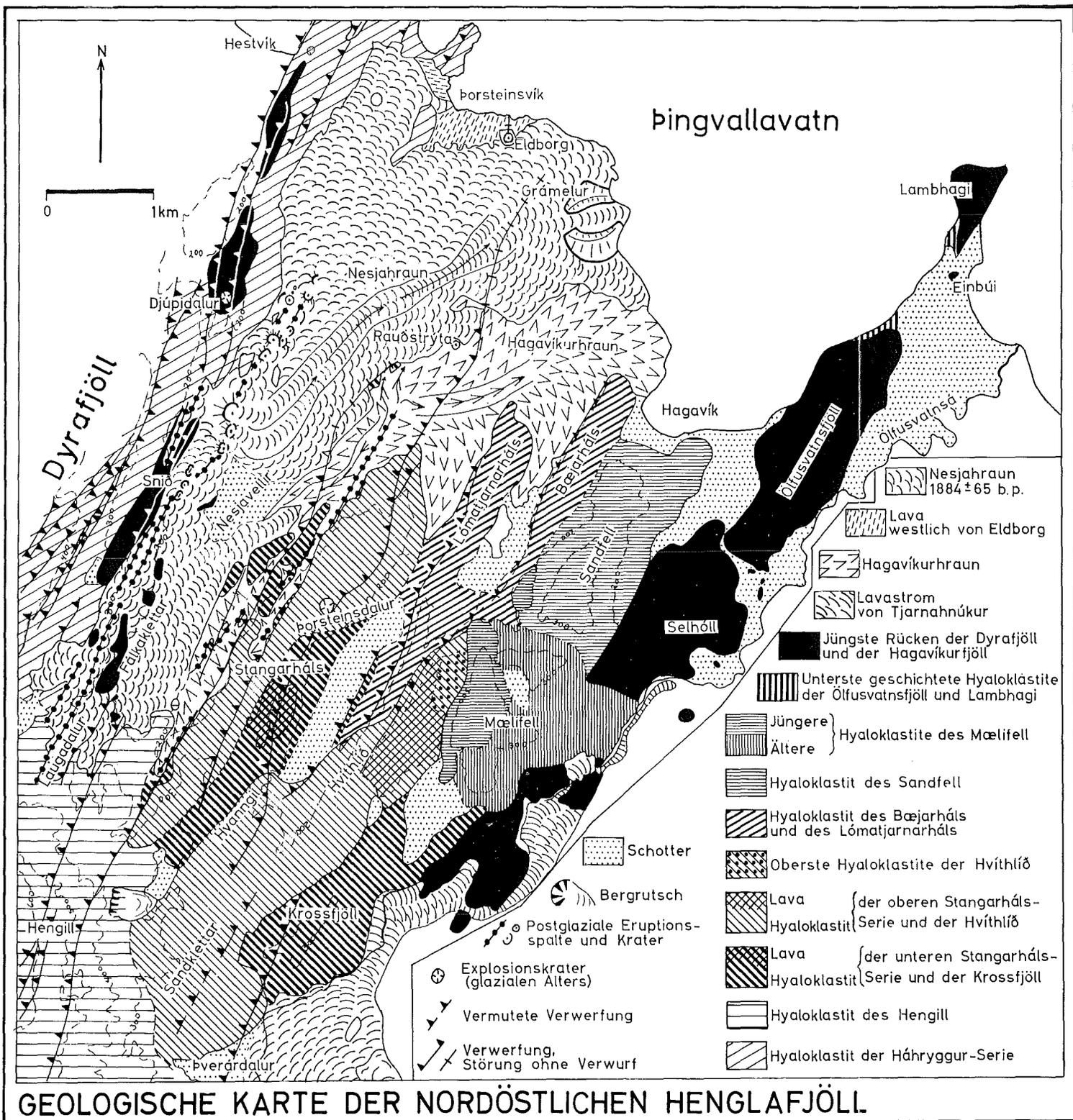


KARTE 1.

