

GEOLOGIE	JAHRGANG 14	HEFT 9	S. 1077—1101	BERLIN	1965
----------	-------------	--------	--------------	--------	------

Sonderdruck

# Differentiationserscheinungen am olivinführenden Dolerit der Höhen-Berge im Thüringer Wald (Bohrung Schnellbach 1/62)

## Teil I: Die petrographische Gliederung des Dolerits

Von BERND VOLAND, Freiberg

Mit 13 Abbildungen und 1 Tabelle

(Mitteilung Nr. 187 aus dem Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg)

### 1. Geologischer Rahmen und Veranlassung

In den Schichten des Rotliegenden tritt parallel zu ihrem Hauptstreichen zwischen Schmalkalden und Friedrichroda in Form eines Lagerganges der sogenannte „Mesodiabas“ auf. Sein Anschnitt an der Oberfläche erstreckt sich vom Südrand des Thüringer Waldes auf Blatt Schmalkalden über Blatt Tambach bis zur Wacht bei Friedrichroda. Dieser Gesteinskomplex streicht also quer zum flach herzynen Streichen des Thüringer Waldes.

Das Gestein hat die Goldlauterer und Oberhöfer Schichten durchbrochen. A. UTENDÖRFER (1915) nimmt an, daß es in der Zeit des Oberrotliegenden intrudierte. CH. ENGELS (1964) konnte nachweisen, daß die Entstehung des Gesteins an die saalische Phase geknüpft war.

Die Bohrung Schnellbach 1/62, die sich im Nesselgrund an der Straße von Schnellbach nach Tambach etwa 2 km vor dem Gasthaus „Nesselhof“ befand, durchteufte den gesamten Lagergang einschließlich seiner Hüllsedimente. Eine schwache kontaktmetamorphe Umwandlung dieser Sedimente, die leicht diskordante Einlagerung sowie einige Apophysen beweisen den intrusiven Charakter des Gesteins. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 350 m.

Das Bohrprofil wurde auf Vorschlag des VEB Geologische Erkundung West, Betriebsabteilung Jena, petrographisch bearbeitet. Herrn Prof. Dr. habil. H. J. RÖSLER bin ich für die Beauftragung mit dieser interessanten Aufgabe und die laufenden, wissenschaftlich fruchtbaren Beratungen zu großem Dank verpflichtet. Seitens des VEB erteilte Herr Dipl.-Geol. K. SCHMIDT die Genehmigung, das Probematerial der Bohrung Schnellbach für die Untersuchungen verwenden zu dürfen. Besonders anregend war die Zusammenarbeit mit dem Leiter der Abteilung Kartierung des VEB Geologische Erkundung West, Betriebsabteilung Jena, Herrn Dipl.-Geol. SÖLLIG. Herr Dipl.-Geol. ANDREAS führte mich in die Geländearbeit ein. Ich möchte allen hier Genannten meinen ergebensten Dank aussprechen.

### 2. Bisher Bekanntes über die Petrographie des Dolerits der Höhen-Berge<sup>1)</sup> (sogenannter „Mesodiabas“ der Höhen-Berge/Thüringer Wald)

Die in den Erläuterungen zu Blatt Tambach und Blatt Waltershausen-Friedrichroda gemachten Aussagen über die petrographische Zusammensetzung des Gesteins beziehen sich im wesentlichen auf die Arbeiten von H. SIMONS (1914) und A. UTENDÖRFER (1915).

Neuere veröffentlichte Arbeiten bestehen nicht. Aus dem unveröffentlichten Material des VEB Geologische Erkundung West in Jena stand dem Autor noch eine Arbeit von HOYER (1962) zur Verfügung. Eine Dissertation, die sich besonders mit den geologischen Lagerungsverhältnissen und der Altersstellung des Dolerits der Höhen-Berge befaßt, wurde im Jahre 1964 von CH. ENGELS (1964) fertiggestellt.

An Gemengteilen beschreibt UTENDÖRFER (1915) die folgenden: Überwiegender Anteil seien die Plagioklase, für die er in der symmetrischen Zone eine Auslöschungsschiefe von 22° bis

<sup>1)</sup> Früher als Hühnberge bekannt.

37° bestimmte. Es handelt sich also um Andesin bis Labrador. HOYER (1962) hat An-Gehalte zwischen 27% und 51% und in einigen Fällen 53% bis 65% bestimmt, eine ausgeprägte Häufung soll zwischen 28% und 38% liegen. Beide Bearbeiter beschreiben auch Orthoklas, der selten idiomorph und meist als Umrandung der Plagioklase auftritt.

Der Augit wurde übereinstimmend als der am besten erhaltene Hauptgemengteil beschrieben. UTENDÖRFER fand neben den meist von Feldspatleisten zerschnittenen auch noch einige idiomorphe Pyroxene. Zwillingsbildung soll selten auftreten. Weiterhin beschreibt er strich-

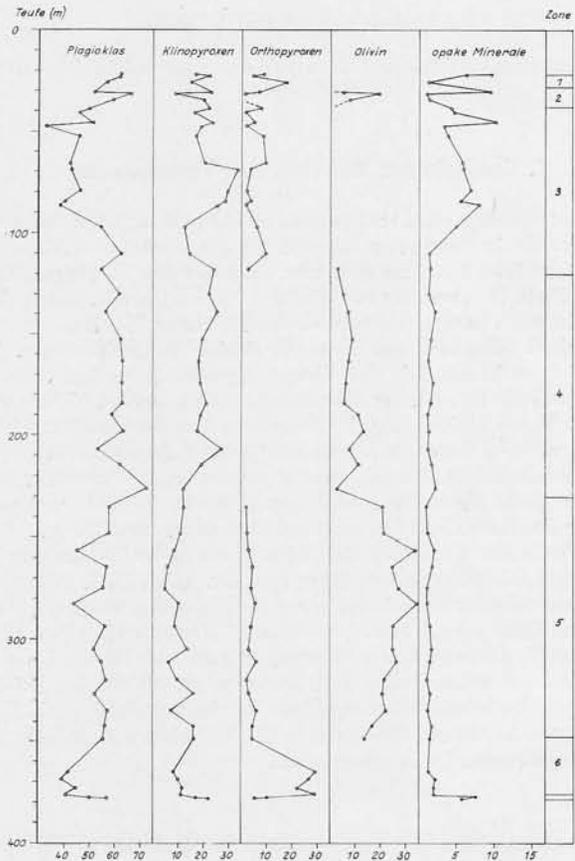


Abb. 1. Modale Mineralgehalte in Vol.% als Funktion der Teufe (Bohrung Schnellbach 1/62)

dünne Einlagerungen, die zu einem diallagähnlichen Aussehen der Pyroxene führen. In geringen Mengen soll sich auch ein Augit mit sehr kleinen Winkeln der optischen Achsen finden lassen. HOYER beschreibt nur einen diopsidischen Augit, der subophitisch bis ophitisch mit Plagioklas verwachsen ist. Die im Gestein auftretende braune Hornblende faßt UTENDÖRFER als primären Gemengteil auf, sie befindet sich meist in Parallelverwachsung und Fortwachsung mit dem Pyroxen und kommt auch in Form idiomorpher selbständiger Individuen vor. HOYER beobachtete diese Hornblende auch, möchte sie aber als sekundär gebildet auffassen. Olivin konnte von HOYER nicht festgestellt werden, während UTENDÖRFER „einen Teil der grünen Substanz des Diabases als umgewandelten Olivin“ erkannte, nachdem er Relikte frischen Olivins gefunden hatte. Von HOYER werden „Pseudomorphosen nach Orthopyroxen“ beschrieben, die einsprenglingsartig als xenomorpher Gemengteil in geringem Maße auftreten sollen.

Relikte von frischem Orthopyroxen konnten nicht nachgewiesen werden.

UTENDÖRFER und HOYER haben in einigen Partien des Gesteins auch primären Quarz gefunden, der sowohl idiomorph als auch xenomorph auftritt. Mit Alkalifeldspat bildet er häufig „schriftgranitische Verwachsungen“, die in den meisten Fällen die idiomorphen Plagioklasleisten umrahmen. Diese Zusammenhänge versuchte UTENDÖRFER zu klären. Er fertigte Analysen vom Gestein an, welches aus mehr randlichen Teilen des Lagerganges entnommen wurde, und Analysen vom Gestein der zentralen Teile.

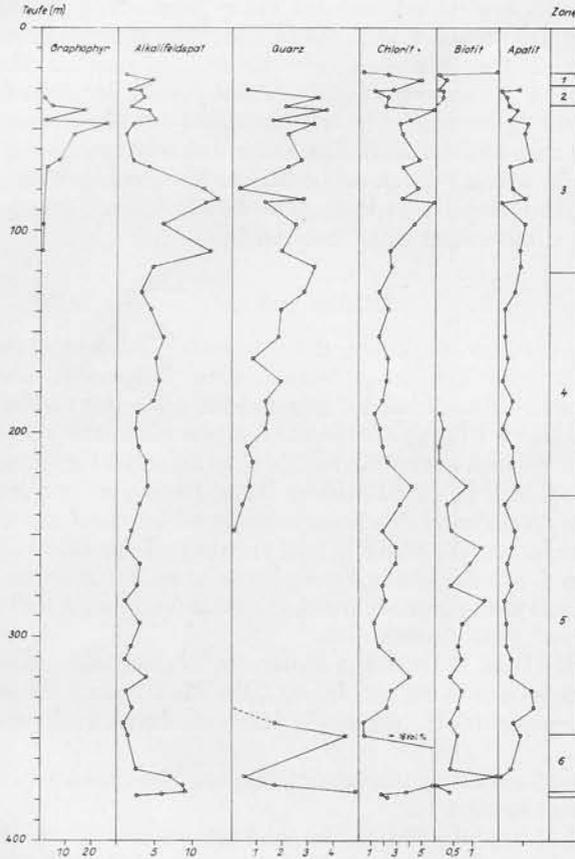


Abb. 2. Modale Mineralgehalte in Vol.% als Funktion der Tiefe (Bohrung Schnellbach 1/62)

Dabei ergab sich, daß die zentraleren Teile eine niedrigere Quarzzahl aufwiesen. Er führte diese Anreicherung von  $\text{SiO}_2$  in den randlichen Zonen auf eine Assimilation von Fremdmaterial zurück.

Als weitere Bestandteile wurden „Erz“, Biotit, Apatit, Epidot und Zirkon beschrieben. HOYER konnte in seinem Material keinen Biotit und auch keinen Zirkon nachweisen. Übereinstimmend wird interstitieller Chlorit beschrieben.

Für die Altersfolge wird von UTENDÖRFER Plagioklas als ältestes Mineral und Olivin vor Pyroxen kristallisierend angegeben. Nach HOYER sind zuerst die Plagioklase auskristallisiert. Im Stadium der Hauptkristallisation soll sich die Plagioklas- und Klinopyroxenausscheidung weitgehend überschneiden. Mit weiterer Abnahme der Temperatur kristallisieren in den Interstitien Alkalifeldspat, Quarz und Chlorit.

