

Petrographische Untersuchungen am Granit von Bornholm.

Von
Georg Kalb.

Mit 8 Tafeln.

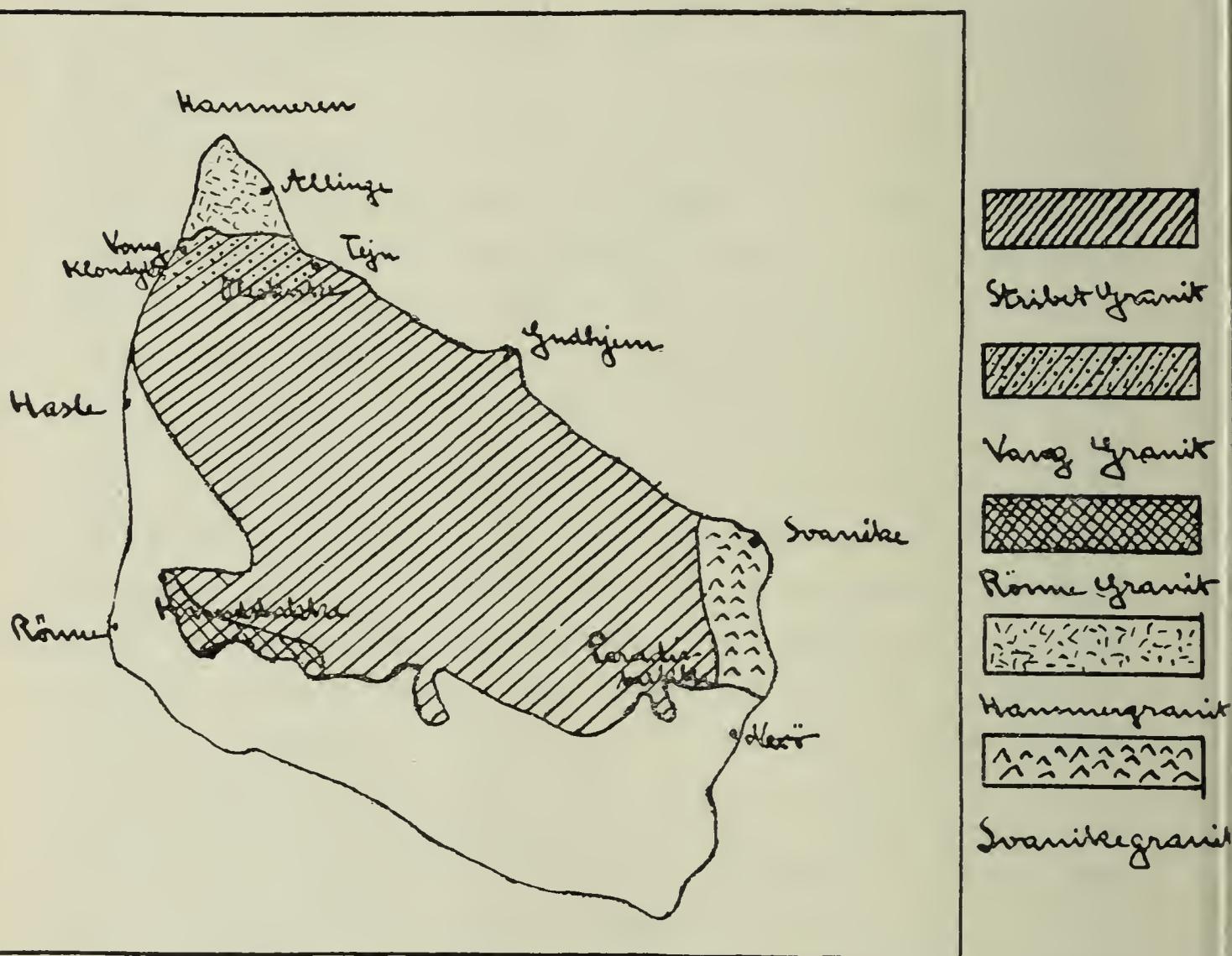
Erneute Untersuchungen über den Granit von Bornholm wurden angeregt durch eine von der Philosophischen Fakultät der Universität Greifswald gestellte Preisaufgabe; sie stützen sich auf das Werk von Emil Cohen und Wilhelm Deecke „Ueber das kristalline Grundgebirge der Insel Bornholm“, das in den Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Greifswald (IV, 1891) erschienen ist. Auf Grund von Beobachtungen an Ort und Stelle und nach dem Ergebnis der mikroskopischen Untersuchungen halten diese Forscher, wie sie gleich in der Einleitung ihres Werkes sagen, „das ganze Grundgebirge Bornholms für Granit und zwar wahrscheinlich als eine ihrer Entstehung nach im wesentlichen einheitliche Masse.“¹⁾ Am Schluß ihrer Ausführungen über den Granit fügen sie als weitere Folgerung ihrer Forschungen hinzu: „Nach unserer Ansicht würde also auf Bornholm ein Granit vorliegen, welcher seiner Hauptmasse nach eine deutliche Streckung und Schieferung zeigt. Diese Eigenschaften können ursprünglich oder später entstanden und dann als Druckphänomen aufzufassen sein. Berücksichtigt man die Mörtelstruktur, die polysynthetischen Quarze, die undulöse Auslöschung und gestörte Zwillingsbildung, Erscheinungen, welche allerdings nicht in hervorragendem Grade entwickelt sind, so dürfte die letztere Annahme die größere Wahrscheinlichkeit für sich haben.“²⁾

Die beiden angeführten Stellen aus dem Werke von Cohen und Deecke gaben in Einklang mit den Anforderungen

1) a. a. O. S. 3.

2) a. a. O. S. 35, 36.

der Preisaufgabe den vorliegenden Untersuchungen über den Granit die Richtung an: Sie erstreckten sich auf eine genaue Bestimmung des chemischen und mineralogischen Verhältnisses der typischen Glieder des Granites zueinander, wobei ein Vergleich mit den Schlierenbildungen der einzelnen Granitvarietäten angebracht schien; weiter wurde eine eingehende Untersuchung und Vergleichung der Struktur und Textur¹⁾ der verschiedenen Granitarten erstrebt.



Granitarten von Bornholm (Ussing). 1:500 000.

Gliederung der Granitmasse von Bornholm.

Die Granitmasse von Bornholm, welche ungefähr zwei Drittel der Inselfläche einnimmt, — wenn man von der in

1) Über den Sinn von Struktur und Textur vgl. „Fortschritte der Mineralogie“, 2. Band 1912: L. Milch, die primäre Struktur und Textur der Eruptivgesteine. S. 163 ff. U. Grubenmann, Struktur und Textur der metamorphischen Gesteine. S. 208 ff.

der Mächtigkeit stark wechselnden Bedeckung durch Geschiebemergel des Diluviums absieht, — gliedern Cohen und Deecke von zwei Gesichtspunkten aus. Nach der mineralogischen Zusammensetzung unterscheiden sie: Amphibolbiotitgranit und Biotit-führenden Amphibolgranit. Das oberflächliche Verbreitungsgebiet des Biotit-führenden Amphibolgranites tritt hinter dem des Amphibolbiotitgranites, an welches es sich randlich im Süd-Westen der Insel, am Knudsbakke, anschließt, stark zurück. Der verbreitetere Amphibolbiotitgranit erfährt nach Struktur und Textur eine weitere Gliederung, welche Deecke in seinem geologischen Führer durch Bornholm (Berlin 1899 S. 28) kurz in folgender Weise beschreibt:

„1. Der regellos mittelkörnige, nur durch die parallele Anordnung kleiner Glimmerfasern etwas schiefrige Hauptgranit.“ Dieses Gestein ist im Innern der Insel, an der Nord-Ost-, Nord- und Westküste im Zusammenhang verbreitet und taucht nordnordöstlich von Bornholm, fast in gleicher Breite wie Hammeren, in der kleinen Inselgruppe Ertholmene — auch nach der größten Insel Christiansö benannt — noch einmal aus der Ostsee auf.

„2. Der unverkennbar schiefrige und lagenweise durch die Menge des Glimmers wechselnde streifige Granit“, welcher besonders in der näheren Umgebung von Gudhjem an der Nordostküste vorkommt.

„3. Der ziemlich grobkörnige Svanekegranit“, der den Abfall der Granitmasse zur Ostküste bildet und nach dem Orte Svaneke in seinem Verbreitungsgebiete benannt ist.

Ussing gibt eine davon etwas abweichende Einteilung.¹⁾ Dieser Forscher trennt von dem „Hauptgranit“, das den nördlichen Vorsprung Hammeren zusammensetzende Gestein, das richtungslos körnig erscheint, als „Hammergranit“ ab, während er den übrigen größten Teil des „Hauptgranites“ mit dem „streifigen Granit“ zum „Stribetgranit“ zusammenfaßt. Der Übergang vom „Hammergranit“ zum

1) Danmarks geologiske Undersøgelse. II. Raekke Nr. 12: N. V. Ussing, Mineralproduktionen i Danmark ved. Aaret 1900. Kjöbenhavn, 1902. S. 11—17.

„Stribet Granit“ führt in dieser Einteilung den Namen „Vanggranit“, nach dem Fischerdorf Vang an der Westküste. Im übrigen decken sich die beiden Gliederungen des Granites. Nach der Unterscheidung von Ussing steht der Granit von Ertholmene dem Hammergranit am nächsten.

Die verschiedenen Glieder des Amphibolbiotitgranites lassen sich, wie Cohen und Deecke mit Recht hervorheben, „nur aufstellen, wenn man einzelne besonders typisch ausgebildete Vorkommen zu Grunde legt, während bei der Betrachtung der Granite in ihrer Gesamtheit sich die Unterschiede verwischen.“¹⁾ Deshalb scheint mir in der Einteilung von Ussing die Sonderstellung des Vanggranites, eines Gesteines, in welchem der Übergang von der regellos körnigen Ausbildung des Hammerengranites zur streifigen Textur des „Stribet-Granit“ und außerdem das Basischerwerden des Granites gegen Knudsbakke in der Zunahme der dunklen Gemengteile zum Ausdruck kommt, zu weit zu führen. Die Abtrennung des regellos körnigen Hammerengranites vom Hauptgranit hat ihre Berechtigung, wenn man die Parallel-Textur des Hauptgranites stark betont, wie es von Ussing durch die Bezeichnung „Stribet Granit“ geschieht.

In der Gliederung des Granites nach Struktur und Textur verdient noch ein besonderer Typus des „Stribet Granit“ hervorgehoben zu werden, ein Gestein, das sich am südöstlichen Rande der Granitmasse vom Slamrebjerg gegen Paradisbakke hin erstreckt, seiner Zusammensetzung nach dem Biotit-führenden Amphibolgranit nahe steht, sich aber vor allem durch die Ausbildung von feinen aplitischen Schmitzen und Schlieren, welche wie Flammen das dunkle Aussehen des Gesteines beleben,²⁾ auszeichnet. „Flammet Granit“ heißt es in treffender Weise im Munde der Steinhauer. Nach seinem Verbreitungsgebiete kann es als Paradisbakkegranit bezeichnet werden.

In die Einteilung nach Struktur und Textur soll hier auch der Biotit-führende Amphibolgranit als „Knudsbakke-

1) a. a. O. S. 12.

2) siehe Tafel I, Figur 2.

granit“, nach seinem Hauptverbreitungsgebiet benannt, eingefügt werden, um durch diese Gliederung nach einem Gesichtspunkt die Einheit der Bornholmer Granitmasse stärker hervortreten zu lassen. Es wird sich nämlich später zeigen, daß der Knudsbakkegranit den übrigen Granitarten nicht nur nach Struktur, sondern auch chemisch und mineralogisch nahe verwandt ist. In der äußeren Erscheinungsweise unterscheidet er sich vor allem durch dunkles Aussehen, welches abgesehen von den dunklen Gemengteilen besonders durch die dunkelgraue Farbe der Feldspate und des Quarzes bedingt ist.

Danach würde die gesamte Gliederung des Bornholmer Granites nach Struktur und Textur in folgender Weise durchzuführen sein:

1. Richtungslos körniger Granit
 - a) Hammerengranit, b) Svanekegranit,
 - c) Knudsbakkegranit.
2. Granit mit Paralleltextrur
 - a) Hauptgranit, b) Gudhjemgranit,
 - c) Paradisbakkegranit.

Bei einer Einteilung nach der mineralogischen Zusammensetzung kommt in Betracht, daß in einzelnen Gliedern des Bornholmer Granites Biotit als einziger dunkler Gemengteil auftritt, in anderen Amphibol neben Biotit erscheint und in den basischsten Gliedern Amphibol vorherrscht. So läßt sich nach der mineralogischen Zusammensetzung eine Dreiteilung geben:

Biotitgranit (Granitit): 1,a.

Amphibolbiotitgranit (Amphibolgranitit): 1,b, 2,a, b, c.

Biotitamphibolgranit: 1,c.

Die Gemengteile der Granite.

Cohen und Deecke beschreiben in ihrem Werke die Mineralien, welche an der Zusammensetzung der Granite beteiligt sind, so ausführlich, daß hier ein Hinweis auf diese zusammenfassende Beschreibung im allgemeinen genügen kann; doch muß zu den dort beschriebenen Mineralien noch Orthit hinzugefügt werden, der als seltener

Übermengteil auftritt. Das stark lichtbrechende Mineral wird im Dünnschliff rötlich-braun durchsichtig mit deutlichem Pleochroismus, dessen Farben zwischen grünlich-gelb und rötlich-braun wechseln. Es zeigt manchmal zonare Ausbildung, welche an der verschiedenen starken Absorption der einzelnen Zonen zu erkennen ist, und ruft an der Grenze gegen Biotit und Hornblende einen pleochroitischen Hof hervor; als Einschluß in Biotit und Hornblende deutet es auf frühe Ausscheidung aus dem Magma. Was von den übrigen Gemengteilen noch besonders zu erwähnen ist, soll an den Stellen, an denen es von Bedeutung erscheint, eingefügt werden. Hier sei nur noch eine zusammenfassende Aufzählung der Mineralien gegeben:

A. Primäre Gemengteile

1. Hauptgemengteile: Biotit, Hornblende, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz.
2. Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Erze (Magneteseisen, Titaneisen, Eisenkies).
3. Übergemengteile: Titanit, Flußspat, Orthit.