# GEOLOGISCHE KARTE VON HENGILL UND DEN SÜDL. HENGLAFJÖLL

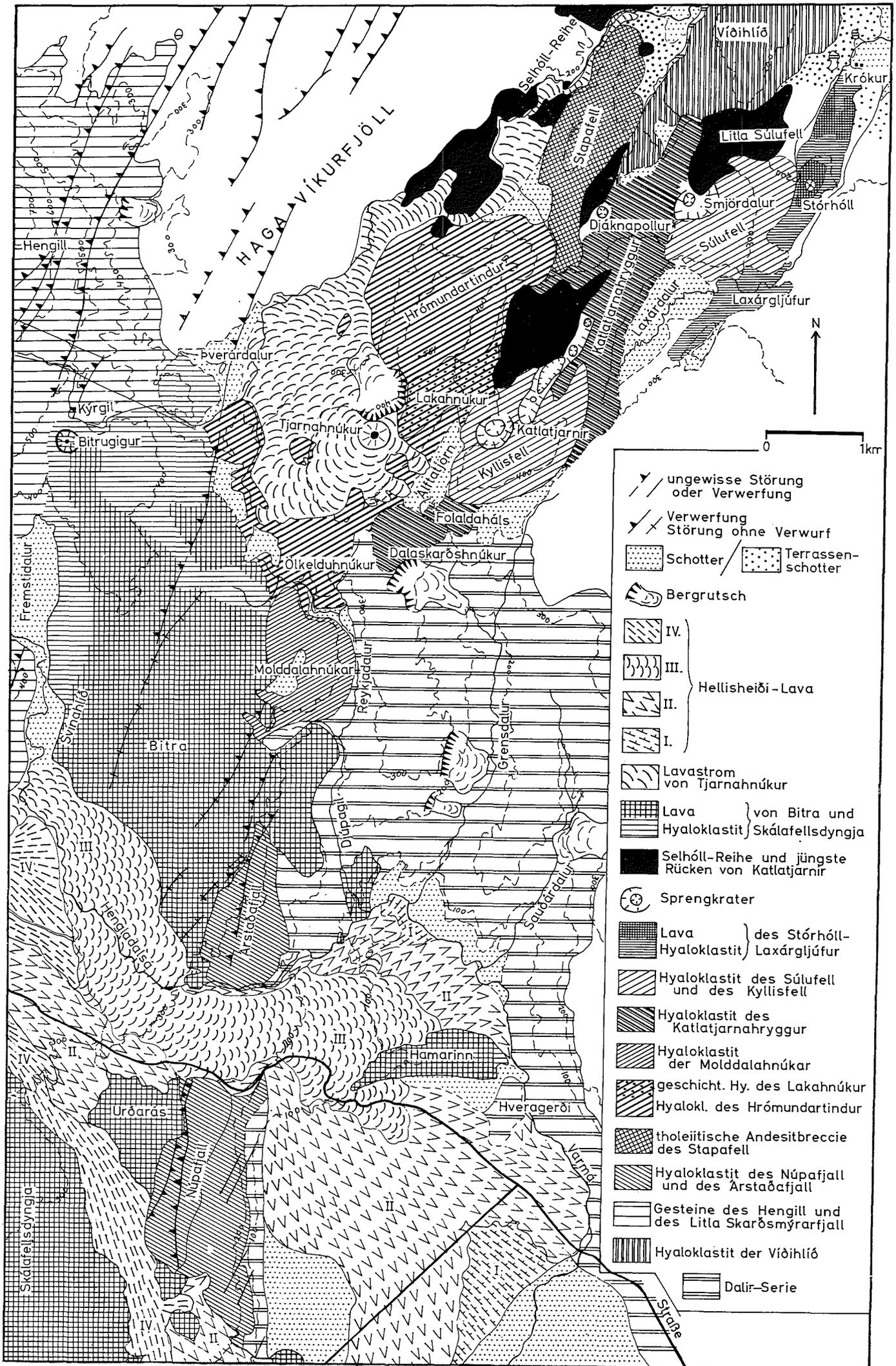


KARTE 2.