### 3. Megaskopische Beschreibung des Bohrprofils

#### 3.1. Die hangenden Kontaktsedimente

Bis zur Teufe 4,30 m steht erdiges lehmiges Verwitterungsmaterial an. Darunter folgt bis etwa 5,60 m sandiges, grusig zersetztes Gestein mit adinolähnlichen dichten Zwischenlagen. Bis 11 m schließt sich dunkler, zum Teil rötlichgefärbter kontaktmetamorpher Schiefertone an, der kaum Schichtung erkennen läßt. Der Bruch ist muschlig und scharf. Von 11 bis 11,5 m findet sich die Einschaltung einer grauen gefritteten Arkose. Bis etwa 18 m Teufe folgt nun im Meterbereich ein steter Wechsel beider Arten von Gestein, wobei jeweils der Schiefertone stärkere kontaktmetamorphe Beanspruchung erkennen läßt als die Arkosen. Vier Meter vor dem Kontakt zum Dolerit setzt eine Folge dunkelgrauen sandigen, aber hier dichten Gesteins ein, welches durch eine deutliche Kreuzschichtung charakterisiert ist. In Schichtflächen eingelagert kann man häufig kleine, grüngefärbte linsenförmige Einschlüsse mit rotem Rand beobachten.

#### 3.2. Der Dolerit

Bei der megaskopischen Musterung des gesamten Bohrkernmaterials konnten bereits sieben unterschiedlich ausgebildete Zonen festgestellt werden. Sie entsprechen etwa denen, die auch bei der Dünnschliffmusterung erarbeitet wurden<sup>2)</sup>.

Das Gestein der Zone 1 (Teufe: 22,0—27,8 m) ist ein basaltisch dicht ausgebildetes Material von grauschwarzer Farbe. Es sind keinerlei Einsprenglingskristalle zu beobachten. Lediglich in unmittelbarer Nähe des Kontaktes zum Hangenden hat sich eine 10 bis 50 cm mächtige Zone herausgebildet, die durch starke Mandelführung ausgezeichnet ist. Die Mandeln sind vorwiegend mit chloritischem Material gefüllt und bilden deutliche kleine Flecken von etwa 1 bis 2 mm Durchmesser. Beim Anschlagen mit dem Hammer erweist sich das Gestein als äußerst „zähe“. Es zerspringt mit scharf splittrigem Bruch.

Im unteren Teil dieser Zone treten aplitische Trümer mit mehr oder weniger scharfer Grenze gegen das Wirtsgestein auf. Ihre Mächtigkeit überschreitet kaum einen Zentimeter, gegen das Nebengestein fallen sie durch kräftige rötliche Farbe auf.

Zur Zone 2 besteht ein kontinuierlicher Übergang, der durch zunehmende Kornvergrößerung charakterisiert ist.

Die Zone 2 (Teufe: 27,8—37,0 m) ist äußerst wechselhaft zusammengesetzt. Die Hauptmenge des Gesteins entspricht im megaskopischen Gefügebild dem der Zone 4, schlierenförmige Einlagerungen hingegen dem der Zone 3.

Dunkle, bis 5 mm große Pyroxene liegen gleichsam „einsprenglingsartig“ in einer dunkelgraugrünlichen „Grundmasse“ (kein porphyrisches Gefüge). Auch in dieser Zone treten rotgefärbte aplitische Trümer auf, sie zeigen hier im Gegensatz zur Zone 1 eine diffuse Begrenzung gegen das Wirtsgestein. Bei einer Teufe von etwa 29 m konnte ein schon stark resorbierter Fremdmaterialeinschluß gefunden werden. Dieser Xenolith wird von einem feinkörnigen, abgeschreckten, etwa 1 bis 2 cm mächtigen Saum umgeben.

<sup>2)</sup> Grundlagen für die Zonengliederung bilden die Musterung von etwa 200 Dünnschliffen, die in gleichmäßigen Abständen aus dem Profil entnommen wurden, weiterhin die Integrationsanalyse von etwa 50 Dünnschliffen und die Ergebnisse der geochemischen und geophysikalischen Untersuchungen. Zwischen den einzelnen Zonen bestehen kontinuierliche Übergänge.

Das Material der Zone 3 (Teufe: 37,0—120,0 m) hebt sich in seiner äußeren Erscheinung stark von dem aller anderen Zonen ab. Seine Grundfarbe ist wesentlich heller, sie variiert zwischen hellgrüngrau und grüngrau; seine Körnigkeit ist wesentlich gröber. Im Gestein fallen die großen hellen Plagioklase auf, deren Leistenform stellenweise durch schöne Chloritsäume betont wird. Dunkle Flecken im Gestein erweisen sich als chloritische Minerale. Zwischen den Plagioklasleisten treten rötlichgefärbte Partien eines Alkalifeldspates auf. Beim Anschlagen mit

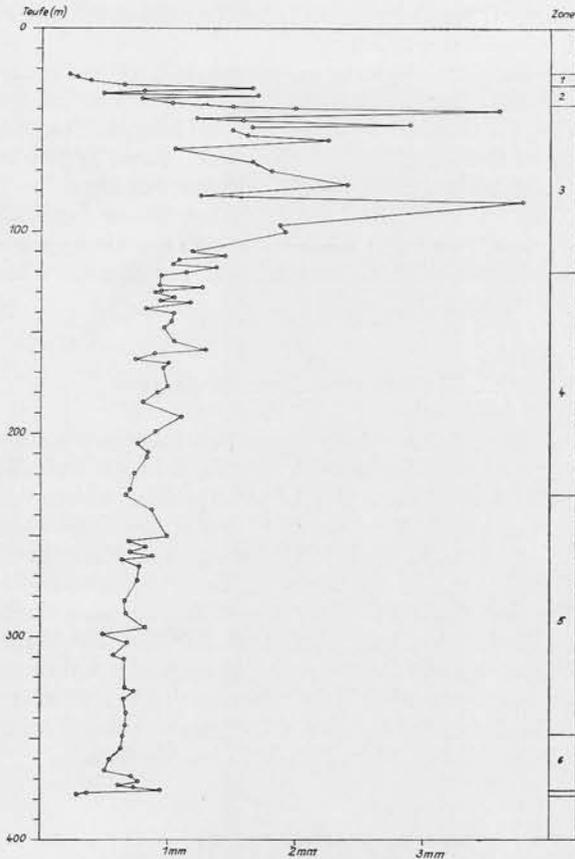


Abb. 3. Variation der durchschnittlichen Plagioklas-Leistenlänge (Bohrung Schnellbach 1/62)

dem Hammer zerspringt das Gestein nicht so scharf splittrig wie das der anderen Zonen; es ist etwas „mürber“. Die Körnigkeit ist stark wechselnd. Immer wieder treten grobkörnige Schlieren auf. Im Teufenbereich von 91 m treten zwei pegmatische Bildungen von 50 bzw. 90 cm Mächtigkeit auf (siehe Abb. 5).

Im unteren Teil dieser Zone wird das Gestein wieder feinkörniger und geht allmählich in die Zone 4 über.

Die Zone 4 (Teufe: 120,0—230,0 m) wird durch sehr frisches Gestein repräsentiert. Wie in Zone 2 liegen hier größere Pyroxene gleichsam als „Einsprenglinge“ in einer „Grundmasse“. Das Material zeichnet sich durch große Gleichförmigkeit aus.

Die Zone 5 (Teufe: 230,0—348,0 m) konnte von der Zone 4 nur durch das Auftreten heller „Plagioklasit-Schlieren“ abgetrennt werden. Der Grundtyp des Gesteins der Zone 4 bleibt erhalten. Aber im Unterschied dazu konnte in der Zone 5 zum ersten Male megaskopisch Biotit beobachtet werden.

Die Zone 6 (Teufe: 348,0—376,5 m) ist charakterisiert durch das Auftreten rötlicher Fremdmaterialeinschlüsse, die vollkommen frisch, aber auch stark resorbiert sein können (siehe Abb. 6). Allgemein konnte festgestellt werden, daß die Einschlüsse, die sich im Profil an der höchsten Stelle befinden, auch die stärksten Resorptionserscheinungen zeigen, während die Einschlüsse im unteren Teil dieser Zone weniger stark resorbiert wurden.

Das Wirtsgestein selbst ist nicht mehr „gesprenkelt“, wie es für die Zone 4 und 5 typisch ist, sondern zeigt eine mehr oder weniger einheitliche grüngraue bis grauschwarze Grundfarbe. Stellenweise ist es stark von Chloritklüften durchzogen, die das Gestein völlig zermürben können. Im unteren Teil dieser Zone wird das Gestein immer feinkörniger und bildet somit einen Übergang zur Zone 7.

Das Gestein der Zone 7 (Teufe: 376,5—377,5 m) stellt ein Äquivalent zur basaltisch dicht ausgebildeten Zone 1 dar. Es handelt sich um die abgeschreckte Randfazies des unteren Teils des Sills. Auch hier sind Fremdmaterialeinschlüsse und aplitische Trümer zu beobachten.

### 3.3. Die liegenden Kontaktsedimente

Die liegenden Kontaktgesteine zeigen wesentlich geringere metamorphe Beanspruchung als die hangenden. Es besteht die Möglichkeit, daß dies im starken Maße von den Materialeigenschaften des Kontaktgesteins abhängig ist. Während im hangenden Kontaktbereich die Schiefertone vorherrschen, befinden sich im liegenden mehr Arkosen. Erst in 2,8 m Entfernung vom Kontakt ist eine 30 cm mächtige Schiefertonschmitze zu beobachten, die in ein hornfelsartiges Gestein umgewandelt ist. Bis zur Teufe von etwa 406 m folgt graues sandiges Material, abgesehen von einer Schiefertoneinlage zwischen 388,2 m und 391,0 m, die schon kaum noch kontaktmetamorphe Beanspruchung zeigt. Ab 406 m setzt eine nicht kontaktmetamorph beanspruchte Serie rötlichgrauen Schiefertons ein. Bei 468,3 m erreichte die Bohrung die Zersetzungszone eines Porphyrs, und bei 635,2 m wurde die Bohrung in diesem Porphyr abgebrochen.

## 4. Die gesteinsbildenden Minerale

### 4.1. Plagioklas

Hauptbestandteil des Dolerits sind die Plagioklase, die das für Dolerite typische sperrige Leistengefüge bilden. Zwillingbildung nach dem Albitgesetz ist vorherrschend.

In der basaltisch dicht ausgebildeten Zone 1 wurden im wesentlichen Anorthit-Gehalte bestimmt, die im Andesinfeld liegen. Daneben treten aber auch Labradore auf. Eine deutliche Sonderstellung nehmen in jeder Hinsicht die Plagioklase der Zone 3 ein. Die Hauptmenge zeigt hier An-Gehalte, die einem basischen Oligoklas entsprechen. Ein gewisses Übergangsglied zur Zone 5 stellt die Zone 4 dar. Während in der Zone 5 die Feldspäte der Labrador-Reihe vorherrschen, überwiegen in der Zone 4 die Andesine. Die Plagioklase der Zone 7 entsprechen im wesentlichen denen der Zone 1. Innerhalb der einzelnen Zonen muß man nach Art des Auftretens und der Altersfolge verschiedene Generationen unterscheiden. In Zone 2 tritt ein

älterer Plagioklas I auf, der ophitisch bis subophitisch mit Klino- bzw. Orthopyroxen verwachsen ist. Plagioklas II kann xenomorph ausgebildet sein, daneben kommen vereinzelt zonare Plagioklase vor. In der Zone 3 kann man außer diesen noch eine idioblastische Generation beobachten. Diese „Riesenkristalle“ zeigen poikilitische Einschlüsse von Klinopyroxen, xenomorphen opaken Mineralen und selten Einschlüsse von kleinen Plagioklasleisten der Generation I. In den übrigen Zonen, abgesehen von der siebenten, kann man ebenfalls drei Generationen feststellen, aber mit veränderter Häufigkeit. Es ist auffallend, daß in der Zone 4 zonare Plagioklase relativ oft auftreten.

