

Roches de magma granitiques : aplites granitiques et microgranites

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **37 (1901)**

Heft 140

PDF erstellt am: **24.09.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Les différents morceaux d'un même grenat ont quelquefois dérivé assez loin les uns des autres. Ils ont même chaviré et les contours originels du cristal ne sont plus du tout déterminables.

CORDIÉRITE

La cordiélite est rare. Elle est en partie décomposée et transformée en *pinite*. Elle présente ici la polarisation d'agrégat.

RUTILE ET ILMÉNITE

Le rutile se présente inclus dans le quartz sous forme de très petits prismes. On le trouve aussi, à côté du sphène, comme produit de décomposition de la biotite. Il est sporadique, de même que les grains de fer titané (ilménite) qui l'accompagnent généralement et dont l'origine est la même.

CHAPITRE II

Roches de magma granitique. — Aplites granitiques et microgranites.

I

APLITES GRANITIQUES

Caractères extérieurs et microscopiques.

Extérieurement, ces roches présentent un aspect de grande homogénéité. Leur couleur est un blanc légèrement bleuâtre, piqué çà et là d'une tache verte très claire, de chlorite accidentelle.

Nos échantillons sont de deux sortes. Les uns, aux taches vertes un peu plus nombreuses que ne le comporte la définition moyenne, accusent un laminage assez intense, un grain très fin et présentent superficiellement une séparation en membranes de friction, de couleur vert clair, à

éclat gras. Les autres, de couleur très claire, sont beaucoup moins laminées et ont un grain moyen.

Au microscope, les premiers se dévoilent comme un assemblage serré d'éléments allotriomorphes, petits, à peu près isométriques. Tous tendent à une orientation de laminage commune, soulignée par des brins de biotite ou de chlorite. Les secondes, par contre, ont une texture nettement granitoïde.

Étude des éléments constitutifs.

Le type le plus laminé de nos aplites est caractérisé par l'assemblage *micropertthite-quartz*.

Les *éléments accessoires* sont l'*oligoclase-albite*, la *biotite* et l'*apatite*.

Comme *éléments secondaires*, nous avons la *muscovite* et la *chlorite*.

La micropertthite et le quartz se trouvent en quantités à peu près égales. L'oligoclase-albite est rare, de même que la biotite. Celle-ci est tantôt en petits rectangles effrangés, tantôt en petits paquets. Elle est en partie chloritisée, en partie muscovitisée; le premier de ces deux processus est plus fréquent que le second.

L'apatite est sporadique; elle est surtout incluse dans les feldspaths.

Un peu de muscovite provenant des feldspaths se dépose souvent en liserés très fins le long des contours de ces derniers.

Le type peu laminé est défini par la combinaison minéralogique *orthose-quartz*. L'*oligoclase* et le *zircon* sont accessoires. La *chlorite* est secondaire, ainsi que la *muscovite* et le *kaolin*.

L'orthose se trouve en grandes plages un peu micropertthitisées par endroits et dont les contours sont fréquemment soulignés d'un fin liseré de muscovite.

Le quartz est en sections étendues avec des extinctions, fortement roulantes ou en agrégats grenus (quartz divisé). Dans ce dernier cas, le grain est loin d'avoir le degré de finesse qu'il atteint dans les granites laminés.

L'oligoclase-albite appartient au type décrit dans le chapitre I. Elle est peu abondante et, comme d'ailleurs le microperthite, très kaolinisée.

Le zircon est en grains minuscules et très rares.

Quant à la chlorite secondaire, elle est si clairsemée que, dans de nombreuses coupes, en n'en voit pas trace.

II

MICROGRANITES

MICROGRANITES DE SAINT-BARTHÉLEMY-LUISIN¹

Caractères extérieurs.

Les microgranites du vallon de Saint-Barthélemy et du Luisin peuvent se subdiviser tout d'abord, au point de vue de leur aspect extérieur, en quatre groupes nettement déterminés par les couleurs respectives de leurs cristaux du premier temps et de leurs pâtes. Ces quatre groupes sont :

- 1° Les microgranites à pâte rouge et à feldspaths blancs ;
- 2° Les microgranites à pâte blanche et à feldspaths rouges ;
- 3° Les microgranites à pâte blanche ou grise et à feldspaths blancs ;
- 4° Les microgranites à pâte rouge et à feldspaths rouges.

¹ Les échantillons des filons du vallon de Saint-Barthélemy et du Luisin ont été recueillis par M. Théodore Bieler, alors assistant au laboratoire de minéralogie et de pétrographie de l'Université de Lausanne, actuellement assistant au laboratoire fédéral d'analyses agricoles. Je me fais un plaisir de lui présenter ici mes remerciements.

La pâte des microgranites du premier groupe est d'une couleur lie de vin plus ou moins foncée, ou parfois d'une couleur rouge brique. D'abondance variable, elle domine de beaucoup dans la plupart des types sur les cristaux du premier temps, mais il peut arriver aussi que ceux-ci occupent, dans leur ensemble, un espace notablement plus étendu que la pâte qui les moule. Les feldspaths, parfaitement idiomorphes, sont tantôt blancs — un peu grisâtres — tantôt légèrement colorés de rouge par le pigment ferreux qui provoque la teinte de la pâte elle-même. Leur taille est variable, elle oscille entre quelques millimètres et 1 cm. à 1 1/2 cm. Les quartz, en grains arrondis, saillent habituellement hors de la surface; ils présentent souvent, quand ils sont bien limpides, une couleur rosée, qui est celle de la pâte vue par transparence. Ça et là, brillent de minces paillettes de biotite; des amas de chlorite sont uniformément répandus dans la masse d'un certain nombre de types.