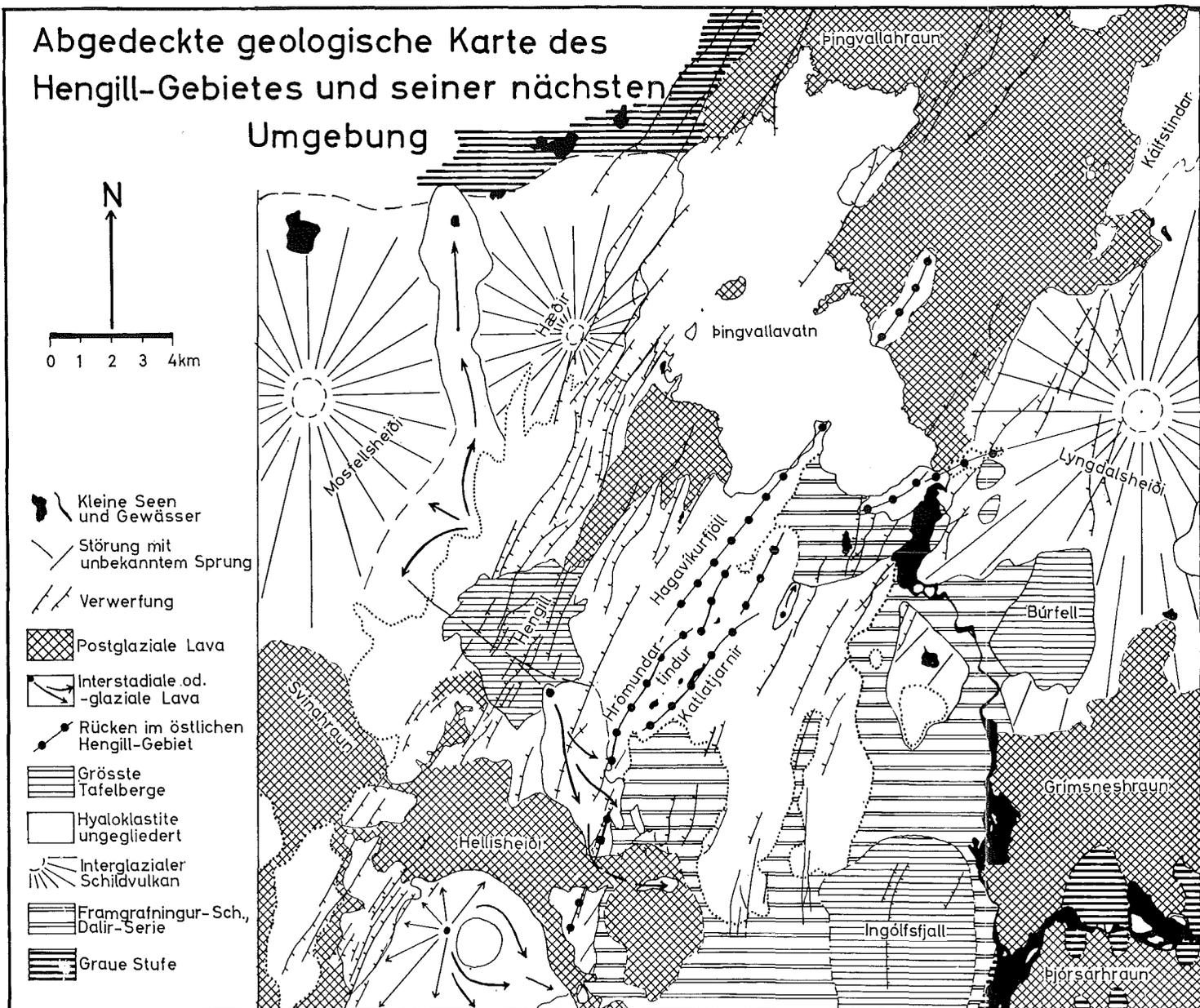


# GEOLOGISCHE KARTE DER NORDÖSTLICHEN HENGLAFJÖLL.

KARTE 4. Geologische Karte der östlichen und südöstlichen Hengillfjöll



# Abgedeckte geologische Karte des Hengill-Gebietes und seiner nächsten Umgebung



KARTE 5.