In Abhängigkeit von den verschiedenen Zonen zeigt die durchschnittliche Länge und Breite der Plagioklasleisten eine starke Variation (siehe Abb. 3). In der Zone 1 variiert die durch-

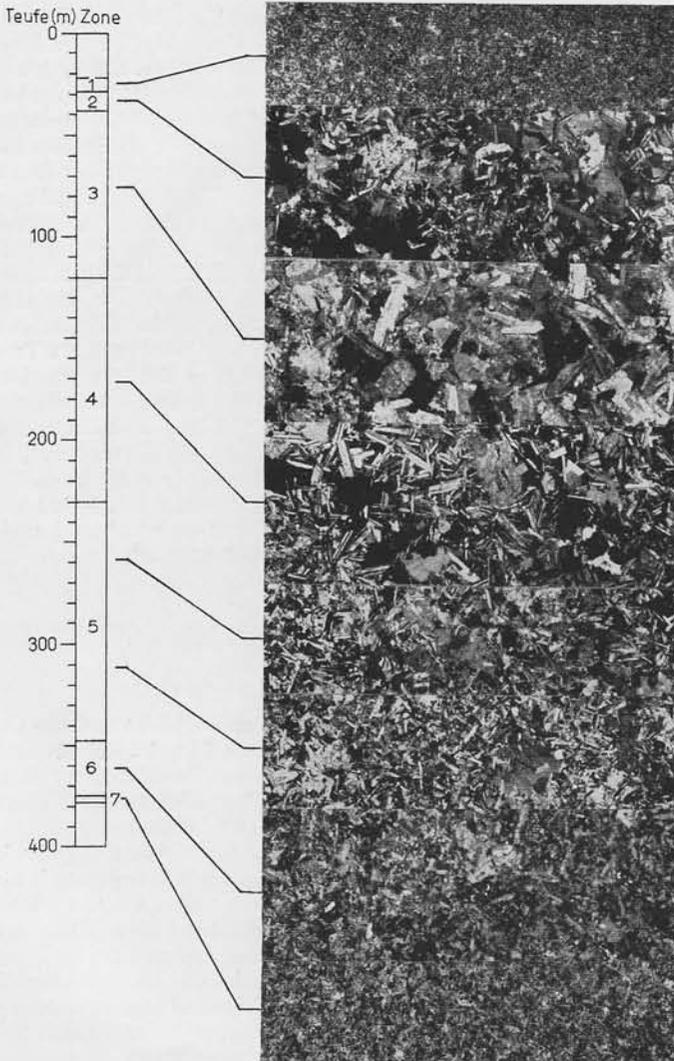


Abb. 4. Variation des Gefüges im Dolerit-Sill; Vergr.  $3,5\times$

schnittliche Länge zwischen 0,2 mm und 0,6 mm. Vom Kontakt weg gegen das Innere des Sills ist eine schnelle Kornvergrößerung festzustellen. In Zone 3 erreicht die durchschnittliche Leistenlänge mit 1,2 mm bis 3,8 mm und die durchschnittliche Breite mit 0,3 mm bis 0,9 mm ein absolutes Maximum. Über die Zone 4 zur Zone 5 nehmen die Werte allmählich ab. Nur im Unterteil der Zone 6 gibt es nochmals ein kleines Maximum. In der basaltisch dicht erstarrten Zone 7 sind die Leisten durchschnittlich 0,3 mm lang, stellen also ein Äquivalent zu denen der Zone 1 dar.

Ebenfalls in Abhängigkeit von ihrer Zugehörigkeit zu einer bestimmten Zone weisen die Plagioklase die verschiedensten sekundären Umwandlungserscheinungen auf. So wurden in der Zone 1 Chlorit, Kalzit und zum Teil Epidot als Sekundärbildungen in den Plagioklasen beobachtet, während an den relativ frischen Plagioklasen der Zone 2 häufiger Chlorit und zum Teil auch Serizit festgestellt werden konnte.

Wie in keiner anderen Zone sind die Plagioklase der dritten Zone durch stärkste und mannigfaltigste sekundäre Umwandlungserscheinungen gekennzeichnet. Ein Teil der Plagioklase ist stärker serizitisiert, die Umwandlung erfolgt von innen nach außen. Häufig tritt aber auch Chloritisierung auf, die ebenfalls von innen fortschreitet. Dieser Chlorit wiederum ist kaum von dem zu unterscheiden, der Säume um die Plagioklasleisten bildet und diese verdrängen kann. Sehr häufig kommt es auch zu einer allgemeinen Trübung der Plagioklase. Das Zersetzungsprodukt ist kaum durchscheinend, hat braunes erdiges Aussehen und ist mit dem Mikroskop nicht weiter auflösbar. Möglicherweise handelt es sich um eine Saussuritisierung. Diese Annahme wird unterstützt durch auftretenden Epidot als Zersetzungsprodukt. Kalzit erscheint relativ selten. Viel häufiger löschen die Plagioklase „fleckig“ aus, in manchen Fällen hat diese Erscheinung große Ähnlichkeit mit dem perthitisch entmischten Alkalifeldspat. Es handelt sich dabei um ein in den Plagioklasen neugebildetes Mineral, welches stets eine etwas höhere ( $\Delta = 0,009$  bis  $\Delta = 0,010$ ) Doppel- und eine etwas niedrigere Lichtbrechung als das Wirtsmaterial aufweist. Das Mineral ist optisch positiv und hat einen Achsenwinkel  $2V_x$  vom maximal  $100^\circ$ – $105^\circ$ . Mit einiger Sicherheit ist anzunehmen, daß es sich hier um eine Albitneubildung handelt; die ursprüngliche Zwillinglamellierung wird teilweise beibehalten, teilweise verwischt. Diese Erscheinung kann man bis in den oberen Teil der Zone 4 hinein verfolgen, obwohl hier die Plagioklasleisten ganz im Gegensatz zur Zone 3 im allgemeinen äußerst frisch sind. Die Plagioklase der Zone 5 sind ebenfalls durchweg frisch, nur selten ist der Vorgang der Saussuritisierung zu beobachten. Erst die Plagioklase der Zonen 6 und 7 sind wieder durch starke Umwandlungserscheinungen charakterisiert, wobei Saussuritisierung und Prehnitisierung vorherrschen, so daß ganze Individuen pseudomorphisiert sein können.

#### 4.2. Klinopyroxen

Der in allen Zonen auftretende Klinopyroxen weist kaum merkbare optische Unterschiede auf. Es handelt sich um einen im Dünnschliff fast farblosen Diopsid. Für die Auslöschungsschiefe  $Z \wedge c$  wurden Werte zwischen  $35^\circ$  bis  $45^\circ$  bestimmt, wobei eine Häufung um  $40^\circ$  auftritt. Der Achsenwinkel schwankt zwischen  $45^\circ$  und  $55^\circ$  mit einer Häufung der Werte um  $49^\circ$  bis  $50^\circ$ . Die Doppelbrechung wurde mit  $\Delta = 0,025$  bis  $\Delta = 0,029$  bestimmt.

Es kommen zwei Generationen vor. Die Generation I bildet teilweise große idiomorphe Kristalle, die nach der c-Achse prismatisch gestreckt sind. Daneben erscheint die zweite Generation stets xenomorph. Die Individuen beider Generationen zeigen hin und wieder eine gute Zwillingbildung. Während Diopsid II in allen Zonen auftritt, kann Diopsid I nur in der Zone 3 relativ häufig und in der Zone 4 hin und wieder beobachtet werden.

Im Gegensatz zu denen aller anderen Zonen zeichnen sich die Klinopyroxene der Zone 3 durch beginnende Umwandlungserscheinungen aus. Diese Umwandlung beginnt in den meisten Fällen mit der Bildung feinsten, paralleler, nadeliger Einlagerungen, die eine Trübung des Klinopyroxens verursachen und zu diallagähnlichem Aussehen führen. Eine mineralogische Bestimmung dieser Einlagerungen war nicht möglich. Äußerst selten konnten sagenitartige opake Einlagerungen beobachtet werden. In Parallelverwachsung mit dem Diopsid befindet

sich häufig eine braune Hornblende; diese Erscheinung ist nur für die Zonen 3 und 4 charakteristisch.

Selten ist eine Umwandlung in Chlorit zu beobachten. Im allgemeinen stellt der Klinopyroxen den am besten erhaltenen Hauptgemengteil des Gesteins dar.



Abb. 5. Salband einer pegmatitischen Bildung innerhalb der Zone 3; Vergr. 0,8×

#### 4.3. Orthopyroxen und seine Pseudomorphosen

Orthopyroxen bzw. seine Pseudomorphosen treten in allen Zonen außer Zone 4 auf.

Der Achsenwinkel  $2V_x$  des frischen Orthopyroxens schwankt zwischen  $80^\circ$  und  $90^\circ$ . Das Mineral ist optisch negativ und weist eine Doppelbrechung zwischen  $\Delta = 0,011$  und  $\Delta = 0,013$  auf. Diesen optischen Daten entspricht nach TRÖGER (1958) ein Enstatit mit 15–25 Mol%  $\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$ .

In der Zone 1 ist ein großer Teil des teilweise idiomorphen Orthopyroxens noch frisch und unzersetzt, es liegen aber auch schon bastitähnliche Pseudomorphosen vor. In der Zone 2 ist er bis zu einer Bohrteufe von 33,0 m zu verfolgen. Orthopyroxen tritt hier xenomorph in den Interstitien, aber auch häufiger ophitisch mit Plagioklas verwachsen auf. Frischer Orthopyroxen kommt ebenfalls noch in der Zone 5 in Form größerer oder kleinerer, randlich zerfetzter, kristallographisch einheitlich orientierter Partien vor, die sehr oft von Olivin poikilitisch durchwachsen sind. Mit Plagioklas werden subophitische bis ophitische Verwachsungen gebildet.