B. Sekundäre Gemengteile: Kaliglimmer (Sericit), Kalkspat, Chlorit, Brauneisen.

Methoden der Plagioklasbestimmung.

Da die Plagioklase der Bornholmer Granite im allgemeinen ein langsames Abnehmen der Basizität von innen nach außen zeigen, war die Fouquésche Methode, bei welcher der Winkel der Auslöschung auf Schnitten mit senkrechtem Mittellinienaustritt gemessen wird, für Durchschnittsbestimmungen zwar anzuwenden, doch bot diese Methode bei der Feinheit der Zwillingsstreifen in Schnitten, welche der Zone mit der Querachse als Zonenlinie nahe liegen, keine ausreichende Sicherheit. Besonders bewährte sich hier die Vereinigung zweier Methoden: Bestimmung des Winkels der Auslöschung an Spaltplättchen und gleichzeitige Feststellung der Höhe der Lichtbrechung nach der Methode von Schröder van der Kolk. Die Spaltplättchen wurden aus dem Gesteinspulver, dessen Teilchen durch Absieben auf gleiche Größe gebracht waren mittels Thou-

letscher Lösung von den dunklen Gemengteilen und dem Kalifeldspat abgetrennt. Als Einbettungsflüssigkeiten zur Bestimmung der Stärke der Lichtbrechung kamen Nelkenöl und Mischungen dieses Öles mit Zimtöl zur Verwendung, deren Lichtbrechungsquotienten mit Hilfe eines Refraktometers von Fueß festgestellt wurden. Da bei der Trennung durch die Thouletsche Lösung die Quarzkörner zusammen mit den Plagioklasspaltplättchen zu Boden sanken, so konnten sie stets als Vergleichsmaterial benutzt werden. Diese Bestimmung der Lichtbrechungsstärke an Spaltplättchen hatte den Vorteil, daß sie einen rohen Überblick über das Mengenverhältnis der einzelnen Plagioklase gestattete, wie an der Zusammenstellung der Ergebnisse dieser Methode bei den einzelnen Granitarten zu erkennen sein wird.

Die Methode von Schröder van der Kolk half ferner noch zur Bestimmung ganz vereinzelter basischer Plagioklaskerne im Dünnschliff. Zu diesem Zwecke wurde der Dünnschliff nach Entfernung des Deckgläschens und des Kanadabalsams mit verschiedenen Flüssigkeiten von bekannten Lichtbrechungsquotienten bedeckt. Unter dem Mikroskop konnte nun durch Sprengen des Gesteinsplättchens mit einer Nadel jede beliebige Stelle eines Mineraldurchschnittes freigelegt werden, sodaß sie zur Bestimmung der Höhe der Lichtbrechung mit der Flüssigkeit zu vergleichen war. Auf diese Weise gelang es auch, die Lichtbrechung der einzelnen Zonen der Plagioklase genau zu bestimmen.

Beschreibung

der Granitarten und der Schlierenbildungen.

1. Hammerengranit.

Der wie alle anderen Bornholmer Granitarten im allgemeinen außerordentlich frisch erscheinende Hammerengranit ist ein regellos mittelkörniges Gestein von hellgrauer Farbe mit schwach rötlicher Tönung, in dem die dunklen Gemengteile sehr stark zurücktreten und nur selten zu den kleinen Putzen, welche für den Hauptgranit so cha-

rakteristisch erscheinen, zusammengehäuft sind.¹⁾ Von dem glasig aussehenden Feldspat ist der Quarz im Gesteinsstück schwer zu unterscheiden, sodaß das Mengenverhältnis des Quarzes zum Feldspat auch nicht annähernd geschätzt werden kann. Auffällig ist das Auftreten des Flußspates, von dem man bei genauer Beobachtung in jedem größeren Stück ein violettes Korn findet.

Unter dem Mikroskop sieht man neben Biotit auch Titanit und wenig Erz als basische Gemengteile, die selten kristallographisch begrenzt sind; besonders deutlich ist die unregelmäßige Begrenzung des Titanit, welcher meist in kleinen rundlichen Körnern auftritt, häufig auch, ohne deshalb als Leukoxen ausgebildet zu sein, einen Rand um die Erze, Apatit oder Zirkon bildet.

Bei dem ebenfalls meist unregelmäßig begrenzten Plagioklas kann man zwei Arten unterscheiden: größere, im Innern oft in ein feinkristallinisches Aggregat blättriger Substanzen umgewandelte Individuen, und kleinere, stets frische, häufig mit Quarz verwachsene Kristalle. Die Verwachsung von Plagioklas und Quarz scheint der granophyrischen Verwachsung verwandt zu sein; oft sieht sie auch myrmekitischen Bildungen ähnlich.

Die Bestimmung des Winkels der Auslöschung an Plagioklas-Spaltungsplättchen nach der Längsfläche, die den fast senkrechten Austritt einer Mittellinie zeigen, ergab folgende Werte:

5	10 (5)	15 (2)
5—6 ²⁾	10—11 (5)	15—18
5—7	10—12 (2)	16—17 (2)
6—8	11 (2)	16—18 (2)
7—9	11—12 (3)	18
8—10 (2) ³⁾	12—13 (2)	18—19
9—10 (3)	12—14 (2)	18—20
9—11	13—14	19—20

1) Siehe Tafel I, Figur 1.

2) Das Schwanken der Werte beruht auf der zonaren Ausbildung der Plagioklase, die sich auch in den Spaltplättchen bemerkbar macht.

3) Die eingeklammerten Zahlen bedeuten die Anzahl der Plättchen, die den nebenstehenden Winkel zeigten.

Da der Lichtbrechungsquotient der Spaltplättchen in keinem Fall den Wert 1,544 überstieg, so sind die Winkelwerte positiv. Nach Weinschenk¹⁾ sind charakteristisch für

Oligoklas-Andesin	Ab ₂ An ₁	1/2 ⁰
Oligoklas	Ab ₄ An ₁	8 ⁰
Albit-Oligoklas	Ab ₆ An ₁	11 1/2 ⁰
Albit	Ab	19 1/2 ⁰

Im Hammeren-Granit ist also die Plagioklasreihe Oligoklas bis Albit ausgebildet. Daß die größeren Plagioklase selbst im Kern nicht basischer als Oligoklas sind, ergab sich auch bei der Anwendung der Methode von Schröder van der Kolk im Dünnschliff, wie sie oben beschrieben wurde, (Lichtbrechung $\leq 1,544$), während die kleineren Plagioklase als Albit-Oligoklase (Lichtbrechung $\lesssim 1,538$) bestimmt wurden, welche meist von Albit (Lichtbrechung $\leq 1,538$) umwachsen sind. Die größeren Plagioklase sind häufig mit Kalifeldspat parallel verwachsen;²⁾ hierbei verlaufen die Grenzen meist außerordentlich unregelmäßig; vereinzelt tritt sogar der Kalifeldspat als Kern auf, eine Erscheinung, welche sehr an die Ausbildung des Rapakiwi erinnert. Die kleinen sauren Plagioklase erweisen sich oft als parallele Fortwachsung der Kalifeldspate.

Der Albit, der am Rande der Plagioklase ausschließlich gegen Kalifeldspat auftritt, zeigt gegen den inneren Teil der Plagioklaskornes stets eine scharfe Grenze, die im gewöhnlichen Licht durch die Beckesche Linie, zwischen gekreuzten Nikols durch die stärkere Doppelbrechung des Albit deutlich zu sehen ist. Überall, wo Plagioklas parallel mit Kalifeldspat verwachsen ist, fehlt der Albitrand.

Der an Menge den Plagioklas überwiegende Kalifeldspat zeigt wohl immer Mikroklinstruktur und ist vorwiegend als Mikroperthit ausgebildet. Da die Mikroperthitspindeln,

1) Tabellen von E. Weinschenk im Anhang des Buches: Die gesteinsbildenden Mineralien, 2. Auflage 1907.

2) Plagioklas und Kalifeldspat haben die Längsflächen und die Prismakante gemeinsam; im Dünnschliff laufen ihre Spaltrisse parallel oder fallen in Geraden zusammen.

die alle gleichzeitig auslöschen, in Spaltplättchen nach der Längsfläche einen Winkel der Auslöschung von ungefähr 20° besitzen, so sind sie dem Albit zuzurechnen, worauf auch die Stärke der Lichtbrechung hinweist: $\leq 1,538$.

Der meist undulöse Quarz, dessen Menge ziemlich bedeutend erscheint, ist zum Teil mit Kalifeldspat und Plagioklas mikropegmatisch verwachsen. Gegen Quarz zeigen die Feldspate niemals kristallographische Begrenzung.

Analyse des Hammerengranites.

(Diese Analyse wie auch die anderen Granitanalysen von Bornholm ließ ich im Laboratorium von Dittrich, Heidelberg herstellen. Für ihre vortreffliche Ausführung möchte ich auch hier meinen Dank aussprechen.):

Hammeren (Dittrich)		Molekularquotienten	
SiO ₂	73,77	125,22	81,23
TiO ₂	0,32	0,41	0,27
Al ₂ O ₃	11,97	11,95	7,75
Fe ₂ O ₃	1,84		
FeO	0,78	3,44	2,23
MnO	—	—	—
MgO	0,23	0,57	0,37
CaO	1,00	2,00	1,30
Na ₂ O	2,75	4,52	2,93
K ₂ O	5,61	6,07	3,94
P ₂ O ₅	—	—	—
CO ₂	—	—	—
H ₂ O	unter 110 ⁰ 0,65	—	—
	über 110 ⁰ 0,49	—	—
	<u>99,51</u>	<u>154,18</u>	<u>100,02</u>

Osannsche Formel:

s 81,5 | A 6,9 C 0,9 F 3,0 | a 12,8 c 1,6 f 5,6 | n 4,3

Der Hammerengranit läßt sich zwischen die von Osann¹⁾ aufgestellten Typen Quincy und Hauzenberg einreihen:

Quincy	s 81	a 13	c 0,5	f 6,5
Hammeren	s 81,5	a 12,8	c 1,6	f 5,6
Hauzenberg	s 81,5	a 12	c 2	f 6

1) A. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Tsch. M. u. P. M. XIX. S. 376, 379.

Im Hammerengranit trifft man sehr selten basische Einschlüsse. Trotz der bedeutenden Aufschlüsse am Nordufer des Hammersees sah ich bei öfterem Suchen nur einen dunklen Flecken, der aber der mikroskopischen Untersuchung nicht zugänglich war. An Apliten ist der Hammerengranit schon reicher. Häufig sieht man kleine Flecken und feine Adern von reinem Quarz im normalen Granit; größere Flecken bestehen aus grobkörnigem Feldspat, Kalifeldspat und Albitoligoklas, und Quarz. Gleiche Zusammensetzung zeigen große Pegmatitgänge, die oft sehr grobkörnig ausgebildet sind und stellenweise aus reinem Quarz bestehen. Der rotgefärbte Kalifeldspat erweist sich stets als Mikroklin, der von breiten Albitlamellen durchzogen ist, die auch makroskopisch auf den Spaltflächen als heller gefärbte Bänder zu sehen sind. Der Plagioklas unterscheidet sich makroskopisch vom Kalifeldspat durch seine weiße Farbe und die Zwillingsstreifen auf der Basis. Größere Biotittafeln treten vereinzelt auf; an accessorischen Mineralien sind die Pegmatite im allgemeinen sehr arm; am häufigsten findet sich Flußspat, der in Oktaederform erscheint, und Titaneisen. Charakteristisch ist für alle Pegmatite ihre geringe Erstreckung, ihr unregelmäßiger Verlauf und ihre wenig scharfen Grenzen, wie Cohen und Deecke besonders hervorheben.

In einem kleinen Steinbruch südlich des Hammersees fanden sich im Gestein rotbraune Bänder, denen parallel sich das Gestein leicht trennen ließ. Unter dem Mikroskop war die Bleichung des Glimmers und Absatz von Brauneisen zwischen den Mineralkörnern zu erkennen, sodaß es sich hier nur um Verwitterung handeln kann, die von Klüften ihren Ausgang nimmt.

Hauptgranit.

Die südliche Grenze des Hammerengranites verläuft nach Ussing¹⁾ von Vang (an der Westküste) in östlicher Richtung nach Sandkaas (an der Nordostküste) zwischen

1) a. a. O. S. 13.

Allinge und Tejn. Beim Wandern von Allinge an der Südostseite des Hammerenvorsprunges nach Süden gegen die Oleskirke fällt bald beim Korsbjerg das stärkere Auftreten der für den Hauptgranit so charakteristischen Zusammenhäufung der dunklen Gemengteile in die Augen, vor allem aber tritt in der Nähe der Oleskirke die parallele Anordnung der dunklen Gemengteile deutlich hervor. Hauptbruch und Querbruch des Gesteines lassen sich gut unterscheiden, da auf ersterem die dunklen Anhäufungen rundlich blattig ausgebreitet sind, auf letzterem nur im Linsenquerschnitt gesehen werden.

Die mikroskopische Beobachtung, der besonders ein Gestein aus den Steinbrüchen auf der Höhe des Ringebakke an der Westküste südlich von Hammeren zu Grunde liegt, ließ grüne Hornblende neben Biotit in den kleinen dunklen Anhäufungen erkennen, häufig in enger Verwachsung und von Titanit und Erz begleitet; Biotit und Hornblende sind stark zerlappt und durchlöchert, eine Erscheinung, die in allen Bornholmer Granitarten sehr auffällig ist.

Die Plagioklase, die deutlich zonar ausgebildet sind, bestehen im Kern aus Oligoklas-Andesin, wie die Lichtbrechung ($> 1,544$, $< 1,553$) und die Auslöschungsschiefen der Spaltplättchen nach der Längsfläche zeigen:

0—5	}	Oligoklas- Andesin	5	}	10	}	Albit- Oligoklas
2—8			5—7		10—12 (2)		
3—4 (2)			5—9				
4—5			6—7				
4—5—12)			6—8 (2)				
	7—8 (2)						
	8—10						

(In anderen Teilen des Hauptgranites, so von Almindingen in der Mitte der Insel, Helligdommen und Randklöve Skaar an der Nordostküste fehlt Oligoklas-Andesin).