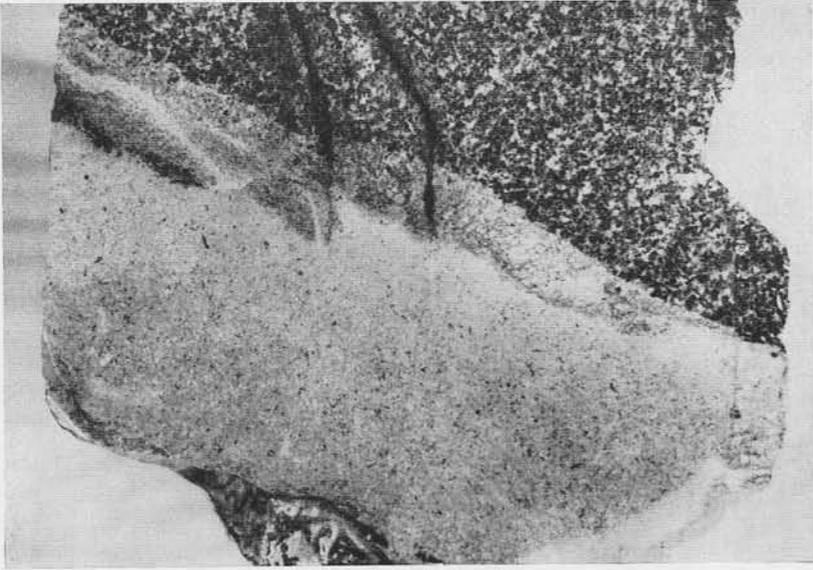


Abb. 6. Fremdmaterialeinschluß aus dem Bereich der Zone 6 mit schwachen Resorptionserscheinungen. Natürl. Größe

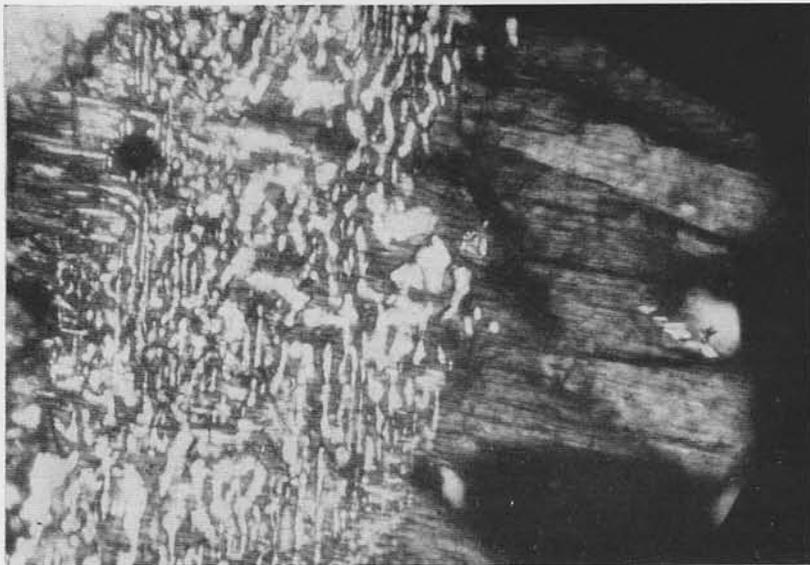


Abb. 7. Graphophyrische Verwachsung zwischen Ortho- und Klinopyroxen; Nicols +, Vergr. 260×

In den Zonen 3, 6 und 7 ist Orthopyroxen niemals frisch, sondern immer in bastitähnlichen Pseudomorphosen zu beobachten. Mineralogisch handelt es sich nicht um echte Bastitpseudomorphosen, sondern nur strukturell. Sie liegen immer in Form xenomorpher, relativ großer Gebiete (0,5–3,0 mm) vor und sind teilweise subophitisch mit Plagioklas verwachsen.

In Zone 3 variiert ihre Doppelbrechung zwischen  $\Delta = 0,018$  und  $\Delta = 0,022$ , der optische Charakter ist negativ und der Achsenwinkel tendiert gegen  $0^\circ$ . Sehr deutlich ist der Pleochroismus von kräftig grün über blaßgelb nach gelbbraun. Teilweise können diese Pseudomorphosen „oxydiert“ werden und nehmen dann kräftig braune Farben an; sie erscheinen beinahe opak. Die für das Mineral ermittelten optischen Daten stimmen etwa mit denen der Vermiculit-Gruppe überein. Als Einschlüsse in den Pseudomorphosen konnte meist Leukoxen in Form kleiner, kugelig, perlschnurartig angeordneter Aggregate beobachtet werden. Stellenweise befindet er sich auch am Außenrand der Pseudomorphosen. Von den für Zone 3 beschriebenen Pseudomorphosen weichen die der Zone 6 in ihren optischen Eigenschaften etwas ab. Hier ist die Doppelbrechung geringer und liegt bei  $\Delta = 0,005$  bis  $\Delta = 0,007$ . Der optische Charakter ist negativ, der Achsenwinkel schwankt zwischen  $0^\circ$  und  $10^\circ$ . Der Pleochroismus ist schwächer und reicht von farblos über blaßgrün nach grün. In einigen wenigen Fällen zeigt das neugebildete Mineral anomal taubenblaue Interferenzfarben.

Besonders interessant ist das Auftreten orientierter Verwachsungen zwischen Klino- und Orthopyroxen (siehe Abb. 7). Diese graphophyrischen Verwachsungen beider Minerale entsprechen den von LODOČNIKOV (1947) aus ähnlichen Gesteinen beschriebenen. Sie treten in den Zonen 2 und 5 auf. Je nach Schnittlage weisen sie unterschiedliche Erscheinungsbilder auf. Ist Klinopyroxen Wirtsmaterial, so erscheint Orthopyroxen in schmalen Fasern parallel der Spaltbarkeit eingelagert oder bei senkrechtem Schnitt als kleine rundliche Einlagerung bzw. umgekehrt.

#### 4.4. Olivin

Da in der Zone 5 der größte Teil des Olivins noch frisch und in der Zone 4 große Relikte frischen Olivins vorliegen, konnten die folgenden optischen Daten bestimmt werden:

$$2 V_x = 85^\circ - 90^\circ$$

$$\Delta = (-) 0,038 \text{ bis } 0,042$$

Nach TRÖGER (1958) handelt es sich um einen Forsterit mit 15–25 Mol%. Fayalit. Typisch für die Zone 4 sind Pseudomorphosen nach Olivin.

Während RÖSLER (1960), HENTSCHEL (1956) und WAGNER (1939) in ähnlich differenzierten Diabasen Serpentinpseudomorphosen beobachteten, ist die Hydratation der Olivine im vorliegenden Fall nicht so weit gegangen. Die Umwandlung der Olivine erfolgt von ehemaligen Sprüngen aus, die ein grobes Maschenwerk bilden. Selbst wenn die Umwandlung das ganze Individuum ergriffen hat, sind immer noch die Sprünge von dem später der Umwandlung anheimgefallenen Teil des Olivins zu unterscheiden. In den ehemaligen Sprüngen befindet sich auch die Hauptmenge des neugebildeten Magnetits. Dieser Magnetit ist eingebettet in ein kräftig olivgrüngefärbtes, zum Teil Pleochroismus nach orange-gelb zeigendes Mineral, dessen Doppelbrechung zwischen  $\Delta = 0,004$  und  $\Delta = 0,005$  liegt. Der optische Charakter ist positiv und der Achsenwinkel tendiert gegen  $0^\circ$ .

Dieses Mineral umgrenzt die inneren Teile der Pseudomorphosen, die von einem anderen wesentlich höher doppelbrechenden Mineral ( $\Delta = 0,016$  bis  $\Delta = 0,020$ ) eingenommen werden. Es zeigt kräftigen Pleochroismus von rotbräunlich über gelbbraunlich nach blaßolivgrün. Unter gekreuzten Nicols erkennt man immer zwei Fasersysteme, die sich unter einem Winkel von etwa  $60^\circ$  schneiden (siehe Abb. 8). Der Achsenwinkel beträgt  $0^\circ$ . Die hier angeführten Eigenschaften stimmen mit denen von SPANGENBERG (1949) für das Mineral Xilotil beschriebenen gut überein. Neben diesen beiden Hauptumwandlungsprodukten kommen immer wieder kleine bräunlichgefärbte Schuppen vor, die Pleochroismus nach farblos bis gelblich zeigen. Bei diesem Mineral dürfte es sich um Iddingsit bzw. einen Biotit handeln. Viel seltener noch beobachtet man die Neubildung einer tremolitischen Hornblende. Das Maximum der Häufigkeit von frischem Olivin liegt in den oberen Teilen der Zone 5. Ab 310 m Bohrteufe nimmt der Grad der Umwandlung wieder nach unten stark zu.

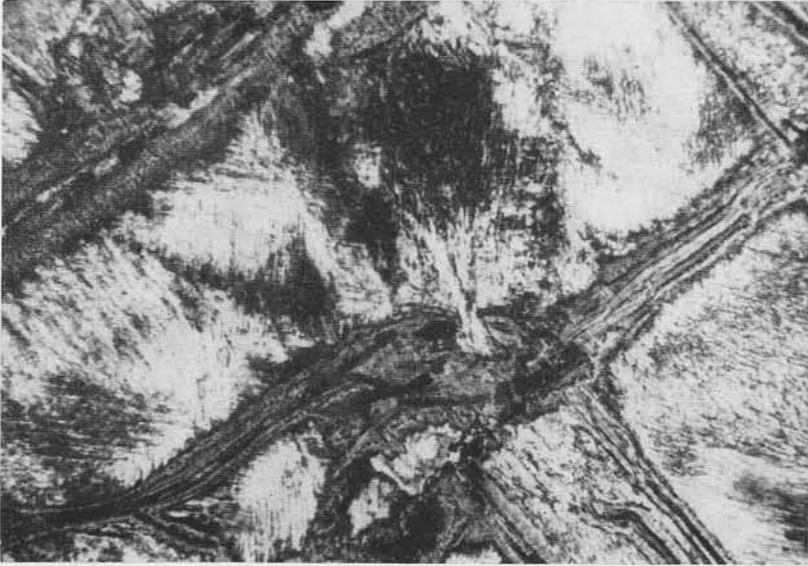


Abb. 8. Innenteil einer Pseudomorphose nach Olivin; Nicols +, Vergr. 110×

#### 4.5. Alkalifeldspat, Quarz und deren graphophyrische Verwachsungen

In den Mandelbildungen des abgeschreckten Gesteins der Zone 1 tritt relativ viel Alkalifeldspat auf. Dieser ist leicht mit Quarz zu verwechseln; er kann von Chlorit I verdrängt werden.

In den übrigen Zonen bildet Alkalifeldspat häufiger Säume der Plagioklase; er ist hier meist stark getrübt bzw. perthitisch entmischt und kann von Chlorit II verdrängt werden. Das Vorkommen geschlossener Säume von Alkalifeldspat bzw. Chlorit II um die Plagioklase herum ist eine äußerst typische Erscheinung für die Zone 3 (Abb. 9). Daneben kann man idiomorphe und xenomorphe, perthitisch entmischte Alkalifeldspate in den Interstitien beobachten. Für die Zone 2 ist das zusätzliche Auftreten eines meist xenomorphen, völlig ungetrübt erscheinenden Alkalifeldspates typisch. In den Zonen 4 und 5 sind die Säume der Plagioklase nur noch unvollständig und sehr schmal ausgebildet. In der Zone 5 tritt wieder ein Alkalifeldspat in Form xenomorpher ungetrübteter Körner auf, der in Zone 6 an Häufigkeit enorm zunimmt. Meist findet man ihn in mehr oder weniger großen Gebieten in Assoziation mit Quarz. Für Zone 6 konnte nachgewiesen werden, daß dieser Alkalifeldspat als aus dem Liegenden des Sills aufgenommenes Fremdmaterial angesehen werden muß.

Wichtig für die Gesteinsgenese ist die Feststellung, daß Quarz besonders in der Zone 3, aber auch in der vierten idiomorph oder xenomorph als primärer Gemengteil in den Strukturzwickeln der Plagioklase auftritt (siehe Abb. 10).

In ganz anderer Art und Weise findet man den Quarz in der Zone 6. Er kommt hier meist zusammen mit Alkalifeldspat in größeren Gebieten vor, die dem gesamten Erscheinungsbild nach als fremd aufzufassen sind.

Zwischen Alkalifeldspat und Quarz gibt es graphische Verwachsungen nach Art der Schriftgranite (siehe Abb. 11). Diese Erscheinung ist für die Zone 3 ein besonderes Charakteristikum. Das von WAGNER (1939) für Quarzdiabase des Ostthüringischen Hauptsattels beschriebene Auftreten solcher graphophyrischer Verwachsungen um sogenannte „Kernplagioklase“ herum konnte hier nur selten beobachtet werden. Viel häufiger ist dieser „Mikropegmatit“ als Zwickelfüllung zu finden.

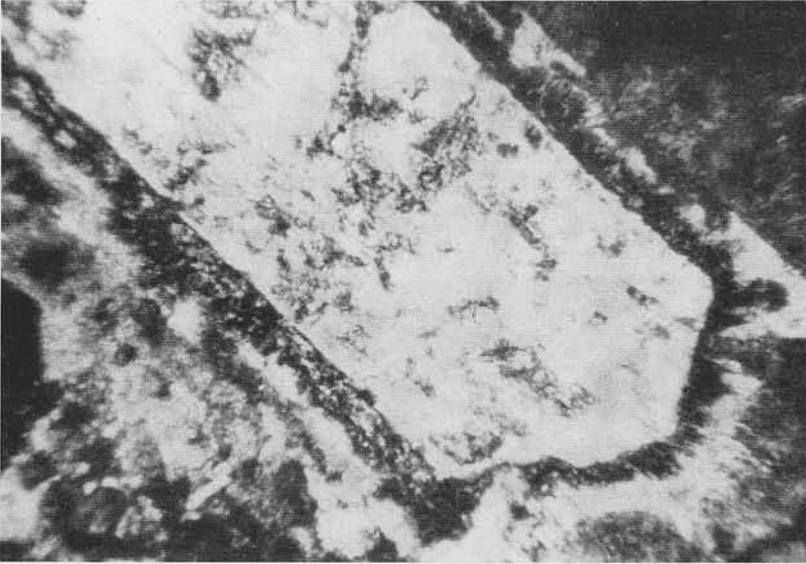


Abb. 9. Teilweise zersetzter Plagioklas mit Alkalifeldspatsaum, der von innen nach außen durch Chlorit II verdrängt wird; Nicols +, Vergr. 110×

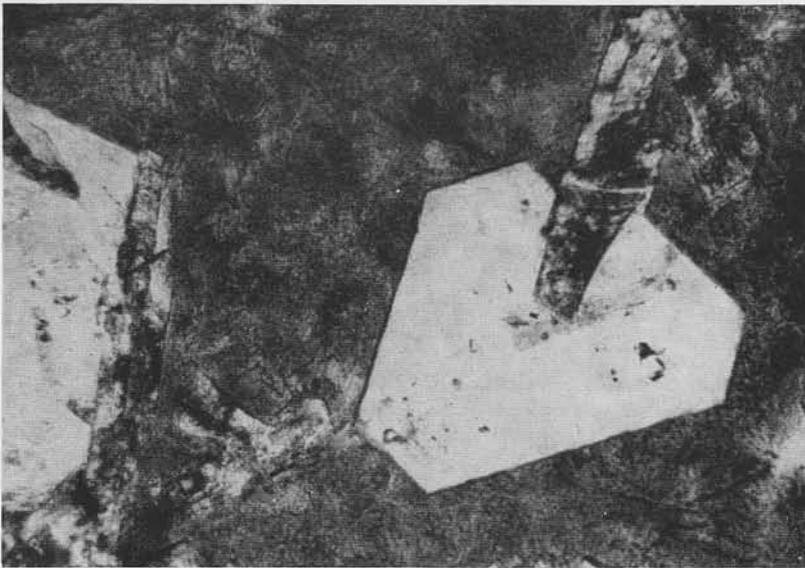


Abb. 10. Idiomorpher Tiefquarz von interstitiellem Chlorit umgeben. In den Quarz hinein ragt Apatit I; Nicols +, Vergr. 260×

#### 4.6. Chlorit

In den Interstitien treten mehrere Chloritvarietäten auf. Als Chlorit I soll ein Chlorit mit grün nach blaßbraun zeigenden Pleochroismus und einer Doppelbrechung von  $\Delta = 0,009$  bis  $\Delta = 0,013$  bezeichnet werden. Der optische Charakter der Hauptzone ist positiv.

Chlorit II ist kräftig grüngefärbt und wenig pleochroitisch, er zeigt ähnliche optische Eigenschaften wie Chlorit III, der sich von Chlorit II durch weniger kräftige Färbung unterscheidet. Seine Doppelbrechung liegt im Bereich von  $\Delta = 0,005$  bis  $\Delta = 0,009$ . Es dürfte sich um einen antigoritischen Chlorit handeln.

Die Unterscheidung von Chlorit II und den Pseudomorphosen nach Orthopyroxen ist nicht immer ohne Schwierigkeiten möglich. In der Zone 5 tritt zusätzlich ein Chlorit IV auf. Dieser ist nur blaß grünlich gefärbt und zeigt geringen Pleochroismus. Die Doppelbrechung liegt bei  $\Delta = 0,003$  bis  $\Delta = 0,004$ ; in Faserrichtung schwingt Z. Manchmal sind anomal blaue Interferenzfarben zu beobachten, die für einen penninähnlichen Chlorit sprechen.

Weiterhin kommt ein Chlorit in Gesteinstrümmern vor. Die Fasern dieses Minerals stehen immer senkrecht zur Klüft. In Faserrichtung schwingt Z. Die Doppelbrechung ist sehr niedrig.

Auf Grund der Feinheit der Aggregate ist eine genauere optische Bestimmung nicht möglich; auch sollen hier keine Altersunterschiede zum Ausdruck gebracht werden.

#### 4.7. Opake Minerale und Leukoxen

An Erzmineralen überwiegen Titanomagnetit und Ilmenit, daneben erscheinen sporadisch Sulfide wie Pyrit, Pyrrhotin und Kupferkies.

Über Auftreten und Verteilung dieser Minerale soll in einer späteren Arbeit berichtet werden.

In Gebieten stärkerer sekundärer Umwandlung der Plagioklase läßt sich meist auch eine stärkere Leukoxenisierung der opaken Bestandteile feststellen. Häufig verbleibt bei der Leukoxenisierung der Titanomagnetite ein opakes Gerüst von sagenitartig angeordneten Leisten. Weiter erscheint Leukoxen in Form „wolkenartiger“ Gebilde und Kügelchen im interstitiellen Chlorit und in den Pseudomorphosen nach Orthopyroxen.

#### 4.8. Biotit

Biotit konnte relativ häufig, meist in Verbindung mit Leukoxen, den opaken Mineralen, den Pyroxenen und dem Olivin beobachtet werden. Er zeigt sehr starken Pleochroismus von dunkelrotbraun über fahlbräunlichgelb bis beinahe farblos, ist optisch negativ und hat einen Achsenwinkel von nahezu  $0^\circ$ . Für  $\Delta$  wurde 0,046 bis 0,048 bestimmt. In der Zone 5 weist er eine durchschnittliche Korngröße von  $100 \mu\text{m}$  bis  $500 \mu\text{m}$  auf. Randlich wird Biotit häufig in einen Chlorit umgewandelt.

#### 4.9. Hornblende

Hornblende, deren Vorkommen nur für die Zonen 3 und 4 typisch ist, tritt in zwei verschiedenen Erscheinungsformen auf: einmal als Parallelverwachsung der Klinopyroxene, zum anderen als kleine ( $50\text{--}100 \mu\text{m}$ ) idiomorphe Kristalle in den Strukturwickeln der Plagioklase in Chlorit eingebettet. Beide Varietäten haben die gleichen optischen Eigenschaften. Der Achsenwinkel ist relativ groß, das Mineral optisch negativ. Für  $Z \wedge c$  wurden  $18^\circ$  bis  $25^\circ$  bestimmt. Die Doppelbrechung variiert zwischen  $\Delta = 0,018$  und  $\Delta = 0,020$ .

Interessant sind die Parallelverwachsungen mit Klinopyroxen. Beinahe in allen Fällen konnte beobachtet werden, daß die braune Hornblende immer dort anwächst, wo die Klinopyroxene frei an die Interstitialräume grenzen. Diese Hornblende dürfte in den letzten Stadien der Kristallisation aus der wäßrigen Restschmelze, die in den Strukturwickeln der Plagioklase gegen Ende der Erstarrung angereichert war, auskristallisiert sein.

#### 4.10. Apatit

Apatit ist im gesamten Profil vorhanden. Die Varietät I, die durch lange schmale Prismen (bis 3 mm Länge) charakterisiert ist, durchspießt offensichtlich außer Olivin alle Minerale, sie scheint also sehr früh auskristallisiert zu sein. Apatit II ist jünger als Plagioklas und scheinbar auch jünger als Klinopyroxen, er tritt nur in der Zone 3 und ab 330 m Bohrtiefe bis an die Grenze der Zone 7 auf. Diese Varietät ist durch dicke kurze Prismen und gedrungene xenomorphe Körner charakterisiert.

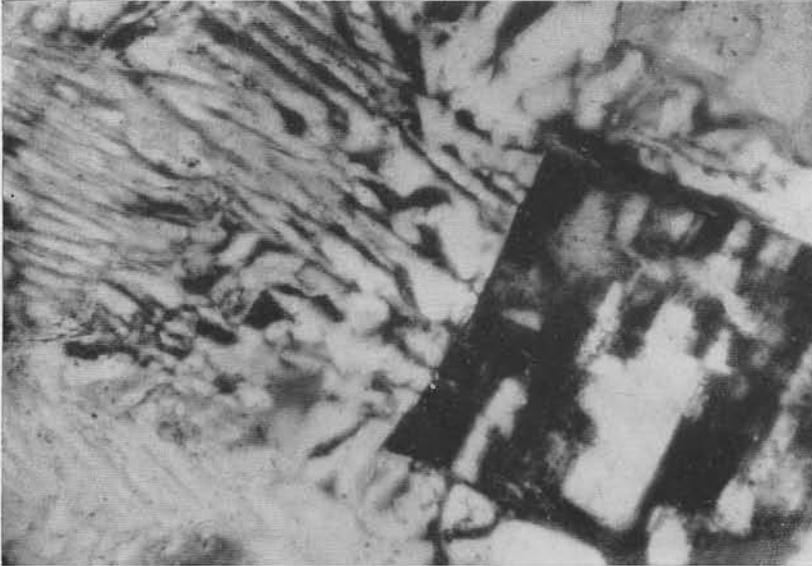


Abb. 11. Ein perthitisch entmischter Alkalifeldspat wird von graphophyrischen Verwachsungen zwischen Quarz und Alkalifeldspat umgeben; Nicols +, Vergr. 260×

#### 4.11. Zirkon

Zirkon kommt vor allem im oberen und unteren Teil des Sills vor. In der Zone 1 wurde er zusammen mit Alkalifeldspat und Quarz in einer Mandelfüllung gefunden. In Zone 2 konnte er ebenso wie in der Zone 6 und 7 im Zusammenhang mit resorbierten Fremdmaterial beobachtet werden. Das Mineral Zirkon dient im vorliegenden Fall geradezu als „Indikator“ für Fremdmaterialaufnahme.

#### 4.12. Kalzit, Epidot, Prehnit und fraglicher Rutil

Der äußerst seltene Kalzit ist als Sekundärprodukt aus Plagioklas hervorgegangen. In der Zone 7 besteht die Möglichkeit, daß Kalzit sekundär nach Klinopyroxen gebildet wurde.