Aus dieser Zusammenstellung geht das Zurücktreten des Albit-Oligoklas gegenüber den übrigen Gliedern der Plagioklasreihe klar hervor; auch das Mikroskop zeigt,

daß die kleinen sauren Plagioklase, die beim Hammergranit beschrieben wurden, in bedeutend verringerter Zahl auftreten. Die großen Plagioklase sind in ihrem Kern durch meist sehr kleine Einschlüsse,¹⁾ die in der Hauptsache wohl aus Biotittäfelchen und Magnetitkriställchen bestehen, getrübt; diese sind in den basischsten Teilen der Plagioklase am stärksten angehäuft, während sie mit Abnahme der Basizität gegen den Rand des Kornes allmählich verschwinden. Am Rande gegen Kalifeldspat sind die Plagioklase häufig von unregelmäßigen, meist gerundeten Quarzstengeln durchwachsen; die Erscheinung erinnert sehr an Myrmekit. An der inneren Grenze der Verwachsung erkennt man häufig an dem stärkeren Wechsel des Winkels der Auslöschung eine schnellere Veränderung in der chemischen Zusammensetzung des Plagioklases, als sie gewöhnlich zu beobachten ist; niemals aber findet sich eine scharfe Grenze, wie sie gegen den Albitrand sich zeigt.

Der Kalifeldspat, der gewöhnlich als parallele Fortwachsung des an Menge ihm nahestehenden Plagioklases erscheint, bildet mit dem größten Teile des hinter dem Kalifeldspat ziemlich zurückbleibenden Quarzes granophyrische Verwachsungen. Diese beginnen öfters parallel einer kristallographischen Wachstumsgrenze des Kalifeldspates, sodaß man im Dünnschliff den Eindruck gewinnt, als ob idiomorphe Kalifeldspate in einer feinkörnigen Grundmasse von Kalifeldspaten und Quarz lägen.²⁾ Durch Anhäufung der zahlreichen Perthitspindeln parallel den kristallographischen Wachstumsgrenzen lassen die Kalifeldspate manchmal zonaren Bau erkennen.²⁾ Über die Menge des Albitgehaltes gibt eine Analyse des Mikroklin von Ringebakke Aufschluß, die Cohen und Deecke in ihrem Werke veröffentlicht haben:³⁾

1) Unter Einschlüssen sind nur ursprüngliche, bei der Bildung des Wirtes eingeschlossene kleine Körper verstanden.

2) Siehe Tafel IV, Figur 7, 8.

3) a. a. O. Anhang.

I.		II.	
Mikroclin		Mischung von	69,33 Kalifeldspat 27,62 Albit 2,64 Anorthit
SiO ₂	66,64		65,00
Al ₂ O ₃	19,24		19,07
CaO	0,53		0,53
Na ₂ O	3,27		3,27
K ₂ O	11,72		11,72
	101,40		99,59

Während der Hauptgranit auf der Höhe des Ringebakke deutlich gestreift ist, erscheint das Gestein am Fuße der Anhöhe, am Strande südlich vom Fischerdorfe Vang regellos körnig; im Dünnschliff stimmt es mit ersterem vollständig überein.

Mitten im Fischerdorf Vang ist der Übergang des Vanggranites zum helleren Hammerengranit nach Norden zu verfolgen; nach Süden andererseits wird das Gestein in der Nähe von Rödklöv durch die große Zahl der kleinen dunklen Putzen auffallend dunkler, wozu auch noch die schwarzgraue Farbe der Feldspate und des Quarzes beiträgt, die durch zahllose kleine Einschlüsse hervorgerufen wird. Sonst ist unter dem Mikroskop keine Abweichung vom Hauptgranit auf der Höhe des Ringebakke zu sehen. Auch die Bestimmung des Winkels der Auslöschung an Plagioklasspaltplättchen nach der Längsfläche ergab dieselben Werte wie bei dem streifigen Hauptgranit:

0—1 (4)	}		5	(3)	}		
1—2			6				
2 (3)		Oligoklas-Andesin	6—7	(4)			Oligoklas
2—5			6—8—10				(Albit-
2—7			6—8—13				Oligoklas)
3—4			7—9	(2)			
			8				

Es liegt also hier die Plagioklasreihe Oligoklas - Andesin bis Albit - Oligoklas vor; außerdem wurde im Dünnschliff Albit nachgewiesen, der auch hier am Plagioklas nur als scharfer Rand gegen Kalifeldspat ausgebildet ist.

Eine Analyse des Granites von Rödklöv ergab folgende Werte:

Rödklöv (Klondyke) (Dittrich)	Molekularquotienten		
SiO ₂	66,99	114,80	74,94
TiO ₂	0,71	0,91	0,59
Al ₂ O ₃	12,86	13,11	8,56
Fe ₂ O ₃	2,98		
FeO	2,23	7,01	4,58
MnO	0,11	0,15	0,10
MgO	0,65	1,67	1,09
CaO	2,64	4,86	3,17
Na ₂ O	3,28	5,44	3,55
K ₂ O	4,39	4,80	3,13
P ₂ O ₅	0,57	0,42	0,27
CO ₂	—	—	—
H ₂ O unter 110 ⁰	0,78	—	—
H ₂ O über 110 ⁰	0,70	—	—
	99,03	153,17	99,98

Osannsche Formel:

s 75,6 | A 6,7 C 1,8 F 7,2 | a 8,6 c 2,3 f 9,2 | n 5,3

Einer von Osann aufgestellten Typenformel läßt sich der Granit von Rödklöv nicht unterordnen; am nächsten steht er dem Orebrogranit, den Osann¹⁾ zwischen die Typen Kammgranit, Upham und Katzenfels stellt:

s 73 a 6,5 c 2,5 f 11 Orebrogranit.

Unter den von Rosenbusch²⁾ in der Alkalikalkreihe angeführten Granitbeispielen kommt ihm der Granitit von Bobritzsch am nächsten:

s 79,9 a 7,5 c 2,5 f 10

Brögger³⁾ hat den Granitit von Bobritzsch in die Gruppe der Adamellite aufgenommen. Hierhin würde auch der Granit von Rödklöv am besten zu stellen sein.

Viel zahlreicher als im Hammerengranit finden sich im Vanggranit dunkle Einschlüsse von sehr verschiedener

1) a. a. O. S. 386, 378, 380.

2) Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre 1910, S. 239.

3) W. C. Brögger, Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol, 1895, Tabelle, S. 62, a. (In Skrifter udgivne af Videnskabselskabet i Christiania.)

Gestalt und Größe. Die Flecken erscheinen aus größerer Entfernung scharf gegen das Muttergestein abgegrenzt; in der Nähe sieht man aber ihr starkes Ineinandergreifen, das auch im Dünnschliff sehr auffallend hervortritt. Gegenüber dem Muttergestein lassen die feinkörnigen dunklen Flecken eine starke Anreicherung der dunklen Gemengteile, besonders des Biotit, erkennen, während eine Veränderung des Mengenverhältnisses des nach seiner Zusammensetzung unveränderten Plagioklases zum Kalifeldspat und Quarz nicht zu erkennen ist. In den mit dem Muttergestein in der Korngröße übereinstimmenden Flecken zeigt sich eine für Biotit und Hornblende gleich starke Anreicherung.

Die teils feinkörnig teils grobkörnig ausgebildeten Aplite bestehen aus Albit-Oligoklas (Lichtbrechung $\zeta 1,538$) mit Albitrand, Kalifeldspat und Quarz. Parallel den Rändern eines ungefähr 1 m mächtigen Pegmatitganges zeigt das regellos körnige Hauptgestein auf weite Erstreckung hin starke Paralleltexur, die mit der Entfernung vom Aplitgang allmählich schwächer wird und in einem Abstand von ungefähr $\frac{1}{2}$ m vom Gang verschwindet. Senkrecht zur Streifung geschlagene Gesteinstücke aus dieser Zone sehen einem Augengranit sehr ähnlich.

Während das Gestein in dem Teil der streifigen Zonen, der dem Gang am meisten abgewandt ist, makroskopisch außer der parallelen Anordnung der dunklen Gemengteile keine Abweichung von Hauptgestein erkennen läßt, erscheint es in der nächsten Nähe des Aplites geradezu schiefrig¹⁾ entwickelt.²⁾ Oft sind die hellen Teile in Linsen ausgebildet, um die sich die dunklen Lagen flaserartig herumziehen; die Linsen können aus einem einzigen Feld-

1) Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre 1910, S. 587: „Bei der schiefrigen Struktur ist die Sonderung der Gemengteile in kontinuierliche und vielfach wiederholte dünne Lagen eine sehr weitgehende; der Hauptbruch ist mehr oder weniger ebenflächig und man sieht darauf nur eine Lage; auf dem Querbruch zeigt sich der Wechsel der parallelfächigen Lagen in deutlicher Weise.“

2) Siehe (Tafel III, Figur 5).

spatkorn oder einem Aggregat von Feldspat und Quarz bestehen.

Dünnschliffe von dem Gestein aus der äußeren streifigen Zone stimmen mit denen von dem Hauptgranit überein. Unterschiede machen sich mikroskopisch erst in dem stark streifigen Gestein aus der dem Aplit am nächsten liegenden Zone geltend: ein stärkeres Vorherrschen des Biotit über die Hornblende ist sehr deutlich. Oligoklas-Andesin ist nicht mehr vorhanden; auch Oligoklas wird seltener, dagegen herrscht der Albit-Oligoklas vor. Eigentümlich ist die perthitische Ausbildung des Kalifeldspates; während beim Hauptgestein im Kalifeldspat die kleinen Perthitspindeln meist über den ganzen Durchschnitt verteilt sind, treten hier vereinzelte breite Albitadern auf.¹⁾ Die Mikroklinstruktur erscheint recht unregelmäßig gegenüber der Ausbildung im Hauptgestein.¹⁾

Aus der Zone mit der stärksten Paralleltexur wurde das Material zu einer Analyse entnommen:

Klondyke, am Pegmatit (Dittrich)		Molekularquotienten	
SiO ₂	69,01	117,07	75,84
TiO ₂	0,97	1,24	0,80
Al ₂ O ₃	12,16	12,14	7,87
Fe ₂ O ₃	2,07		
FeO	2,40	6,03	3,91
MnO	0,06	0,08	0,05
MgO	0,93	2,37	1,54
CaO	2,28	4,14	2,68
Na ₂ O	3,65	6,00	3,89
K ₂ O	4,81	5,21	3,38
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,05
CO ₂	0,42	—	—
H ₂ O	unter 110 ⁰ 0,44	—	—
	über 110 ⁰ 0,42	—	—
	<u>99,73</u>	<u>154,36</u>	<u>100,01</u>

Osannsche Formel:

s 76,6 | A 7,3 C 0,6 F 7,6 | a 9,4 c 0,8 f 9,8 | n 5,4

1) Siehe Tafel VIII, Figur 15.

Gudhjemgranit.

Der Hauptgranit an der Nordostküste, in den der Hammerengranit bei dem kleinen Orte Sandkaas übergeht, behält sein gleichmäßiges Aussehen bis in die Nähe des Küstenvorsprunges, auf dem das Fischerdorf Gudhjem liegt; dort erscheint das Gestein dann stark streifig¹⁾ und im Querbruch fallen die dunklen Gemengteile so wenig ins Auge, daß das Gestein einem Aplit ähnelt. Für das unbewaffnete Auge treten die Plagioklase, die hier im Gegensatz zu den anderen mittelkörnig ausgebildeten Gemengteilen meist einsprenglingsartig erscheinen, durch ihre wachsgelbe Farbe deutlich hervor.

Unter dem Mikroskop sieht man das starke Überwiegen des Biotit über die Hornblende, die stellenweise überhaupt zu fehlen scheint. Wie beim Hammerengranit kann man hier ebenfalls zwei Arten von Plagioklas-Individuen unterscheiden; die meist wie Einsprenglinge erscheinenden und fast vollständig von fein kristallinen Zersetzungsaggregaten erfüllten Plagioklase sind im Kern als Oligoklas (Lichtbrechung $\leq 1,544$) und randlich bis Albit-Oligoklas ausgebildet, während die kleineren frischen aus Albit-Oligoklas ($\lesssim 1,538$) bestehen und fast immer von einem scharfen Albitrand umgeben sind. Verwachsungen von Feldspat und Quarz kommen neben Myrmekit vereinzelt vor.

Südwestlich von Gudhjem, bei Lensklint, tritt ein Gestein auf, das feinkörniger als der Gudhjemgranit ist und abgesehen vom vollständigen Fehlen der Hornblende in mineralogischer und struktureller Ausbildung dem Gudhjemgranit gleicht. Bei der feinkörnigen Ausbildung des Granites von Lensklint ist in Stücken senkrecht zur Streifung das Zurücktreten des Biotit noch auffallender als im Gudhjemgranit.

In einem Gestein, das östlich von Hasle weiter verbreitet und dem Granit von Lensklint ähnlich ist, wurde ein großer basischer Einschluß mit einem Durchmesser

1) Siehe Tafel II, Figur 4.

von einigen Metern und unregelmäßigen Umrissen beobachtet, in dem der Biotit gegenüber dem Hauptgestein stark angereichert ist. Der Plagioklas besteht aus Albit-Oligoklas (Lichtbrechung $\zeta 1,538$), der stets gegen Kalifeldspat einen Albitrand besitzt. Plagioklas und Kalifeldspat, der an Menge dem ersteren ungefähr gleich kommt, sind allotriomorph begrenzt. Quarz fehlt in der Ausscheidung. Auffallend ist auch das Fehlen von myrmekitischen Bildungen, die doch in allen anderen untersuchten Granitarten und Schlieren beobachtet wurden.

Paradisbakkegranit.

Das streifige Gestein am Slamrebjerg und Paradisbakke erscheint in seiner Hauptmasse gegenüber dem übrigen streifigen Granit viel dunkler, wodurch sich seine grünlichen einsprenglingartigen Plagioklase deutlich abheben. Die hellen Gemengteile sind in aplitischen Streifen, Adern, Spindeln und Flecken angereichert.¹⁾ Ihre Anordnung im Gestein bewirkt oft ein ausgesprochen streifiges Aussehen, in manchen Fällen sind die langen Adern gestaucht, wobei sie an der gestauchten Stelle deutlich zusammengedrängt sind. Die Grenzen zwischen den sauren schlierigen Partien und dem übrigen Gestein treten makroskopisch selten scharf hervor, so wenn die hellen Spindeln größere Ausdehnung annehmen. Dagegen ist im Dünnschliff die Grenze meist recht deutlich zu sehen.²⁾ Die sauren Adern sind gewöhnlich grobkörniger²⁾ als die Hauptmasse des Gesteines, in der die Gemengteile mit Ausnahme der meisten Plagioklase so feinkörnig ausgebildet sind, daß letztere in einer feinkörnigen Grundmasse zu liegen scheinen.³⁾ Die großen Plagioklase, die selten diomorph begrenzt und manchmal vollständig von Quarz poikilitisch durchwachsen sind, bestehen im Kern aus Oligoklas (Lichtbrechung $\leq 1,544$) randlich aus Albit-Oligo-

1) Siehe Tafel I, Figur 2.

2) Siehe Tafel V, Figur 10.

3) Tafel V, Figur 9.

klas und Albit. Biotit, Hornblende und Titanit sind wie Kalifeldspat und Quarz sehr feinkörnig ausgebildet. Häufig sind sie undeutlich zonar in die großen Plagioklase eingewachsen; an anderen Stellen schmiegen sie sich oft flaserig an die großen Plagioklase an, häufig ziehen sie auch in paralleler Anordnung durch die Plagioklase hindurch.

Das Material zu einer Analyse wurde einer großen Zahl von Gesteinsstücken entnommen, in denen die Adern wenig scharf ausgebildet waren, sodaß folgende Analyse Durchschnittswerte des Paradisbakkegranites gibt:

	Paradisbakke (Dittrich)	Molekularquotienten	
SiO ₂	65,40	112,40	73,57
TiO ₂	1,01	1,30	0,85
Al ₂ O ₃	14,73	14,89	9,75
Fe ₂ O ₃	1,14		
FeO	2,92	5,65	3,70
MnO	0,06	0,08	0,05
MgO	1,02	2,62	1,72
CaO	2,78	5,12	3,35
Na ₂ O	3,54	5,89	3,86
K ₂ O	4,31	4,72	3,09
P ₂ O ₅	0,19	0,14	0,09
CO ₂	0,68	—	—
H ₂ O	unter 110° 0,55	—	—
	über 110° 1,58	—	—
	99,91	152,81	100,02

Osannsche Formel:

s 74,4 | A 7 C 2,8 F 6 | a 8,8 c 3,6 f 7,7 | n 5,6

Dieses Gestein läßt sich unter den von Osann¹⁾ aufgestellten Typus Katzenfels ordnen:

Katzenfels: s 74 a 8,5 c 3,5 f 8

Paradisbakke: s 74,4 a 8,8 c 3,6 f 7,7

Svanekegranit.

Der regellos körnige Svanekegranit, der makroskopisch durch gröberes Korn und seltenere Zusammenhäufung der dunklen Gemengteile ausgezeichnet ist, stimmt nach Struktur und mineralogischer Zusammensetzung mit dem Haupt-

1) a. a. O. S. 380.

granit überein und läßt auch in der Natur den Zusammenhang mit der übrigen Granitmasse erkennen: an der Nordostküste, wenig westlich von Listed, ist der Übergang zum Hauptgranit gut zu verfolgen.

In den beobachteten basischen Einschlüssen, die in verschiedener Gestalt und Größe auftreten, ist eine starke Zunahme der dunklen Gemengteile, Biotit und Hornblende, und des Apatit zu beobachten, während das Mengenverhältnis der übrigen Gemengteile untereinander unverändert erscheint.

Östlich von Svaneke, in der Nørrevigbucht, weicht das Gestein vom Svanekegranit durch Paralleltexur und Vorherrschen des Biotit über die Hornblende ab; im übrigen stimmt das Gestein mit dem regellos körnigen Svanekegranit überein.

In einem basischen Einschluß,¹⁾ der parallel der Textur des Hauptgesteins ausgezogen erscheint, ist der Biotit stark angereichert; die parallel zu einander gelagerten Glimmerplättchen liegen auch parallel zu den Glimmerplättchen im Hauptgestein.

Knudsbakkegranit.

Der von den anderen Bornholmer Granitarten am meisten makroskopisch sich unterscheidende Knudsbakkegranit ist regellos körnig und dunkelgrau gefärbt; auf polierten Flächen erscheint die Farbe sogar grauschwarz. Die dunkle Farbe hat ihre Ursache einmal in der großen Menge der dunklen Gemengteile, Hornblende und Biotit, von denen erstere meistens vorherrscht; dann besonders in der starken Erfüllung der Feldspate und des Quarzes mit kleinen Einschlüssen. Unter dem Mikroskop fällt sofort die geringe Menge des Titanit auf, der doch in allen anderen Bornholmer Granitarten in ziemlicher Menge vorhanden ist; in den meisten Dünnschliffen des Knudsbakkegranites war er überhaupt nicht zu beobachten. Erze, unter ihnen besonders häufig Eisenkies, der gewöhnlich

1) Siehe Tafel II, Figur 3.

von den anderen Erzen umwachsen wird, und Apatit sind reichlich zu sehen.

Die stark lappig und löcherig erscheinenden dunkleren Gemengteile, Hornblende und Biotit, sind häufig verwachsen, öfters in der Weise, daß Biotitplättchen parallel zueinander in der Hornblende lagern und über den Rand der Hornblende hinauswachsen, so daß letztere gefranst erscheint.¹⁾ In Dünnschliffen von Robbedale waren sehr lappige und löcherige Hornblende-Individuen zu sehen, die von einem einheitlichen Biotitrand umwachsen waren. Häufig ist Biotit von Hornblende umschlossen. Diese Erscheinungen stimmen mit denen von Milch²⁾ am Striegauer Granit beschriebenen überein: „Zunächst erweisen sich Hornblendereste häufig von Biotit umgeben; der Biotit findet sich hierbei sowohl als einheitlicher, von dem Hornblendekern kristallographisch abhängigen Mantel wie auch in unregelmäßig angeordneten lappigen Blättern um einen kompakten oder zerfressenen Hornblendekern angeordnet.“

Über die Hornblende schreiben Cohen und Deecke:³⁾ „In kompakteren Hornblende-Individuen trifft man häufig im zentralen Teile ein Aggregat von Carbonaten und Eisenerzen, welches im Auftreten und nach der Begrenzung den Eindruck macht, als wäre dasselbe aus einem augitischen Kern hervorgegangen, wie sich solche in Hornblenden der Granite nicht allzu selten finden. Indessen gelang es nirgends, sicher bestimmbar Augit aufzufinden.“ In einigen Hornblende-Individuen konnte man unregelmäßige Aggregate von Titanit und Erzen beobachten; es ist anzunehmen, daß sich diese Aggregate durch Umwandlung der Hornblende gebildet haben.

Über die Zusammensetzung der Plagioklase geben folgende Winkel der Auslöschung an Spaltplättchen nach der Längsfläche Aufschluß:

1) Siehe Tafel VIII, Figur 16.

2) N. I. B. B. 29, 1910 S. 359: L. Milch und F. Riegner, Über basische Konkretionen und verwandte Konstitutionsfazies im Granit von Striegau.

3) a. a. O. S. 30.

0—1 (4)	}	Oligoklas-Andesin	5	}	Oligoklas
0—2 (2)			5—10		
1—8			6—7		
2—3 (5)			7—9	}	Albit-Oligoklas
3—4 (3)					
4 (2)			12		
4—5 (4)					

Diese Werte sind charakteristisch für die Reihe Oligoklas-Andesin bis Albit-Oligoklas; Albit wurde im Dünnschliff an der Grenze gegen nicht parallel gelagerten Kalifeldspat nachgewiesen. In zwei Dünnschliffen wurden größere Plagioklase beobachtet, die im Kern von den anderen durch größeren Winkel der Auslöschung und durch starke Erfüllung mit untereinander parallel gelagerten Einschlüssen abwichen; das Aussehen dieser Plagioklase ist solchen aus Gabbro sehr ähnlich. Die Lichtbrechung der Kerne schwankt um 1,553, sodaß also die Plagioklasreihe im Knudsbakkegranit bis zum Andesin hinabgeht. Die selten idiomorph begrenzten Plagioklase sind stets von Kalifeldspat parallel umwachsen, sodaß letzterer, der an Menge dem Plagioklas nahe steht, selten als selbständiger Gemengteil vorkommt. Der Kalifeldspat ist meist, der Plagioklas weniger häufig mit Quarz verwachsen, der an Menge hinter ihnen zurücksteht.

In den untersuchten basischen Einschlüssen des Knudsbakkegranites sind Apatit und Hornblende stark angereichert, während Biotit nur vereinzelt vorkommt; die Hornblende-Kristalle sind stark ineinander verwachsen und außerordentlich löcherig ausgebildet; das mikroskopische Bild erinnert sehr an Siebstruktur;¹⁾ Titanit, der im Muttergestein ganz vereinzelt beobachtet wurde, fehlt. Die Lichtbrechung der Plagioklase erwies sich in keinem Fall größer als 1,545, sodaß die Plagioklasreihe nur bis Oligoklas vorhanden ist. In der Ausbildung und dem Mengenverhältnis zueinander stimmen die übrigen Gemengteile mit dem Hauptgestein überein. Wie bei Rödklöv wurde auch am Knudsbakke parallel den Rändern eines Pegmatitganges, der aus

1) Siehe Tafel VII, Figur 13.

Albitoligoklas, Kalifeldspat und Quarz besteht und häufig makroskopisch Eisenkies als accessorischen Gemengteil erkennen läßt, streifige Ausbildung des regellos körnigen Hauptgesteines beobachtet¹⁾, die nach außen allmählich an Schärfe verliert und in einer Entfernung von 20 bis 30 cm vom Aplit ganz verschwindet. Bei dem dunklen Aussehen des Gesteines ist die Streifung weniger auffällig als in dem helleren Granit von Rödklöv. In einer schmalen, ungefähr $\frac{1}{2}$ —1 cm breiten Zone nahe am Aplit erscheint das Gestein feinkörnig und deutlich dunkler; zwischen dieser Zone und dem Aplit in einer Breite von ungefähr 1 cm ist es wieder normal ausgebildet. Die Grenze zwischen Aplit und Hauptgestein kommt trotz der kräftigen Verschweissung scharf zum Ausdruck.

Dünnschliffe aus dem äusseren Teil der streifigen Zonen lassen in der Struktur keine Abweichung vom Hauptgestein erkennen; dagegen ist die Veränderung in der mineralogischen Zusammensetzung auffallend: Titanit tritt in großer Menge auf; die Plagioklasreihe scheint nur noch bis Oligoklas entwickelt. In der dunklen Zone nahe am Aplit treten Hornblende und die Erze gegenüber Biotit mehr zurück, der in immer kleiner werdenden Leistchen stark streifig angeordnet ist. In der feinkörnigen Zone sieht man unter dem Mikroskop schmale parallele Bänder, die sich bei starker Vergrößerung in ein Aggregat von Titanit und Biotitfasern auflösen. Auch die übrigen Gemengteile werden gegen den Aplit immer feinkörniger; nur die Plagioklase erscheinen öfters wie Einsprenglinge. Auffallend ist die starke undulöse Auslöschung des Quarzes und auch vereinzelter Plagioklase, während doch dieses Mineral in den übrigen streifigen Gesteinen niemals diese Erscheinung zeigt.

Pegmatite, an deren Rändern das umgebende Gestein vollständig mit der Hauptmasse des Knudsbakkegranites übereinstimmt, zeigen die gleiche einfache mineralogische Zusammensetzung wie der vorher beschriebene Pegmatit. Charakteristisch für alle Pegmatite des Knuds-

1) Siehe Tafel III, Figur 6.

bakkegranites sind die dunklen Quarze, wie sie auch im Muttergestein vorhanden sind, und der Eisenkies, der ja auch im Knudsbakkegranit in ziemlicher Menge ausgebildet ist.

Eine Analyse des regellos körnigen Knudsbakkegranites ergab folgende Werte:

	Knudsbakke (Dittrich)	Molekularquotienten	
SiO ₂	64,49	109,15	71,33
TiO ₂	1,22	1,55	1,01
Al ₂ O ₃	13,67	13,61	8,90
F ₂ O ₃	1,63		
FeO	4,42	8,31	5,43
MnO	0,04	0,20	0,13
MgO	1,38	3,50	2,29
CaO	3,12	5,66	3,70
Na ₂ O	3,57	5,85	3,82
K ₂ O	4,40	4,75	3,11
P ₂ O ₅	0,58	0,42	0,28
CO ₂	—	—	—
H ₂ O	unter 110° 0,46	—	—
	über 110° 1,11	—	—
	<u>100,19</u>	<u>153,00</u>	<u>99,99</u>

Osannsche Formel:

s 72,3 | A 6,9 C 2 F 9,6 | a 7,5 c 2,1 f 10,4 | n 5,5

Wie der Rödclöv-Granit läßt sich auch dieses Gestein keinem von Osann aufgestellten Typus unterordnen. Der Knudsbakkegranit kommt dem Granitit von Bobritsch noch näher als der Rödclöv-Granit und ist dabei deutlich ärmer an SiO₂:

Bobritsch: s 77,9 a 7,5 c 2,5 f 10

Knudsbakke: s 72,3 a 7,5 c 2,1 f 10,4

Der Knudsbakkegranit dürfte daher wie der Rödclöv-Granit zu den Adamelliten zu stellen sein.

Über die chemische Zusammensetzung des stark streifigen Gesteines am Pegmatit gibt folgende Analyse Aufschluß, die keine erheblichen Unterschiede gegenüber der Hauptmasse des Knudsbakke-Granits erkennen läßt:

68 *G. Kalb: Petrographische Untersuchungen am Granit von Bornholm.*

Knudsbakke am Pegmatit (Dittrich)			Molekularquotienten	
SiO ₂		64,13	109,40	71,24
TiO ₂		0,99	1,26	0,82
Al ₂ O ₃		13,57	13,62	8,87
Fe ₂ O ₃		2,40		
FeO		4,11	8,92	5,81
MnO		0,06	0,08	0,05
MgO		1,45	3,70	2,41
CaO		2,91	5,32	3,46
Na ₂ O		4,31	7,11	4,63
K ₂ O		3,46	3,77	2,46
P ₂ O ₅		0,56	0,40	0,26
CO ₂		0,59	—	—
H ₂ O	unter 110 ⁰	0,37	—	—
	über 110 ⁰	1,45	—	—
		100,36	153,58	100,01

Osannsche Formel:

s 72 | A 7,1 C 1,8 F 10 | a 7,5 c 1,9 f 10,6 | n 6,5

Erklärender Teil.