Epidot kann man ebenso höchst selten beobachten; seine optischen Daten weisen ihn als zum Pistazit gehörig aus.

Prehnit ist in der Zone 6 das häufigste Sekundärprodukt der Plagioklase. In den meisten Fällen ist er fasrig ausgebildet. Die Doppelbrechung ist hoch und liegt zwischen  $\Delta = 0,030$  und  $\Delta = 0,035$ . Teilweise lassen sich anomale Interferenzfarben feststellen.

Der Prehnit ist nicht nur an Stelle der Plagioklase zu finden, sondern auch in den Interstitien und häufig als Füllung von Klüften.

In Gebieten starker sekundärer Umwandlung treten häufiger feinste hochbrechende Nadeln von zum Teil beträchtlicher Länge auf. Diese sind nicht nur im Quarz und Alkalifeldspat, sondern auch im Chlorit der Interstitien gut zu beobachten. Es ist nie gelungen, optische Daten zu ermitteln, da diese immer von denen des Wirtsminerals überdeckt wurden. Möglicherweise handelt es sich bei diesem Mineral um sekundäre Bildungen von Rutil.

### 5. Beschreibung des Gefüges

Im abgeschreckten Rand konnten niemals einsprenglingsartige Frühkristallite von Olivin, Pyroxen oder Plagioklas beobachtet werden. Klinopyroxen erscheint immer als Grundmassegemengteil. Die Orthopyroxene kann man unter Umständen



Abb. 12. Typisches subophitisches Gefüge; rechts unten ein teilweise zersetzter idiomorpher Olivin; Nicols +, Vergr. 7×

als den Beginn einer Frühkristallisation ansehen, obwohl sie nicht einsprenglingsartig auftreten. Die Plagioklase bilden ein wirrstrahliges Netz kleinster Leisten. In den kleinen Zwickeln der Plagioklase befinden sich die übrigen Gemengteile das Gefüge ist also als intersertal<sup>3)</sup> bis intergranular<sup>4)</sup> zu bezeichnen. Als Besonderheit kann man die Mandelsteinbildung am unmittelbaren Kontakt zum Nebengestein ansehen. Das Gefüge der Übergangszone 2 ist stark wechselnd. Im Bereich

<sup>3)</sup> Intersertales Gefüge: Zwischen den leistenförmigen Plagioklasschnitten befindet sich eine relativ feinkristalline Grundmasse oder unter Ausscheidung von Augit, Feldspat und Eisenerz entgaste Glasbasis [nach FREUND (1955)].

<sup>4)</sup> Intergranulares Gefüge: Die Zwischenräume der Feldspatleisten werden von selbständigen Mineralkörnern — besonders Augit und Olivin — ausgefüllt [nach FREUND (1955)].

stark resorbierten Fremdmaterials bilden große Feldspatleisten ein wirrstrahliges Gerüst, dazwischen liegen in den Zwickelräumen alle übrigen Minerale. Es hat sich ein Gefüge herausgebildet, wie es für Zone 3 typisch ist. Die Normalausbildung des Gefüges in Zone 2 ist ophitisch bis subophitisch.

Die Zone 3 nimmt nicht nur auf Grund ihres Mineralgehaltes gegenüber allen anderen Zonen eine Sonderstellung ein, sondern auch wegen ihres Gefüges (siehe Abb. 4). Diese Verhältnisse werden schon in der Kurve der durchschnittlichen Leistenlänge der Plagioklase angedeutet (siehe Abb. 3). Das eigenartige Gefüge hat seine Ursache in der anders gearteten Altersfolge der Minerale und ihrer Neigung zu „pegmatitischem“ Wachstum. Klinopyroxen I wurde vor der Hauptgeneration der Plagioklase in dieser Zone gebildet. Das typische, sperrige Plagioklasleistengefüge ist verlorengegangen. Teilweise liegen die Feldspäte ohne gegenseitige Berührung in einer Zwischenmasse von Chlorit, Alkalifeldspat, xenomorphem Klinopyroxen und besonders graphophyrischen Verwachsungen. Man muß also das Gefüge als intergranular bis intersertal bezeichnen. Im unteren Teil dieser Zone zeigt das Gefüge Übergänge zur Zone 4.

In der Zone 4 hat sich die durchschnittliche Länge der Plagioklase gegenüber Zone 3 stark verringert. Die Plagioklase bilden ein typisches sperriges Leistengefüge. Mit den Klinopyroxenen bilden sie subophitische<sup>5)</sup> Verwachsungen. Im unteren Teil dieser Zone tritt die gleiche Erscheinung wie beim Übergang von Zone 3 zur Zone 4 auf. Entsprechend der Mineralführung muß man das Gestein noch zur Zone 4 rechnen; das Gefüge hingegen entspricht schon dem der Zone 5. Es ist also auch an dieser Grenze das Phänomen zu beobachten, daß die Gefügeänderung nicht mit der Änderung der Mineralkomponenten bzw. ihrer Häufigkeit einhergeht.

Im oberen Teil der Zone 5 ist die ophitische<sup>6)</sup> Verwachsung der gegenüber Zone 4 weiter verkürzten Plagioklasleisten mit Klinopyroxen gut zu erkennen. In der Mitte dieser Zone ist Olivin sehr stark angereichert, so daß in den großen Pyroxengebieten die poikilitisch eingelagerten idiomorphen Olivine überwiegen. An der Grenze zur Übergangszone 6 läßt sich keine Gefügeänderung feststellen, obwohl eine starke Änderung in der Mineralführung auftritt. Nach wie vor herrscht die ophitische Verwachsung, aber hier zwischen Orthopyroxen und Plagioklas.

Dort wo Fremdmaterial resorbiert wurde, zeigen die Plagioklase größere Ausdehnung, das Gefüge entspricht dann dem der Zone 3. Im unteren Teil der Zone 6 deutet sich durch allmähliche Verkürzung der Plagioklasleisten ein Übergang zum Gefüge der Zone 7 an, das dem der Zone 1 entspricht (siehe Abb. 4).

## 6. Modalanalyse des Gesteins

Die Modalanalyse des Gesteins wurde nach der point-counter-Methode mit dem elektrischen Zählgerät „Eltinor“ durchgeführt. Fünfzig Dünnschliffe wurden der Integrationsanalyse unterzogen. Sie waren in keinem Fall nach besonderen Gesichtspunkten ausgewählt, sondern jeder dritte oder vierte Dünnschliff aus der normalen Reihenfolge der Proben wurde untersucht.

<sup>5)</sup> Subophitisches Gefüge: Pyroxene, die als optisch einheitliche Gebiete erscheinen, schließen nur teilweise Plagioklasleisten ein, deren durchschnittliche Länge größer als die durchschnittliche Pyroxengröße ist [nach R. H. CLARKE (1952) zitiert bei F. WALKER (1957)].

<sup>6)</sup> Ophitisches Gefüge: Pyroxene, die als optisch einheitliche Gebiete erscheinen, schließen vollständig Plagioklasleisten ein, deren durchschnittliche Länge kleiner ist als die der Pyroxene [nach R. H. CLARKE (1952) zitiert bei F. WALKER (1957)].

Für die Analyse des Gesteins der feinkörnigen, basaltisch dicht erstarrten Zonen 1 und 7 wurden als Meßgrundlage 3000 Punkte pro  $\text{cm}^2$  ausgezählt. Die so erhaltenen Ergebnisse muß man dennoch mit Vorsicht betrachten und diskutieren, da selbst bei größter Sorgfalt eine exakte Integration dieser feinkörnigen Grundmasse nicht möglich war. Die Ergebnisse werden daher nur der Vollständigkeit wegen mit angegeben. Für die Integration des Gesteins der übrigen Zonen wurden 1500 Punkte pro  $\text{cm}^2$  als ausreichende Grundlage ermittelt. Durchschnittlich wurde über eine Fläche von 3,5 bis 4,5  $\text{cm}^2$  integriert.

In Zonen stärkerer Zersetzung der Plagioklase ist es möglich, daß die Menge des interstitiellen Chlorits zugunsten der Plagioklase unter- oder überbewertet wurde, da eine Trennung zwischen dem neugebildeten Chlorit in den Plagioklasen und dem interstitiellen Chlorit nicht in jedem Fall sicher ist. Ebenso bereitete die sichere Unterscheidung zwischen ungünstigen Schnittlagen der Klinopyroxene und den Orthopyroxenen einige Schwierigkeiten, so daß hier eine Möglichkeit für Fehler vorhanden ist. Die gemessene Erzkomponente umfaßt nicht nur die eigentlichen opaken Minerale, sondern auch Leukoxen, Titanit und Hämatit. Die sekundären Umwandlungsprodukte der Orthopyroxene und Olivine wurden nicht gesondert integriert.

Zur besseren und schnelleren Identifizierung der Alkalifeldspate wurden diese angefärbt.

Die Ergebnisse der Integration sind in der Tabelle gegeben und in den Abbildungen 1 und 2 graphisch dargestellt. Die Verteilung der Minerale ist nicht gesetzlos, für alle ergibt sich eine mehr oder weniger deutliche Gegenläufigkeit. So sind die Letztkristallisate Alkalifeldspat und Quarz in den oberen Teilen des Sills angereichert, während Olivin als Erstkristallisat in den unteren angereichert ist.

Die Tendenz der Plagioklasverteilung zeigt mehr oder weniger Übereinstimmung mit der von HENTSCHEL (1956) für einen intrusiven Diabas der Bohrung Weyer 1 gegebenen Kurve. Vergleiche mit den von JOPLIN (1957) gegebenen Kurven für die Plagioklasverteilung im Palisaden-Sill, New Jersey, und dem Mount-Wellington-Sill in Tasmanien ergeben die gleiche Übereinstimmung. Ebenso zeigt eine Summenkurve von Klinko- und Orthopyroxen eine gute Übereinstimmung mit der Tendenz der Pyroxenverteilung im Palisaden-Sill. Wie für den Palisaden-Sill, so trifft auch für den Dolerit der Höhen-Berge zu, daß sich das Maximum der Olivin-anreicherung in einem gewissen Abstand über der liegenden Grenze des Sills befindet. Die Verteilung der opaken Minerale zeigt gleichfalls Parallelen zu den Ergebnissen der genannten Autoren. Diese Fakten sprechen dafür, daß basische Gesteine nach einem mehr oder weniger einheitlichen Schema differenzieren. Eine Sonderstellung nehmen im vorliegenden Fall Klinopyroxen — der im Gegensatz zu anderen Beispielen keine deutliche gravitative Differentiation zeigt — Alkalifeldspat und Quarz ein, die hier zusätzlich im unteren Teil des Lagerganges gewisse Anreicherungen zeigen. Diese sind durch starke Schwankungen der Gehalte charakterisiert. Im speziellen Fall konnte bewiesen werden, daß es sich um aus dem Liegenden des Sills aufgenommenes saures Fremdmaterial handelt. Dieser Vorgang dürfte auch Ursache für die starke Bildung von Orthopyroxen im unteren Teil der Zone 6 sein.

Im allgemeinen bringt die graphische Darstellung die Tendenz der Mineralverteilung und damit die Charakteristik der einzelnen Zonen gut zum Ausdruck, so daß auf nähere Erläuterungen verzichtet werden kann.

Tab. Modale Mineralbestände in Vol.-%

Zone	Dünnschliff Nr.	Pr. Nr.	Plagio- klas	Klino- pyroxen	Ortho- pyroxen	Olivin	opake Mine- rale	Alkali- feld- spat	Quarz	interstit. Chlorit	Biotit	Horn- blende	Apatit	Grapho- phyr
1	D 17 647	1	62,5	16,9	8,2	—	9,0	?	?	0,1	2,8	—	—	
	D 17 646	2	62,0	22,0	4,3	—	7,4	1,2	?	2,3	0,1	—	—	
	D 16 776	4	56,5	14,9	17,3	—	2,3	4,6	?	3,9	0,3	—	—	
2	D 17 132	7	51,5	22,4	6,4	5,1	8,8	1,6	0,6	2,7	0,1	—	0,8	
	D 17 653	8	66,0	8,6	0,8	19,0	1,7	2,0	—	1,2	0,2	—	0,1	
	D 17 134	10	59,2	20,3	—	7,1	2,5	3,1	3,4	2,3	0,2	—	0,3	1,6
3	D 17 136	13	49,5	22,0	7,3	—	8,4	3,6	2,1	2,1	—	0,1	0,4	4,8
	D 16 778	14	45,5	15,7	0,4	—	8,5	1,8	3,7	6,0	—	0,3	0,7	17,2
	D 16 780	17	51,0	23,3	4,6	—	9,7	4,1	1,6	4,0	—	0,3	0,4	1,9
	D 16 781	19	32,5	18,6	1,7	—	6,4	4,9	3,2	3,2	—	< 0,1	1,1	26,0
	D 17 141	22	45,5	16,8	7,9	—	7,3	2,1	2,2	3,4	—	< 0,1	1,0	13,1
	D 17 420	28	41,0	20,8	8,8	—	11,2	1,2	2,7	4,7	—	< 0,1	1,2	7,1
	D 17 418	30	42,5	32,8	2,8	—	11,2	2,1	2,2	3,4	—	0,4	0,4	2,6
	D 17 414	35	46,0	29,2	1,4	—	13,5	4,1	0,3	4,6	—	< 0,1	0,5	—
	D 16 784	38	40,0	28,0	2,8	—	10,7	11,4	2,8	3,3	—	< 0,1	1,0	—
	D 16 785	39	38,0	25,2	0,7	—	15,3	13,1	1,3	6,1	—	< 0,1	0,05	—
	D 16 786	45	54,0	11,9	5,1	—	9,5	11,6	2,2	4,3	—	0,3	1,0	—
	D 16 788	50	62,0	13,9	8,8	—	2,4	5,9	2,5	2,4	—	0,3	0,8	—
	D 16 791	54	54,0	23,5	2,1	—	2,5	12,2	1,9	2,5	0,1	0,2	0,8	0,1
4	D 17 146	60	61,5	21,6	—	4,4	2,2	4,7	3,2	1,5	0,1	0,2	0,6	0,9
	D 17 148	64	56,0	25,0	—	6,7	3,9	3,2	2,8	2,2	—	0,2	0,2	—
	D 17 659	70	62,0	19,0	—	7,9	2,5	4,3	1,9	1,5	0,1	0,3	0,2	—
	D 16 800	74	62,5	17,4	—	6,5	2,0	6,0	1,8	2,2	—	—	0,3	—
	D 17 656	80	62,6	18,3	—	5,2	3,2	5,0	0,8	2,1	0,1	—	0,1	—
	D 16 805	85	62,5	20,5	—	5,0	2,6	5,4	1,9	1,8	—	—	0,5	—
	D 17 651	89	58,6	18,5	—	10,3	2,0	4,7	1,3	1,2	0,1	—	0,3	—

Tab. (Fortsetzung)

Zone	Dünnschliff Nr.	Pr. Nr.	Plagio- klas	Klino- pyroxen	Ortho- pyroxen	Olivin	opake Mine- rale	Alkali- feld- spat	Quarz	interstit. Chlorit	Biotit	Horn- blende	Apatit	Grapho- phyr
4	D 17960	93	63,0	16,8	—	12,8	2,2	2,6	1,4	1,6	0,2		0,1	
	D 17957	98	53,0	26,5	—	6,8	2,0	2,4	1,3	1,8	0,1		0,5	
	D 17964	102	61,5	18,8	—	10,2	2,9	2,8	0,6	2,2	0,1		0,5	
	D 17963	108	72,0	11,5	—	2,0	4,1	3,9	0,8	4,1	0,8		0,7	
5	D 17940	113	57,5	11,7	1,2	20,0	1,5	2,9	0,7	3,2	0,3		0,2	
	D 17948	119	57,5	10,5	1,6	20,5	2,1	1,8	0,4	1,8	0,4		0,6	
	D 16823	124	45,0	8,0	2,1	33,4	3,8	1,3	0,1	2,9	1,2		0,5	
	D 16826	128	56,5	5,3	4,0	24,0	3,5	3,0	—	2,9	0,9		0,3	
	D 16828	133	55,0	4,5	3,1	26,4	1,0	2,7	—	1,8	0,4		0,5	
	D 17935	137	43,5	9,9	4,8	33,8	2,0	1,0	—	2,1	1,3		0,2	
	D 16830	142	56,0	8,3	3,2	24,4	2,7	3,0	—	1,2	0,7		0,3	
	D 16835	147	51,5	13,5	2,1	24,6	3,3	1,9	—	1,6	0,6		0,3	
	D 16837	151	54,5	5,9	5,4	26,0	2,8	2,0	—	2,7	0,7		0,5	
	D 17428	155	56,5	9,6	1,7	21,2	2,3	3,8	—	4,0	0,4		0,5	
	D 14861	159	52,0	16,0	2,4	20,2	3,0	1,2	—	2,6	0,7		1,3	
	D 16844	163	57,0	6,8	5,6	22,0	2,3	1,8	—	2,1	0,6		1,4	
	D 16846	166	56,0	16,0	4,0	16,5	3,5	0,8	1,7	0,4	0,4		0,6	
	D 16848	169	55,5	16,0	4,0	13,5	3,0	1,6	4,0	0,5	0,6		0,9	
6	D 16854	179	41,5	8,0	29,2	—	2,6	2,6	—	16,6?	0,4		0,5	
	D 16853	181	39,0	10,0	26,5	—	4,3	7,0	0,5	10,0	2,3		< 0,1	
	D 18857	187	44,5	11,5	22,0	—	4,0	8,6	1,7	6,3	0,1		< 0,1	
	D 16855	190	40,5	11,0	29,0	—	4,0	9,0	5,3	3,8	0,4		< 0,1	
7	D 17402	192	50,0	17,2	10,0	—	15,1	5,9	?	1,8	?		?	
	D 17401	193	57,2	21,8	5,1	—	11,3	2,7	?	2,5	?		?	

## 7. Zur Genese des Gesteins

### 7.1. Über den möglichen Ablauf der Erstarrung

Die Variationskurve der durchschnittlichen Leistenlänge der Plagioklasse<sup>7)</sup> läßt einige Schlußfolgerungen zu. Die abgeschreckten Ränder (Zone 1 und 7) zeigen die kürzesten Plagioklasleisten. Für diese abgeschreckten, basaltisch dicht erstarrten Teile des Lagerganges ist bekannt, daß allen Komponenten zur Auskristallisation nur eine sehr kurze Zeit zur Verfügung stand. Aus den petrographischen Untersuchungen ist weiterhin bekannt, daß die Hauptmenge der Plagioklasse der Zone 3 etwas später als alle übrigen Plagioklasse gebildet ist. Es muß also mit gewissen Vorbehalten die Berechtigung bestehen, die Größe und damit auch die Länge der Plagioklasse als eine Funktion der zur Kristallisation zur Verfügung stehenden Zeit und der während der Erstarrung herrschenden physiko-chemischen Bedingungen anzusehen.

Nimmt man weiterhin für den unter Sedimentbedeckung intrudierten Sill an, daß die Abkühlung vom unteren und oberen Rand aus erfolgte, so würde dies fordern, daß den Plagioklasen in der Mitte des Sills die längste Zeit für die Kristallisation zur Verfügung stand und damit das Maximum in der Mitte liegen müßte.

Wenn aber das Maximum im oberen Teil des Sills zu finden ist, so kann man dies auf eine Ansammlung von Material zurückführen, das einen niedrigeren Schmelzpunkt hat als das im unteren Teil. Trotz fortschreitender Abkühlung wird aus diesem Grund in den oberen Teilen noch keine Auskristallisation zu erwarten sein. Diese Forderung wird erfüllt durch Ansammlung der Restschmelze in diesem Bereich, die reich an flüchtigen Komponenten und  $H_2O$  sein müßte. Der Vorgang wird ferner durch Wärmekonvektionen unterstützt. Die Erstarrung erfolgt zunächst rasch von den Rändern aus; in der Folgezeit ist aber hauptsächlich ein allmähliches Fortschreiten der Erstarrung des Sills von unten nach oben charakteristisch.

### 7.2. Bemerkungen zur Ausscheidungsfolge der Minerale

Im folgenden soll nur kurz dargelegt werden, wie die Vorgänge, die zur Differentiation führten, zu erklären sind.

Die Gesteinsbildung beginnt mit der Olivinabscheidung aus der Schmelze. Daran schließt sich ein gravitatives Aussaigern an. Die oberen Teile des Sills werden frei von Olivin sein, während in den unteren Teilen eine Anreicherung zu vermerken ist. Bei weiterem Abkühlen der Schmelze wird zunächst nur Labrador gebildet, da sein Schmelzpunkt gegenüber dem der anderen Plagioklasse zuerst unterschritten wird. Da die Erstarrung im wesentlichen von unten nach oben schreitet, wird zunächst im unteren Teil nur Labrador gebildet. Der darüber befindlichen Schmelze wird also Kalzium entzogen. Bei weiter fortschreitender Abkühlung kann in höheren Teilen nur noch kalziumärmerer Plagioklas gebildet werden. Im folgenden überschneiden sich Klinopyroxen- und Andesin-Kristallisation. Im unteren Teil des Sills (Zone 5) wird also in der Hauptsache ophitische

---

<sup>7)</sup> Zur Untersuchung der Längen- und Breitenverhältnisse der Plagioklasse wurden 1200 Leisten vermessen. Die Messungen verteilen sich gleichmäßig über das gesamte Profil auf 100 Dünnschliffe.

Verwachsung des Klinopyroxens mit Plagioklas auftreten, während sich im mittleren Teil (Zone 4) subophitische Verwachsungen bilden, da sich in diesem Bereich die Plagioklas- und die Klinopyroxen-Kristallisation überschneiden. In der Zone 3, wo Plagioklas etwas später als in allen anderen Zonen kristallisiert, wird sich ein Teil des Klinopyroxens idiomorph ausscheiden. Zwischen den idiomorph und xenomorph kristallisierenden Klinopyroxenen scheint nur ein kleiner zeitlicher Zwischenraum zu bestehen, in welchem die Oligoklas-Kristallisation beginnt. Vorgänge, die auf ein gravitatives Aussaigern des Klinopyroxen I hinweisen, konnten



Abb. 13. Ein großer Klinopyroxen wird ophitisch von Plagioklas durchsetzt; häufig sind kleine idiomorphe Olivine poikilitisch eingewachsen; Nicols +, Vergr. 7×

nicht beobachtet werden. Diese Feststellung scheint im Gegensatz zu den Ergebnissen HENTSCHELS (1956) und RÖSLERS (1960) zu stehen, die in lagendifferenzierten Diabasen eine gravitative Differentiation des Klinopyroxens nachwiesen.