Vergleich der wichtigsten Granitarten untereinander.

1. Vergleichsreihe: Granite von Hammeren, Klondyke, Knudsbakke und Paradisbakke. (Mineralogische Ausbildung und Struktur.)

Analysen.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
	Hammeren	Klondyke	Klondyke am Pegmatit	Paradis- bakke	Knuds- bakke	Knuds- bakke am Pegmatit
SiO ₂	73,77	66,99	69,01	65,40	64,49	64,13
TiO ₂	0,32	0,71	0,97	0,01	1,22	0,99
Al ₂ O ₃	11,97	13,00	12,16	14,73	13,67	13,57
Fe ₂ O ₃	1,84	2,98	2,07	1,14	1,63	2,40
FeO	0,78	2,23	2,40	2,92	4,42	4,11
MnO	—	0,11	0,06	0,06	0,14	0,06
MgO	0,23	0,65	0,93	1,02	1,38	1,45
CaO	1,10	2,64	2,28	2,78	3,12	2,91
Na ₂ O	2,75	3,28	3,65	3,54	3,57	4,31
K ₂ O	5,61	4,39	4,81	4,31	4,40	3,46
P ₂ O ₅	—	0,57	0,11	0,19	0,58	0,56
CO ₂	—	—	0,42	0,68	—	0,59
H ₂ O						
unter 110 ⁰	0,65	0,78	0,44	0,55	0,46	0,37
über 110 ⁰	0,49	0,70	0,42	1,58	1,11	1,45
	99,51	99,03	99,73	99,91	100,19	100,36

Molekularquotienten (100 %))

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
	Hammeren	Klondyke	Klondyke am Pegmatit	Paradis- bakke	Knuds- bakke	Knuds- bakke am Pegmatit
SiO ₂	81,23	74,94	75,84	73,57	71,33	71,24
TiO ₂	0,27	0,59	0,80	0,85	1,01	0,82
Al ₂ O ₃	7,75	8,56	7,87	9,75	8,90	8,87
FeO	2,23	4,58	3,91	3,70	5,43	5,81
MnO	—	0,10	0,05	0,05	0,13	0,05
MgO	0,37	1,09	1,54	1,72	2,29	2,41
CaO	1,30	3,17	2,68	3,35	3,70	3,46
Na ₂ O	2,93	3,55	3,89	3,86	3,82	4,63
K ₂ O	3,94	3,13	3,38	3,10	3,11	2,46
P ₂ O ₅	—	0,27	0,05	3,09	0,28	0,26
	100,02	99,99	100,01	100,02	99,99	100,01
M. Z.	154,18	153,17	154,36	152,81	153,00	153,58

Osannsche Formeln.

	s	A	C	F	a	c	f	n
Hammeren	81,5	6,9	0,9	3,0	12,8	1,6	5,6	4,3
Klondyke	75,5	6,7	1,9	7,1	8,5	2,4	9,1	5,3
Paradisbakke	74,4	7,0	2,8	6,0	8,8	3,6	7,7	5,6
Knudsbakke	72,3	6,9	2,0	9,6	7,5	2,1	10,4	5,5

Aus diesen Zusammenstellungen ist für die drei ersten Typen von Hammeren, Klondyke und Knudsbakke eine allmähliche Abnahme der Kieselsäure gegen den Knudsbakke-Granit hin zu erkennen, während gleichzeitig die zweiwertigen Metalle eine beträchtliche Zunahme zeigen; deutlich ist auch bei den Alkalien die Verschiebung ihres Verhältnisses zu Gunsten des Natron, wie die Werte für n in den Formeln erkennen lassen. Besonders bemerkenswert ist die Zunahme der zweiwertigen Metalle, die sich durch die hohen Werte für F bei gleichbleibendem A und langsam ansteigenden C der Formeln zu erkennen gibt und besonders deutlich bei einer Umrechnung der Molekularquotienten der saureren Gesteine auf den SiO₂ Gehalt des Knudsbakkegranits hervortritt:

Molekularquotienten (100%)

	Hammeren	Klondyke	Paradis- bakke	Knudsbakke
SiO ₂	72,34	72,34	72,34	72,34
Al ₂ O ₃	11,59	9,68	8,90	10,54
FeO	3,33	5,18	5,43	4,00
MnO	—	0,11	0,13	0,05
MgO	0,55	1,23	2,29	1,86
CaO	1,94	3,58	3,70	3,62
Na ₂ O	4,38	4,01	3,82	4,17
K ₂ O	5,89	3,54	3,11	3,34
P ₂ O ₅	—	0,31	0,28	0,10
	100,02	99,98	100,00	100,02

Entsprechend zeigt die mikroskopische Beobachtung in derselben Richtung eine langsame Abnahme des Quarzes. War weiter im Hammerengranit nur Biotit als dunkler Gemengteil ausgebildet, so tritt im Klondykegranit noch

Hornblende auf neben Biotit, dessen Menge zugleich gegenüber der im Hammerengranit beträchtlich zunimmt, und im Knudsbakkegranit sehen wir weiteres Anwachsen der dunklen Gemengteile unter Vorherrschen der Hornblende. Außerdem beobachtet man eine allmähliche Zunahme des Plagioklases, bis beide Feldspate im Knudsbakkegranit sich ungefähr die Wage halten; gleichzeitig tritt ein Wechsel in der Zusammensetzung der Plagioklase ein, wie aus folgender Zusammenstellung der Winkelwerte der Auslöschung hervorgeht:

	Hammeren	Klondyke	Knudsbakke
Andesin $b_3 An_2 - 8^0$			im Dünnschliff nach der Methode von Schröder van der Kolk vereinzelt nachgewiesen
		0—1 (4)	0—1 (4) 4—5 (4)
		0—5	3—4 (3) 0—2 (2)
Oligoklas-Andesin $b_2 An_1 + 1/2^0$		1—2	1—8
		2 (3) 4—5	2—3
		2—3	3—4 (3)
		2—5 (2)	4 (2)
		2—8	
	5	8—10 (2)	5 (4) 6—8—10 5
	5—6	9—10 (3)	5—7 6—8—13 5—10
Oligoklas $b_4 An_1 + 8^0$	5—7	9—11	5—9 7—8 (2) 6—7
	6—8		6 7—9 (2) 7—8
	7—9		6—7 (5) 8
	7—10		6—8 (2) 8—10
	10 (5)	13—14	10 12
	10—11 (4)	15 (2)	10—12 (2)
	10—12 (2)	15—18	
Albit-Oligoklas $b_6 An_1 + 11 1/2^0$	11 (2)	16—17	
	11—12 (3)	16—18 (2)	
	12—13 (2)	18	
	12—14	18—19	
	12—17		
Albit $b + 19 1/2^0$	18—19		im Dünnschliff nach der Methode von Schröder van der Kolk nachgewiesen,
	18—20		
	19—20		

Es treten also immer basischere Glieder der Plagioklasreihe gegen Knudsbakke auf, und zugleich nimmt die Menge der sauren Glieder ab.

Auch der Titangehalt weist charakteristische Beziehungen auf:

	Hammeren	Klondyke	Knudsbakke
TiO ₂	0,32	0,71	1,22

TiO₂ nimmt also gegen den Knudsbakkegranit hin zu. Auch die Art des Auftretens von TiO₂ wechselt mit der Menge: Während im Hammerengranit der Titanit als wichtiger Titan-haltiger Gemengteil erscheint und in noch größerer Menge im Klondykegranit vorhanden ist, findet er sich im Knudsbakkegranit nur ganz vereinzelt; stellenweise scheint er überhaupt zu fehlen und muß daher, da trotz der erheblichen Mengen des TiO₂ kein eigentliches Titanmineral nachweisbar ist, in den Erzen, die hier reichlicher als in den übrigen Gliedern dieser Gesteinsreihe vorkommen, und wohl auch in der Hornblende und im Biotit enthalten sein. Für einen beträchtlichen Titangehalt der Hornblende scheinen auch die Aggregate von Titanit und Erz, die in den Hornblende-Individuen beobachtet wurden und wohl aus der Hornblende hervorgegangen sind, zu sprechen.

Der Umstand, daß der Titanit meist als Rand um die Erze ausgebildet ist, könnte zur Annahme einer Entstehung auf sekundärem Wege aus den Erzen verleiten, wenn er nicht ebenso am Apatit und Zirkon randbildend auftreten würde; die älteren Gemengteile haben wohl dem Titanit nur als Ansatzpunkte gedient. Andererseits findet sich spärlich am Rande vereinzelter Erzkörner ein trübes weißes Mineral, das wohl als Leukoxen gedeutet werden dürfte, sodaß sich primärer und sekundärer Titanit auffallend unterscheiden. Für ursprüngliche Bildung des Titanit aus dem Magma dürfte auch die Erscheinung sprechen, daß er im Knudsbakkegranit trotz der vergleichsweise großen Menge Erz fast ganz fehlt.

Auch Cohen und Deecke¹⁾ sahen den Titanit als primären Gemengteil an, weshalb ihnen sein außerordentlich spärliches Vorkommen im Knudsbakkegranit bei dem

1) a. a. O. S. 18, 19.

starken Vorherrschen der Hornblende immerhin bemerkenswert erschien.

Auf diese Erscheinungen vermögen neben der chemischen Analyse noch die beschriebenen Beobachtungen aus den streifigen Zonen am Pegmatit des Knudsbakkegranites Licht zu werfen; das chemische Verhältnis des Gesteins mit starker Paralleltexur am Pegmatit zu dem regellos körnigen Knudsbakkegranit zeigt die Zusammenstellung der Analysen und der Molekularquotienten:

	Analysen		Molekularquotienten (100%)	
	Knudsbakke	Knudsbakke am Pegmatit	Knudsbakke	Knudsbakke am Pegmatit
SiO ₂	64,49	64,13	71,33	71,24
TiO ₂	1,22	0,99	1,01	0,82
Al ₂ O ₃	13,67	13,57	8,90	8,87
Fe ₂ O ₃	1,63	2,40		
FeO	4,42	4,11	5,43	5,81
MnO	0,14	0,06	0,13	0,05
MgO	1,38	1,45	2,29	2,41
CaO	3,12	2,91	3,70	3,46
Na ₂ O	3,57	4,31	3,82	4,63
K ₂ O	4,40	3,46	3,11	2,46
P ₂ O ₅	0,58	0,56	0,28	0,26
CO ₂	—	0,59	—	—
H ₂ O	unter 110°	0,46	—	—
	über 110°	1,11	—	—
	100,19	100,36	99,99	100,01

Die geringen chemischen Verschiedenheiten der beiden Gesteine sind wohl auf unvermeidliche Fehler bei der Entnahme des Stoffes zur Analyse und bei der Analyse selbst zurückzuführen. Und selbst wenn geringe chemische Verschiedenheiten beständen, wie sie wohl in jedem Gestein in örtlicher Verteilung vermutet werden dürfen, so lassen sich doch die beobachteten mineralogischen Unterschiede niemals aus diesem geringen Wechsel in der chemischen Zusammensetzung herleiten. Sahen wir doch, wie innerhalb einer Zone von 10—20 cm der regellos körnige Knudsbakkegranit, in dem Hornblende an Menge

den Biotit erheblich übertrifft, Erze in ziemlicher Menge vorhanden sind und Titanit fast ganz fehlt, in ein Gestein mit deutlicher Paralleltextrur übergeht, in dem Biotit die Hornblende stark überwiegt, Erze fast vollständig fehlen und Titanit in großer Menge ausgebildet ist; ja in der streifigsten Zone, in der das Gestein makroskopisch feinkörnig und sehr dunkel erscheint, treten nur noch Biotit und Titanit als farbige Gemengteile auf. Die mineralogischen Unterschiede gehen also parallel dem Wechsel in der Textur des Gesteines. Diese Erscheinungen zwingen zu dem Schluß, daß die mineralogischen Verschiedenheiten allein auf einen Wechsel der physikalischen Bedingungen bei der Bildung zurückzuführen sind, weswegen sich diese Erscheinung mit Dölter¹⁾ als isotektische Differentiation bezeichnen läßt. Daß es sich in diesem Falle nur um primäre Entstehung der mineralogischen Unterschiede, also bei der Verfestigung aus dem Schmelzfluß, handelt, kann erst in dem Abschnitt über Aplite und Pegmatite dargelegt werden, da die Paralleltextrur des Granites am Pegmatit mit letzterem in ursächlichem Zusammenhange steht.

Auf Grund dieser Beobachtungen an der streifigen Zone des Pegmatit und der chemischen Analyse, die uns den hohen Titangehalt des regellos körnigen Gesteines gezeigt hat, ist anzunehmen, daß in einem Magma von der Zusammensetzung des Knudsbakkegranites unter ähnlichen physikalischen Bedingungen, wie sie auch bei der Bildung der Granite von Hammeren und Klondyke herrschten, Titanit nur wenig oder gar nicht zur Ausbildung gelangen kann, da ein großer Teil des Ca-Gehaltes zur Bildung der Hornblende erfordert wird.

Somit hat sich gezeigt, daß die mineralogische Verschiedenheit der drei Typen Hammeren, Klondyke und Knudsbakke sich gut auf die chemischen Unterschiede zurückführen läßt.

Bemerkenswert scheint mir noch die Erscheinung, daß ein ähnlicher Wechsel in dem Verhältnis der farbigen

1) C. Dölter, Petrogenesis, 1906, S. 87.

Gemengteile, wie er in der Gesteinsreihe Hammeren, Klondyke und Knudsbakke durch chemische Unterschiede des Magmas bewirkt ist, in einem Magma von einheitlicher Zusammensetzung durch verschiedene physikalische Bedingungen herbeigeführt wird, wie das Beispiel des Knudsbakkegranites am Pegmatit zeigte.

Es fragt sich nun weiter, ob auch die Strukturunterschiede bei den drei Granittypen von Hammeren, Klondyke und Knudsbakke den chemischen Verschiedenheiten und somit auch dem wechselnden Mengenverhältnis der Gemengteile parallel gehen.

Wenn wir von den dunklen Gemengteilen absehen, die wegen ihrer zerfetzten und löcherigen Ausbildung erst später berücksichtigt werden können, so scheint beim Knudsbakkegranit im mikroskopischen Bilde der Plagioklas stark vorzuherrschen; doch laßen seine Umrisse nur vereinzelte kristallographische Begrenzungen erkennen. Der Kalifeldspat, der an Menge dem Plagioklas nahe kommt, findet sich fast nur in paralleler Verwachsung mit Plagioklas, indem er letzteren gewöhnlich vollständig umwächst. Der an Menge hinter den Feldspaten zurückstehende Quarz kommt in geringer Menge mit Plagioklas und in größerer Menge mit Kalifeldspat verwachsen vor, sodaß niemals kristallographische Grenzen zwischen Feldspat und Quarz zur Ausbildung gelangen. Im Klondykegranit gewinnt der Kalifeldspat die Vorherrschaft. Wenn er auch hier noch vielfach den Plagioklas randlich umwächst, so tritt er doch schon mehr in selbständigen Individuen auf. Der Quarz, der an Menge gegenüber dem Knudsbakkegranit zugenommen hat, erscheint fast immer mit Kalifeldspat in mikropegmatitischer Verwachsung. Im Hammerengranit beherrschen Kalifeldspat und Quarz das mikroskopische Bild. Die parallele Umwachsung von Plagioklas durch Kalifeldspat und ebenso die mikropegmatische Verwachsung treten mehr zurück; hingegen wird hier manchmal Kalifeldspat von Plagioklas parallel umwachsen, sodaß Anklänge an die bekannte Umwachsung beim Rapakivi entstehen. Parallel der starken Zunahme der sauren Glieder der

Plagioklasreihe macht sich eine Zweiteilung der Plagioklasse geltend: wir beobachten große Oligoklasse und kleine Albit-Oligoklasse, von denen letztere meist mit Quarz myrmekitartig verwachsen sind. Diese Zweiteilung der Plagioklasse läßt sich schon im Klondykegranit beobachten; nur erscheinen hier die Albit-Oligoklasse meist als parallele Fortwachsungen der Kalifeldspate weniger selbständig. Diese Verwachsung deutet auf ziemlich späte Ausbildung der Albit-Oligoklasse aus dem Magma.

Es zeigte sich also, wie die strukturellen Unterschiede in der Gesteinsreihe Hammeren, Klondyke und Knudsbakke einem Wechsel im Mengenverhältnis der Gemengteile, vor allem der einzelnen Glieder der Plagioklasreihe parallel läuft. Auf Grund der deutlichen Übergänge in mineralogischer Zusammensetzung und Struktur bei der Gesteinsreihe Hammeren, Klondyke und Knudsbakke läßt sich wohl behaupten, daß in diesen Granitarten nur eine chemische Differentiation desselben Magmas zum Ausdruck kommt.

Für den Paradisbakkegranit ersehen wir aus den Zusammenstellungen der Osannschen Formeln und Molekularquotienten auf Seite 69 u. 70 eine ähnliche Zusammensetzung wie beim Knudsbakkegranit; nur in C und F zeigen sich kleinere Abweichungen, die auch in der mineralogischen Ausbildung deutlich werden. Entsprechend dem kleineren Wert für F treten gegenüber dem Knudsbakkegranit die dunklen Gemengteile im Paradisbakkegranit mehr zurück und Biotit und Hornblende halten sich ungefähr die Wage. Dem größeren Wert für C entspricht hier ein Vorwiegen des Plagioklases; obgleich die Plagioklasreihe, die im Knudsbakkegranit bis Andesin geht, hier nur bis Oligoklas ausgebildet ist, so macht sich das Vorwiegen der Plagioklasse durch die große Menge der sauren Glieder geltend.

Während sich mithin ganz allgemein für den Bornholmer Granit eine Abhängigkeit der mineralogischen Ausbildung von der chemischen Zusammensetzung zeigen läßt, ist eine entsprechende Abhängigkeit der Struktur nicht nachzuweisen. Bei den verhältnismäßig geringfügigen Unter-

schieden in der Zusammensetzung läßt sich eine derartige Abhängigkeit um so weniger erwarten, als der hervorragendste strukturelle, bez. texturale Unterschied, die Entwicklung einer Paralleltexur, zweifellos auf physikalische Verschiedenheiten bei der Gesteinsentwicklung zurückzuführen ist.

2. Vergleichsreihe: Granite von Hammeren, Oleskirke und Gudhjem. (Textur.)

Gegenüber dem Hammerengranit zeigen die Granite von Oleskirke (Hauptgranit) und Gudhjem eine schwache Zunahme des Biotit und Eintreten der Hornblende; im übrigen stimmen sie mineralogisch mit ersterem überein. Während aber der Hammerengranit regellos körnig erscheint, macht sich im Granit von Oleskirke eine schwache Paralleltexur geltend, die durch Parallelstellung der kleinen Zusammenhäufungen der dunklen Gemengteile bewirkt wird; unter dem Mikroskop ist von Paralleltexur nichts zu sehen. Der Gudhjemgranit dagegen besitzt makroskopisch eine ausgesprochene Lagentexur, die sich mikroskopisch in der Parallelordnung der dunklen Gemengteile deutlich zu erkennen gibt. Feldspat und Quarz zeigen trotz der Zunahme der Paralleltexur keine irgendwie hervortretende Beeinflussung: undulöse Auslöschung und gestörte Zwillingsbildung finden sich in dem regellos körnigen Hammerengranit ebenso häufig wie im Gudhjemgranit mit seiner starken Paralleltexur.

Cohen und Deecke¹⁾ führten auf Grund der undulösen Auslöschung der Quarze und der gestörten Zwillingsbildung, sowie auf Grund von Mörtelstruktur, die sie als besondere Erscheinung einiger Bornholmer Granite beschreiben, die Paralleltexur auf sekundäre Einwirkung zurück.

Über Mörtelstruktur schreiben Cohen und Deecke²⁾: „In einigen Graniten (Johnskapell) besteht dies zwischen

1) a. a. O. S. 35.

2) a. a. O. S. 14.

gekreuzten Nikols einem bunten Mosaik gleichende Aggregat, fast ausschließlich aus Quarz; doch ist diese Mörtelstruktur selbst in einem und demselben Schliff nicht unbeträchtlichen Schwankungen unterworfen. Sehr häufig verbindet sich z. B. mit derselben eine mikropegmatitische Verwachsung von Feldspat und Quarz. Da sich ferner in der Nähe größerer Feldspate die kleinen, untereinander parallelen Säulen des Quarzes nicht selten senkrecht zu den Flächen der ersteren stellen, so kann dadurch eine Strukturform hervorgebracht werden, welche an granophyrische Verwachsungen erinnert; doch sind derartige Partien spärlich vertreten und von geringer Ausdehnung.“

Der Granit von Johnskapell der dem oben beschriebenen Gestein von der Höhe des Ringebakke nahe steht (S. 54), besitzt schwache Paralleltextur, die unter dem Mikroskop kaum zum Ausdruck kommt. In den Gesteinen von Ringebakke hatten wir außerordentlich starke mikropegmatitische Verwachsungen beobachtet, die zum Teil recht unregelmäßig ausgebildet sind, sodaß ein auffallend unruhiges Bild zustande kommt; nirgends aber konnte eine Erscheinung als Mörtelstruktur gedeutet werden, wie sie durch mechanische Beeinflussung fester Kristalle entsteht. Gegen Mörtelstruktur spricht auch, daß im Gudhjemgranit, der die auffallendste Paralleltextur besitzt, keine Erscheinung zu beobachten ist, die nur entfernt an Mörtelstruktur erinnert; hier treten auch die mikropegmatitischen Verwachsungen sehr zurück.

Selbst in den beschriebenen streifigen Zonen an den Pegmatiten von Klondyke und Knudsbakke, deren Paralleltextur die des Gudhjemgranites weit überwiegt, ist nichts von Mörtelstruktur zu sehen. Die undulöse Auslöschung scheint hier etwas stärker ausgeprägt zu sein, und in der streifigsten Zone nahe am Pegmatit des Knudsbakkegranites zeigen einige Plagioklase deutlich gebogene Zwillingsstreifen. Da bei diesen streifigen Massen eine Erklärung der Paralleltextur durch sekundäre Beeinflussung des verfestigten Gesteins von vornherein ausgeschlossen ist, kann sie auch für die texturell übereinstimmenden

streifigen Varietäten des Bornholmer Granites nicht in Betracht kommen.

Offenbar liegt eine primäre Paralleltextur vor, wobei es dahingestellt bleiben soll, ob sie als Fluidalerscheinung zu deuten ist, oder ob sie auf eine einseitige Druckerscheinung auf das zähflüssige Magma (Piezokristallisation)¹⁾ zurückgeht.

Aplite und Pegmatite.

Beim Paradisbakkegranit hatten wir kleine helle Ausbildungen von aplitischer Zusammensetzung in der Form von Flecken, Spindeln und langen, häufig gestauchten Adern beobachtet, deren ganze Erscheinung sich nur durch die Annahme erklären läßt, daß hier primäre schlierige Ausbildungen vorliegen. Für diese Annahme scheint mir schon die Beobachtung der gestauchten Streifen zu genügen, in denen man geradezu erstarrte Bewegungen im Magma zu sehen glaubt.

Zur Entscheidung der Frage, ob die Pegmatite der Bornholmer Granite primär oder sekundär entstanden sind, ist vor allem die beschriebene Beobachtung an Pegmatiten von Klondyke und Knudsbakke von Wichtigkeit. Daß auch beim Granit von Klondyke in der Zone mit Paralleltextur am Pegmatit wie bei den gleichen Erscheinungen am Knudsbakkegranit keine Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung gegenüber dem Hauptgestein bestehen, zeigt folgende Zusammenstellung der Analysen und Molekularquotienten:

1) E. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde, I. Teil, 1906. S. 63 ff.

	Analysen		Molekularquotienten (100%)	
	Klondyke	Klondyke am Pegmatit	Klondyke	Klondyke am Pegmatit
SiO ₂	66,99	69,01	74,94	75,84
TiO ₂	0,71	0,97	0,59	0,80
Al ₂ O ₃	13,00	12,16	8,56	7,87
Fe ₂ O ₃	2,98	2,07		
FeO	2,23	2,40	4,58	3,91
MnO	0,11	0,06	0,10	0,05
MgO	0,65	0,93	1,09	1,54
CaO	2,64	2,28	3,17	2,68
Na ₂ O	3,28	3,65	3,55	3,89
K ₂ O	4,39	4,81	3,13	3,38
P ₂ O ₅	0,57	0,11	0,27	0,05
CO ₂	—	0,42	—	—
H ₂ O unter 110 ⁰	0,78	0,44	—	—
H ₂ O über 110 ⁰	0,70	0,42	—	—
	99,03	99,73	99,98	100,01

Bei dieser Übereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung müssen die Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung und in der Textur Verschiedenheiten in den physikalischen Bedingungen während der Verfestigung des Gesteins zugeschrieben werden. Übrigens findet sich streifige Textur keineswegs immer oder gleichmäßig als Begleiterscheinung der Bildung pegmatitischer Schlieren: so ist sie z. B. auf derselben Seite des Pegmatitganges in sehr verschiedener Stärke ausgebildet oder sie kann auf einer Seite fast vollständig verschwinden, während sie auf der entgegengesetzten Seite des Ganges sehr scharf ausgeprägt ist.

Die Pegmatite mit randlicher Abweichung des umgebenden Gesteines vom Hauptgestein und diejenigen, an deren Ränder das anliegende Gestein gegenüber der Hauptmasse nicht den geringsten Unterschied zeigt, stimmen in ihrer mineralogischen Ausbildung vollständig überein. Charakteristisch ist dabei ihre einfache Zusammensetzung aus saurem Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz; mitunter finden sich größere Glimmertafeln.

Während alle Pegmatite in dieser aplitischen Zusammensetzung in allen Granitarten übereinstimmen, weisen sie doch auch noch Erscheinungen auf, an denen man deutlich ihre Abhängigkeit von der Granitart erkennt, in der sie auftreten. So zeigen die Pegmatite von Knudsbakke die charakteristischen, durch zahllose Einlagerungen dunkel erscheinenden Quarze und häufig Eisenkies, Mineralien, die auch für das Hauptgestein charakteristisch sind. In den Pegmatiten von Hammeren finden sich oft Flußspatkristalle, ein Mineral, das auch im Hauptgestein häufig zu beobachten ist.

Zur Erklärung der abweichenden Ausbildung der Granite am Rande einiger Pegmatite, besonders der Paralleltextur und der mineralogischen Übereinstimmung der Pegmatite mit der Granitart, in der sie auftreten, scheint mir nur die Annahme möglich, daß in diesen Pegmatiten Differentiationen vorliegen, die gleichzeitig mit der Hauptmasse erstarrt sind.

Basische Einschlüsse.

Charakteristisch für alle basischen Einschlüsse ist die starke Anreicherung der dunklen Gemengteile. Es zeigt sich ein Unterschied darin, daß in einigen Einschlüssen, so von Ringebakke und Svaneke, das Mengenverhältnis der dunklen Gemengteile zueinander gegenüber dem Hauptgestein unverändert erscheint, während in anderen dieses Verhältnis stark verschoben ist. So ist in Einschlüssen von Knudsbakke Biotit neben Hornblende nur ganz einzeln zu beobachten, dagegen im Hauptgestein in ziemlicher Menge. Nach den vorliegenden Untersuchungen zeigen die basischen Einschlüsse von Bornholm deutlich ihre Abhängigkeit vom Hauptgestein, sodaß sie nicht Einschlüsse durchbrochener Gesteine sein können, sondern als primäre Bildungen aus dem Magma selbst angesprochen werden müssen. Für einige, beispielsweise für den Einschluß von Haslegranit, scheint es sicher, daß sie durch Differentiation aus dem Magma hervorgegangen sind; für andere ist eine Entstehung durch örtliche Häufung der Keime der dunklen Gemengteile wahrscheinlich.

Korrosion.