Im vorliegenden Fall konnte es nicht zu einer Aussaigerung des Klinopyroxen I bis in tiefere Zonen kommen, da dort bereits ein Teil der Plagioklase vor Klinopyroxen kristallisierte. Dies steht in engem Zusammenhang mit dem primär höheren Kalzium-Gehalt der Plagioklase.

Mit beginnender Auskristallisation der Hauptkomponenten des Gesteins kommt es auch zur Anreicherung einer relativ dünnflüssigen, an leichtflüchtigen Komponenten reichen Restschmelze, die in den Bereich der Zone 3 aufsteigt. Dieser Vorgang ist für die gesamte Gesteinsgenese von größter Bedeutung.

Der olivinführende Dolerit der Bohrung Schnellbach 1/62 ist somit ein Schulbeispiel für die Differentiation basischer Gesteine. Man muß ihn neben dem aus der Literatur bekannten Palisaden-Sill und Mount-Wellington-Sill als gleichwertiges Beispiel ansehen.

## 8. Zur Gesteinsbezeichnung

### 8.1. Bisherige Benennung des Gesteins

HEIM (1799) gab dem Gestein die Bezeichnung Syenit. CREDNER (1841, S. 402) nannte das Gestein der Höhen-Berge zuerst einen Diorit, später (CREDNER 1843) verwendet er den Namen Hypersthenfels. Danach wendet zuerst BÜCKING [zitiert bei KÜHN (1920)] die LOSSENSche Bezeichnung Mesodiabas auf dieses Gestein an. Diese Gesteinsbezeichnung war der berechtigten Kritik ausgesetzt, und im Jahre 1915 forderte schon UTENDÖRFER die neue Bezeichnung Olivindiabas. HOYER (1962) kommt zu der Auffassung, das Gestein als Quarz-Dolerit bezeichnen zu müssen.

### 8.2. Vorschlag zur Neubenennung

Die historisch belastete Bezeichnung „Mesodiabas“ ist für das Gestein der Höhen-Berge nicht mehr anzuwenden. Die Anwendung der Bezeichnung „Diabas“ ist im vorliegenden Fall ebenfalls als unzweckmäßig anzusehen.

Nach A. JOHANNSEN (1958) und v. WOLFF (1951) müßte man das Gestein im weitesten Sinne als einen „intrusiv doleritischen Basalt“ bezeichnen. Hier gilt die Bezeichnung „Dolerit“ nur als eine Strukturvarietät und charakterisiert auch nicht die intrusive Natur des Gesteins.

Es wäre von Vorteil, wenn man sich der Begriffe bediente, wie sie besonders von tasmanischen und englischen Autoren verwendet werden. WALKER (1957), JOPLIN (1957), McDOUGALL (1962) und viele andere Autoren benutzen den Begriff „Dolerit“ für intrusive Gesteine mit basaltischem Chemismus. Am umfassendsten beschäftigte sich WALKER mit der Nomenklatur solcher Gesteine. Je nach Stammagma unterscheidet er zwei Haupttypen mit ihrem verschiedenen Differentiationsvorgang; tholeiitische Dolerite und Olivin-Dolerite. Er schlägt vor, den Begriff „tholeiitischer Dolerit“ trotz mangelnder petrographischer Beziehung zum Tholeiit aus historischen Gründen beizubehalten. Wesentlicher Unterschied zwischen beiden Varietäten sind der geringe oder fehlende Olivingehalt des tholeiitischen Dolerits, sein höherer Fe-Gehalt, seine Differentiation zu granitischer Restschmelze, während sich Olivin-Dolerite zu syenitischer Mesostasis oder Pegmatitinjektionen entwickeln.

Man müßte also das Gestein der Höhen-Berge im weitesten Sinne als einen olivinführenden Dolerit bezeichnen, der den normalen Differentiationsvorgängen unterlag.

## 9. Zusammenfassung

Die petrographische Bearbeitung des Profils des in der Bohrung Schnellbach 1/62 (Thüringer Wald) durchsunkenen Dolerit-Sills der Höhen-Berge läßt eine deutliche Differentiation innerhalb des 355 m mächtigen Lagerganges erkennen. Neben der petrographischen Untersuchung führten auch die petrochemischen, geochemischen und geophysikalischen Ergebnisse — über die später berichtet werden soll — zu einer Gliederung des Lagerganges in sieben unterschiedlich entwickelte Zonen.

Die Zonen 1 und 7 stellen die abgeschreckte Randfazies des Gesteins dar; sie sind während der Intrusion sofort erstarrt. Viele Eigenschaften der Übergangszonen 2 und 6 sprechen dafür, daß es sich um mehr oder weniger undifferenziertes Gestein handelt, dessen Chemismus aber durch zum Teil beträchtliche Fremdmaterialaufnahme besonders aus dem Liegenden des Sills verändert ist und nicht mehr die ursprüngliche Zusammensetzung der intrudierten Schmelze repräsentiert.

Im Bereich der Zonen 3, 4 und 5 fand eine ausgeprägte Differenzierung statt, deren Ursache in der fraktionierten Kristallisation, dem gravitativen Aussaigern fester Phase und dem Aufstieg flüssiger Phase liegt.

Durch Differentiation sind im wesentlichen ein Quarz-Dolerit (Zone 3), ein olivinführender Dolerit (Zone 4) und ein Olivin-Dolerit (Zone 5) entstanden.

### Summary

The petrographical treatment of the profile obtained by the Schnellbach No. 1/62 boring (Thuringian Forest) through the dolerite sill of Höhen-Berge shows a distinct differentiation within the bed vein of 355 m thickness. Besides the petrographical investigation, petrochemical, geochemical and geophysical results, which will be reported later, resulted in classifying the bed vein into seven zones with a different development.

Zones 1 and 7 representing the chilled marginal facies of the rock are immediately solidified during the intrusion. Many properties of the transition zones 2 and 6 speak in favour of a more or less undifferentiated rock, the chemism of which has been modified by a partly considerable incorporation of foreign materials, particularly from the floor of the sill, and which no longer represents the original composition of the intruded melt.

A pronounced differentiation took place within the zones 3, 4 and 5, whose causes are a fractional crystallization, a gravitative reduction by liquation of the solid phase, and an ascent of the liquid phase.

In the main, a quartz-dolerite (zone 3), an olivine-bearing dolerite (zone 4) and an olivine-dolerite (zone 5) have been formed as a result of the differentiation.

### Резюме

Петрографическое изучение разреза скважины Шнельбах 1/62 (Тюрингенский лес) по долеритовому силлу в горах Хоэн Берге выяснило явную дифференциацию внутри в 355 м мощной пластовой жилы. Наряду с петрографическим изучением, петрохимические, геохимические и геофизические данные, о которых будет сообщено позже, способствовали расчленению пластовой жилы на семь различно развитых зон.

Зоны 1 и 7 представляют собой резко охлажденную краевую фацию породы; они сейчас застыли во время интрузии. Многие свойства переходных зон 2 и 6 свидетельствуют о том, что здесь имеется более или менее недифференцированная порода, химизм которой, однако, отчасти изменен значительным поглощением чужого материала, особенно из лежащего бока силла, и уже не представляет собой первоначальный состав интродуцированной расплавленной массы.

В пределах зон 3, 4 и 5 происходила четкая дифференциация, причиной которой являются фракционированная кристаллизация, гравитационное погружение твердой фазы и поднятие жидкой фазы.

В результате дифференциаций в основном возникли кварцевый долерит (зона 3), оливинсодержащий долерит (зона 4) и оливиновый долерит (зона 5).

### Literatur

- CLARKE, R. E.: The significance of flow structure in the microporphyrritic ophitic basalts of Arthur's Seat. — *Edinburgh Geol. Soc. Trans.*, **15**, 69—83 (1952).
- CREDNER, H.: Übersicht der geognostischen Verhältnisse zwischen Schmalkalden und Friedrichroda. — *N. Jb. Miner.*, 395—431 (1841).
- Die Augit und Hornblende führenden Gesteine am Thüringer Wald. — *N. Jb. Miner.*, 264—294 (1843).

- ENGELS, CH.: Beiträge zur Geologie des Dolerits der Höhen-Berge. — Unveröff. Diss., Univ. Jena 1964.
- FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik. — IV/1, S. 562 (1955).
- HEIM, Geologische Beschreibung des Thüringer Waldgebietes. — 2. Teil, 2. Abteilung, Meiningen 1799.
- HENTSCHEL, H.: Der lagendifferenzierte intrusive Diabas der Bohrung Weyer 1. — Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **84**, 252—284 (1956).
- HOYER, D.: Quantitativ mineralogisch-petrographische Bearbeitung des sog. Mesodiabases (Kernfazies) zwischen Schmalkalden und Friedrichroda. — Mittbl. Nr. 5129 und 5229, unveröff. Ber. Nr. 21/62 vom 13. 3. 62 des VEB Geol. Erkundung West Halle, BA Jena (1962).
- JOHANNSEN, A.: A descriptive petrography of the igneous rocks. — I, S. 249, Chicago 1958.
- JOPLIN, G. A.: The problem of the quartz dolerites: Some significant facts concerning mineral volume, grain size and fabric. With an appendix from JAEGER: The variation of density and magnetic properties. — Roy. Soc. Tasmania Papers and Proc. **91**, 129—144 (1957).
- KÜHN, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Tambach. — Berlin 1920.
- LODOČNIKOV, V. N.: Glavnejsie porodoobrazujuscie mineraly. — Gosgeolizdat, Moskva—Leningrad 1947.
- MCDUGALL, I.: Differentiation of the Tasmanian Dolerites: Red Hill Dolerite-Granophyre Association. — Geol. Soc. America, Bull., **73**, 279—316 (1962).
- RÖSLER, H. J.: Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. — Freiburger Forsch.-H., C **92**, Berlin 1960.
- SIMONS, H.: Der Mesodiabas bei Friedrichroda, ein Intrusivgestein. — Manuskript im Archiv d. preuß. geol. Landesanst., Berlin 1914 [seit 1945 unauffindbar].
- SPANGENBERG, K.: Die Zersetzungsprodukte des Olivins aus dem Muttergestein der Lagerstätte dichten Magnesits vom Galgenberg bei Zobten. — Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. **1.**, 535—547, Heidelberg 1949.
- TRÖGER, E.: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Moskau 1958 (russisch).
- UTENDÖRFER, A.: Beiträge zur Petrographie des Hühnberggesteins zwischen Schmalkalden und Friedrichroda. — Zbl. Miner. Petrogr., 623—633; 642—653 (1915).
- WAGNER, P.: Differentiationserscheinungen in Diabasen des ostthüringischen Hauptsattels. — Mineral. Petrogr. Mitt., N. S., **50**, 107—180 (1939).
- WALKER, F.: Ophitic texture and basaltic crystallisation. — J. Geol., **65**, 1—14 (1957). — Die Ursachen von Unterschieden in Doleritintrusionen. — In: Dolerite, a symposium, 1—25, Hobart 1958.
- WARREN, S. CARY (convener): Dolerite, a symposium. — Juli 1957 am Geol. Dep. Univ. Tasmania, fotomech. Veröff., 274 S., Hobart 1958.
- WOLFF, F. V.: Gesteinskunde. Die Eruptivgesteine. — Pöbneck 1951.