Die lappige und löcherige Form des Biotit und der Hornblende in allen Bornholmer Granitarten läßt sich nur durch Korrosion erklären. Am deutlichsten geht dies aus den Beobachtungen am Knudsbakkegranit hervor: Hier waren lappige und löcherige Hornblendesäume von einem einheitlichen Biotitsaum umgeben. Es ist somit anzunehmen, daß die Hornblende zu einem bestimmten Zeitpunkt in der Mutterlauge nicht mehr bestandfähig war, und zum Teil aufgelöst wurde, zum Teil zur Entstehung von Biotit Veranlassung gab.

Ob zur Erklärung der unregelmäßigen Form der Plagioklase auch Korrosion vermutet werden kann, scheint mir fraglich; es fehlt eine scharfe Grenze, die man wohl zwischen dem von der Korrosion verschonten Kern und den neugebildeten Zonen erwarten müßte. Aber nichts dieser Art ist zu beobachten; in dem charakteristischen Durchschnitt auf Figur 11 und 12 beginnt die unregelmäßige Auslöschung im innersten Kern und geht stetig bei Drehung des Objektisches nach dem sauren Rand. Ich möchte daher die Frage nach Entstehung dieser eigentümlichen Ausbildung der Plagioklase hier offen lassen.

Mikroperthit.

Erwähnenswert ist der Gegensatz in der Mikroperthitbildung, wie er in den Figuren 7 und 8 einerseits und Figur 15 andererseits zum Ausdruck kommt. Während in Figur 15 (Granit aus der stark streifigen Zone am Pegmatit von Klondyke) der Albit im Mikroklin in langen vereinzelt auftretenden Adern auftritt, erscheint er in Figur 7 und 8 (regellos körniger Granit von Klondyke) in der gewöhnlichen Spindelform auf kristallographischen Grenzen des Mikroklin gehäuft. Wenn im Perthit eine Entmischung schon vor vollständiger Verfestigung des Magmas vorliegt, sind diese Erscheinungen leicht erklärlich. Während der Albit in dem Mikroklin des Klondykegranites regelmäßig mit der Kristallisation des Mikroklin zur Ablagerung gelangte, kam es unter den abweichenden physikalischen

Bedingungen am Pegmatit, auf die die Paralleltexur des Gesteines deutet, zu recht unregelmäßigen Ablagerungen des Albit im Mikroklin.

Myrmekit und Albitrand.

Die Zusammenstellung der Beobachtungen über Myrmekit von Becke¹⁾ hat auch für den Bornholmer Granit Gültigkeit, allerdings mit der Ausnahme, daß hier niemals Myrmekit oder ein Albitrand am Plagioklas gegen parallel angewachsenen Feldspat auftritt. Am deutlichsten läßt sich dieses Verhalten im Knudsbakkegranit feststellen, dessen Plagioklase fast durchweg von Kalifeldspat parallel umwachsen sind. Wird der Plagioklas an einer kleinen Stelle von einem anders gelagerten Kalifeldspat begrenzt, so zeigt er an dieser Stelle myrmekitische Ausbildung oder nur einen Albitsaum. Während der Albit stets scharf gegen den Plagioklas absetzt, ist an der Grenze des Myrmekit gegen den Plagioklas nur ein schnellerer Wechsel der chemischen Zusammensetzung aus der Auslöschung zu erkennen. In den anderen Bornholmer Granitarten tritt der Myrmekit meist als parallele Fortwachsung am Kalifeldspat auf.

Hervorzuheben ist noch die Erscheinung, daß auch vereinzelt im Kalifeldspat Quarzeinlagerungen sich finden, die sehr an Myrmekit erinnern, wie sie auch Schwenkel beobachtet hat.²⁾

Während in allen Bornholmer Granitarten und Schlierenbildungen, die Quarze enthalten, Myrmekit beobachtet wurde, fehlt er in der großen basischen Schliere im Haslegranit, in der kein Quarz ausgebildet ist; hier zeigt der Plagioklas gegen nicht parallel gelagerten Kalifeldspat stets reinen Albitsaum.

Alle diese Beobachtungen am Myrmekit von Bornholm lassen sich nur durch die Annahme einer primären Entstehung des Myrmekit erklären.

1) Fr. Becke, Über Myrmekit. Tsch. M. n. P. M. XXVII. Bd. 1908, S. 381, 382.

2) Hans Schwenkel, Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit. Diss. Tübingen 1912. S. 68.

Zusammenfassung.

1. Auf Grund der deutlichen Übergänge in der mineralogischen Zusammensetzung und Struktur der Bornholmer Granitarten kann man mit Cohen und Deecke annehmen, daß in den einzelnen Granitarten nur chemische Differentiationen eines einheitlichen Magmas zum Ausdruck kommen.
 2. Die Paralleltexur der Bornholmer Granite läßt sich nach den vorliegenden Untersuchungen nur durch Primärentstehung erklären; ob dabei einseitiger Druck (Piezokrystallisation) oder Fluktuation gewirkt haben, soll eine offene Frage bleiben.
 3. Alle untersuchten Pegmatite erscheinen in ihrer Zusammensetzung deutlich von der Granitart abhängig, in der sie auftreten. Die Pegmatite, parallel deren Grenze das Hauptgestein starke Paralleltexur zeigt, sind wohl als Differentiationen anzusehen, die gleichzeitig mit dem Hauptgestein erstarrt sind.
 4. Die basischen Einschlüsse von Bornholm, die sich deutlich von ihrem Hauptgestein abhängig erweisen, sind als magmatische Bildungen anzusehen. Einige scheinen durch Differentiation im Magma entstanden, andere durch örtliche Häufung der Keime der dunklen Gemengteile.
 5. Die Gesteine von Hammeren, Klondyke und Knudsbakke, die nach Struktur und Textur vollständig übereinstimmen, also unter denselben physikalischen Bedingungen entstanden sind, zeigen eine deutliche Abhängigkeit der Plagioklase von der chemischen Zusammensetzung des Gesamtgesteins: Mit dem Basischerwerden des Magmas erscheinen auch basischere Glieder der Plagioklasreihen, und es übertreffen die basischeren Glieder die saureren an Menge.
-

Beschreibung der Tafeln.

- Figur 1. Hammerengranit mit deutlicher Zusammenhäufung der dunklen Gemengteile. (Gewöhnlich treten im Hammerengebiet diese dunklen Flecken nicht in solcher Menge auf so kleinem Raume auf, wie es das abgebildete Stück zeigt). (2 : 1).
- Figur 2. Paradisbakkegranit (Flammet-Granit) mit schwacher Paralleltextrur u. aplitischen Schlierenbildungen). (2 : 1).
- Figur 3. Granit aus der Nörrevigbucht bei Svaneke mit Paralleltextrur. Feinkörniger basischer Einschluß in der Ebene der Paralleltextrur gestreckt. (2 : 1).
- Figur 4. Gudhjemgranit. Paralleltextrur. (Das Stück ist etwas schief zum Querbruch geschlagen, so daß die dunklen Gemengteile im Bilde stärker hervortreten). (2 : 1).
- Figur 5. Granit von Klondyke aus der Grenzzone eines Pegmatites. Starke Paralleltextrur. (2 : 1).
- Figur 6. Knudsbakkegranit mit angrenzendem Pegmatit. Der Granit zeigt parallel der Pegmatitgrenze Paralleltextrur. (2 : 1).
- Figur 7. Granit von Klondyke. Plagioklas, parallel umwachsen von Kalifeldspat, der wieder parallel einer krystallographischen Grenze mit Quarz mikropegmatitisch verwachsen ist. Der Kalifeldspat zeigt scheinbar Wachstumszonen; bei starker Vergrößerung sieht man aber, daß diese Zonen durch starke Häufung der Perthitspindeln hervorgerufen werden. (20 : 1).
- Figur 8 wie Figur 7, aber zwischen gekreuzten Nikols. (20 : 1).
- Figur 9. Paradisbakkegranit. Einsprenglingsartiger Plagioklas mit eingewachsenem Quarz. (20 : 1).
- Figur 10. Paradisbakkegranit. Aplische Schliere, die auffallend grobkörniger als das Hauptgestein ist, wie ein Vergleich mit der feinkörnigen Masse auf dem linken Teil dieses Bildes und mit der Figur 9 zeigt. (20 : 1).

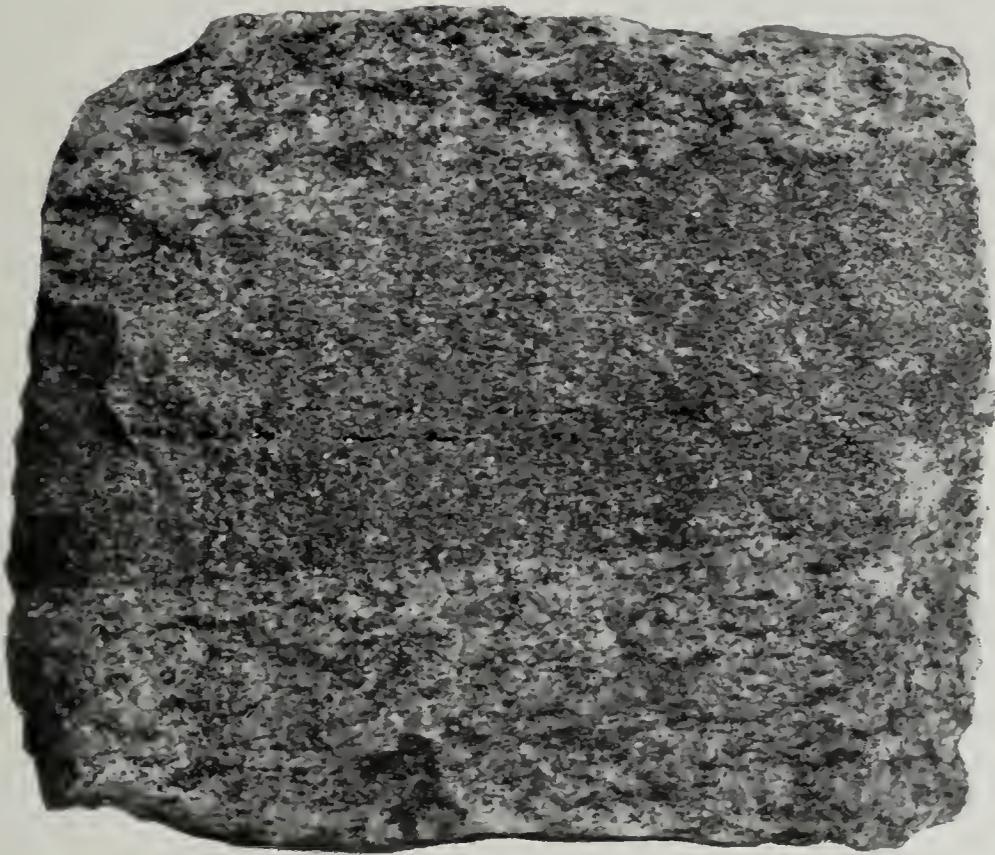
- Figur 11. Granit von Klondyke (Jonskapell). Auffallend unregelmäßige zonare Auslöschung eines Plagioklases; die in Dunkelstellung befindlichen basischsten Teile sind von zahllosen kleinen Einschlüssen erfüllt, die parallel der unregelmäßigen zonalen Auslöschungsgrenze nach dem sauren Rand allmählich verschwinden. (Außergewöhnlich dicker Schliff). (30 : 1).
- Figur 12. Der gleiche Durchschnitt wie in Figur 11; nur so weit gedreht, daß die sauren Randgebiete des Plagioklases Auslöschung zeigen. (30 : 1).
- Figur 13. Knudsbakkegranit. Basischer Einschluß. Gegenüber den anderen Gemengteilen auffallend große Hornblenden mit kräftigen Korrosionserscheinungen. (20 : 1).
- Figur 14. Granit aus der Nörrevigbucht. Korrodierter Biotit. (31 : 1).
- Figur 15. Granit von Klondyke aus der stark streifigen Zone am Pegmatit: Mikroklinperthit. Albiteinlagerungen in langen Adern ausgebildet; Mikroklinstruktur tritt nur an einigen Stellen des Kornes auf. (30 : 1).
- Figur 16. Knudsbakkegranit. Korrodierte Hornblende mit eingelagerten Biotitfasern, die noch über den Rand der Hornblende hinausragen. (31 : 1).
-



Figur 1.



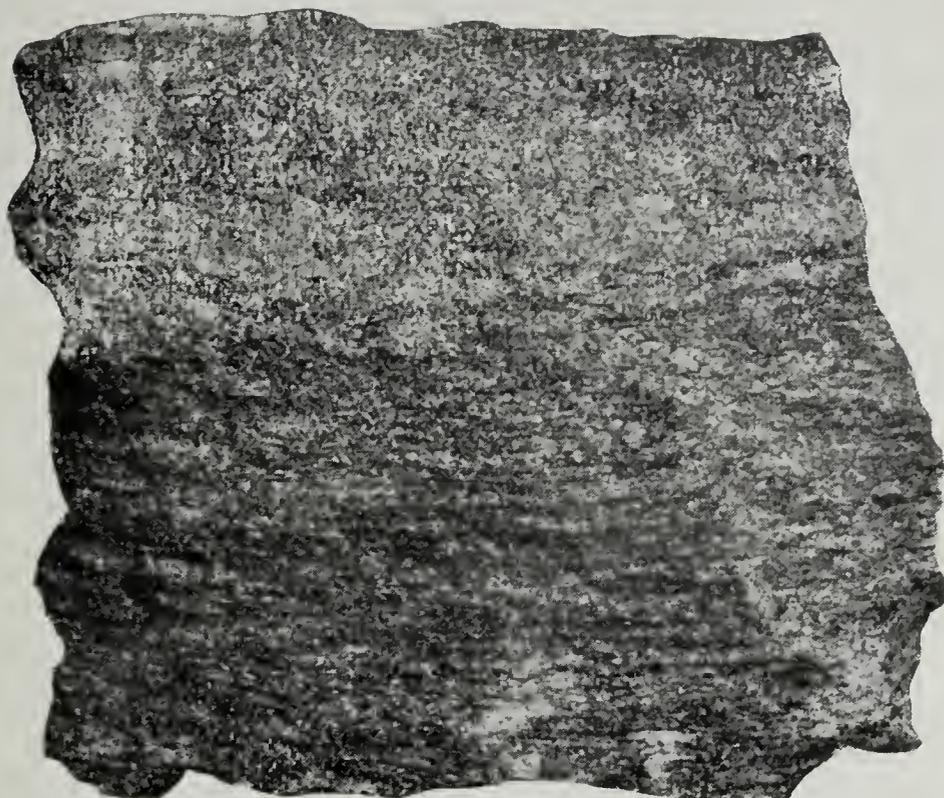
Figur 2.



Figur 3.



Figur 4.

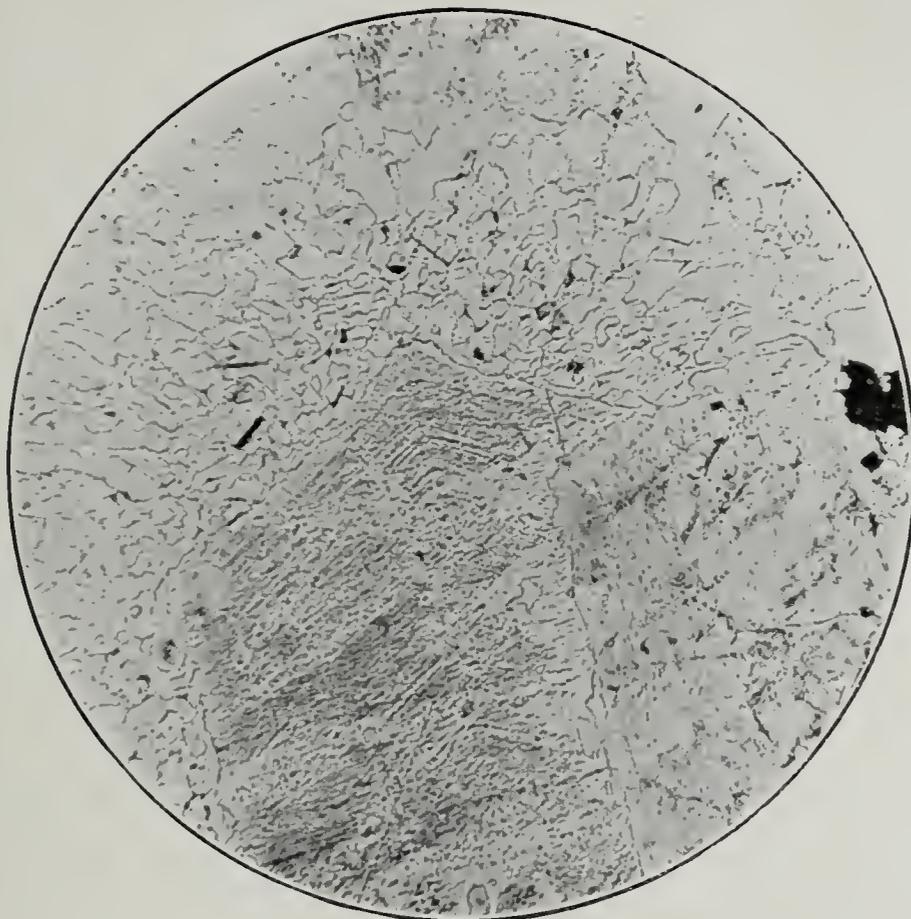


Figur 5.



Figur 6.

Mikropegmatit

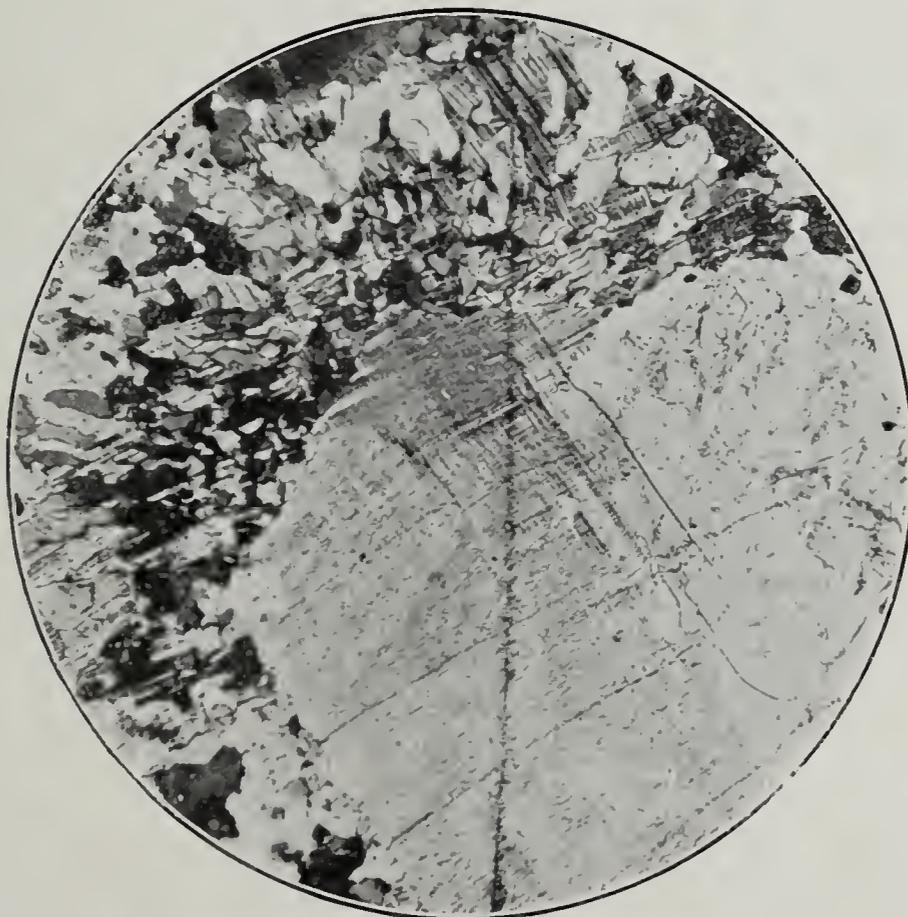


Plagioklas

Mikroklinperthit

Figur 7. (—)

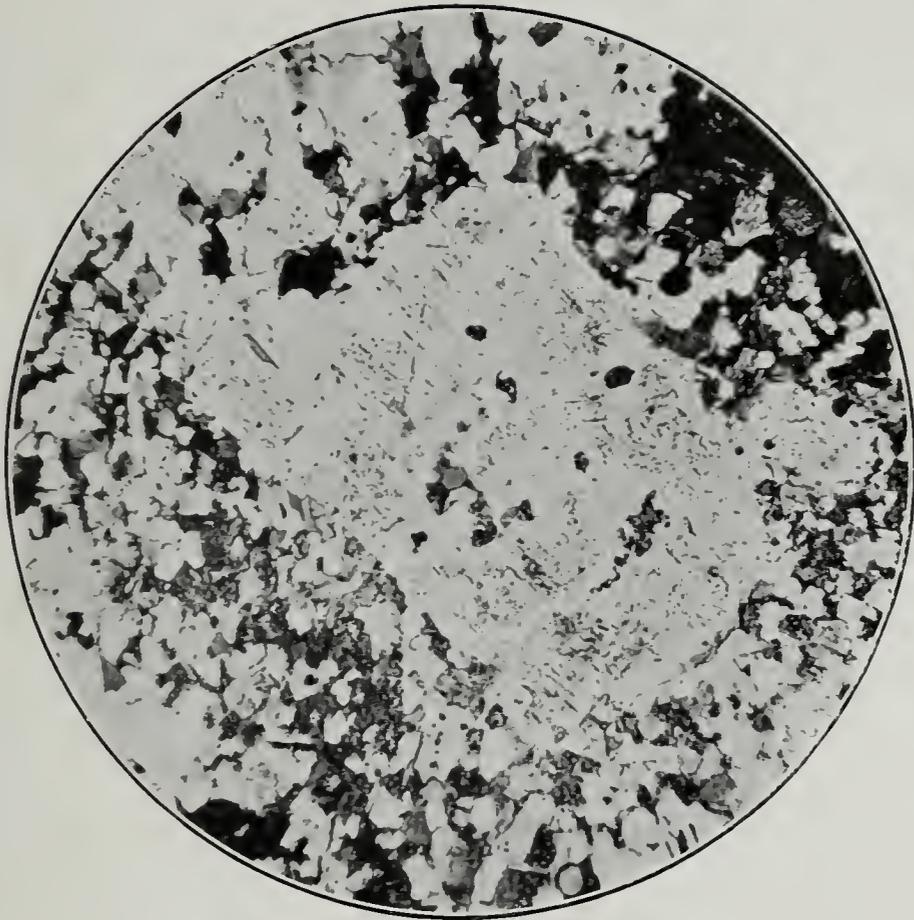
Mikropegmatit



Plagioklas

Mikroklinperthit

Figur 8. (+)



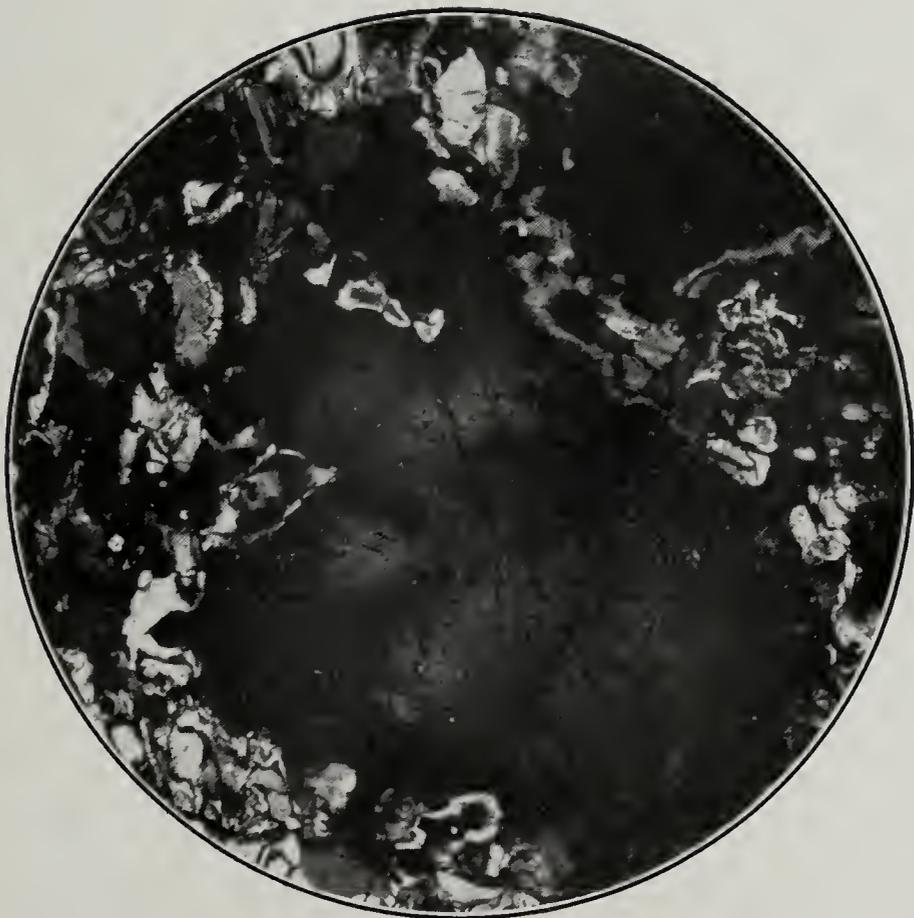
Figur 9. (+)



Figur 10. (+)



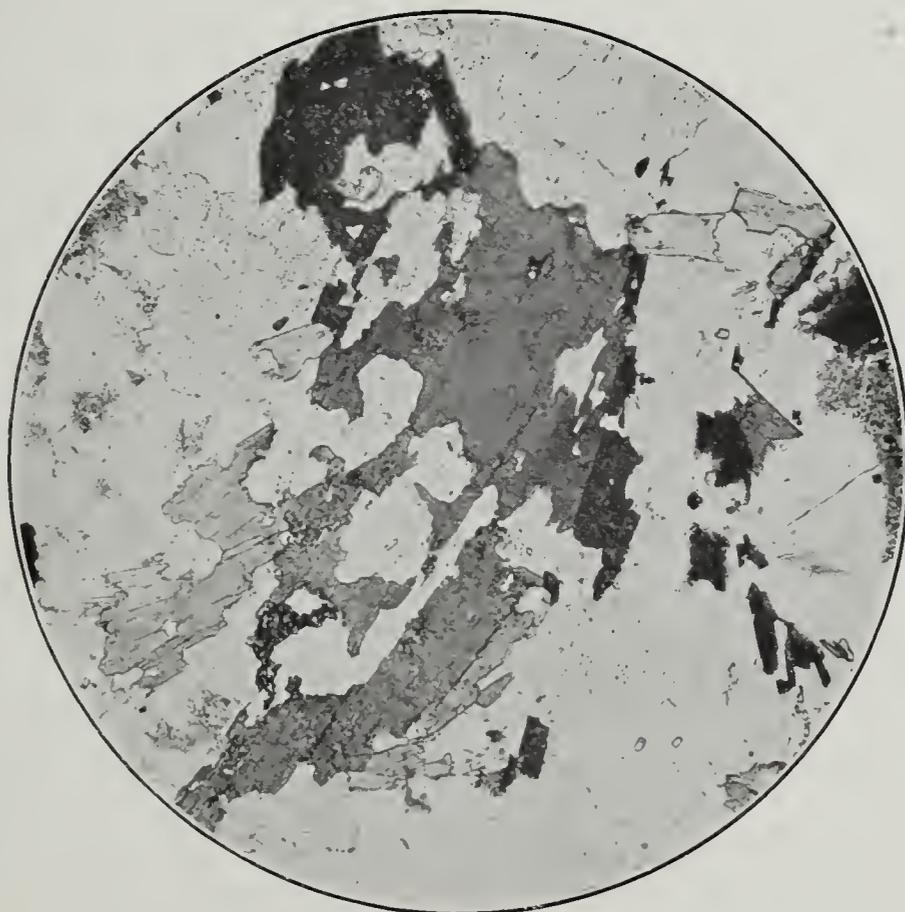
Figur 11. (+)



Figur 12. (+)



Figur 13. (—)



Figur 14. (—)



Figur 15. (+)



Biotitfasern

Figur 16. (—)