Dans le groupe des microgranites à pâte blanche et à feldspaths rouges, le blanc de la pâte est parfois légèrement teinté de vert ou de bleu. Les feldspaths, quoiqu'en général moins volumineux que ceux du groupe précédent, ont fréquemment 1 cm. de longueur. Ils sont aplatis suivant $g^1(010)$ et montrent habituellement le clivage $p(001)$. Le ton de leur couleur est variable. Il y en a qui sont d'un rouge brique très cru. Le quartz présente le même aspect que précédemment. On reconnaît de nombreuses paillettes de muscovite et des taches de chlorite. Dans certains cas, les cristaux du premier temps sont si petits qu'il est difficile, à l'œil nu, de les distinguer de la pâte.

La pâte des microgranites du troisième groupe est grise, plus ou moins foncée. Les cristaux du premier temps (feldspaths, quartz, muscovite) sont, dans ce groupe, fort petits également.

Le quatrième groupe est, au contraire, remarquable par

la taille de ses feldspaths de première consolidation (ils atteignent jusqu'à 3 1/2 cm.) et par la perfection de leur idiomorphisme. Le quartz y est relativement peu abondant, mais on y trouve de nombreux amas de chlorite.

Caractères microscopiques.

Les microgranites du vallon de Saint-Barthélemy et du Luisin sont des exemples remarquables de texture porphyrique. Toutes les pâtes de ces roches sont nettement microgranitiques avec des variations plus ou moins accentuées dans l'arrangement des éléments qui les constituent. Le grain de la pâte qui, dans certains types est sensible déjà aux moindres grossissements, n'apparaît, dans d'autres, qu'aux grossissements les plus forts. La pâte est cependant toujours réductible, c'est-à-dire qu'elle ne prend jamais le caractère felsitique. Non seulement le grain est variable d'un filon à un autre mais il peut encore être fort différencié dans un seul et même filon et l'on remarque alors que la taille du grain diminue, dans une section transversale du filon, du milieu vers les épontes. Ajoutons que dans quelques cas on observe une tendance assez accusée à la texture granophyrique (micropegmatitique).

Quand le grain de la pâte est gros, il est en même temps assez peu uniforme. Toujours on y reconnaît des feldspaths plus ou moins idiomorphes et de la muscovite cimentés par du quartz allotriomorphe. La taille de ces divers éléments permet de les reconnaître facilement. Ces pâtes à gros grain sont très transparentes en coupes minces.

Souvent le quartz de la pâte, au lieu de se présenter en grains allotriomorphes, prend une disposition particulière. Il se dissémine en plages multilobées et les différents lobes (parfois détachés de l'individu auquel ils correspondent) s'éteignent simultanément. Le cas se présente surtout dans les abords des grands cristaux de quartz résorbés et ceux-

ci peuvent alors acquérir des formes tellement déchiquetées qu'il n'est pas toujours facile de reconnaître où se termine le cristal et où commence la pâte. Nous ne pouvons dire ici, au sens strict du mot, que nous avons affaire à une texture granophyrique, mais plutôt à un enchevêtrement de cristaux très ramifiés de quartz, de microlites, de feldspaths et de fines lamelles de micas, le tout formant un ensemble que l'on peut qualifier de feutrage à texture granophyrique.

Les pâtes à grain moyen présentent les mêmes particularités de texture que celles à gros grain.

Les pâtes à grain fin caractérisent essentiellement, comme nous l'avons vu, les bords des filons. Elles ne montrent que fort rarement des traces de tendance granophyrique, et ces traces sont presque insensibles. Cependant, sur les bords du filon du Luisin, le quartz se dispose en plages rondes très particulières. Elles sont finement multilobées, semblables à des éponges, et reliées les unes aux autres par des anastomoses qui accusent vaguement une orientation commune coïncidant avec l'allongement général des grands cristaux de la roche. Mais cette disposition du quartz, pas plus que celle dont nous avons parlé plus haut, ne peut être appelée granophyrique.

Quelques-unes de ces pâtes fines ont un grain si ténu qu'il est impossible d'en déterminer les éléments, quoique les forts grossissements permettent, sans exception, de les isoler. Les microlites de muscovite, seuls, sont reconnaissables dans tous les cas.

Éléments des pâtes. Les éléments des pâtes de ces microgranites sont les feldspaths alcalins (orthose, microperthite, oligoclase-albite), le quartz et la muscovite, éléments qui forment aussi la portion essentielle des cristaux du premier temps. Le feldspath et le quartz se présentent en quantités variables; tantôt le feldspath domine sur le quartz, tantôt le quartz sur le feldspath.

Les feldspaths, ordinairement bien idiomorphes, sont souvent en microlites aplatis suivant g^1 (010). Parfois, aussi, ils sont en grains informes : c'est le cas dans le type de roche cité où le quartz est disposé en éponges anastomosées. L'orthose et la micropertithe paraissent être plus fréquents que l'oligoclase-albite. Les trois feldspaths sont d'ailleurs tantôt réunis dans un même type, tantôt assemblés par deux à l'exclusion du troisième.

Nous avons déjà signalé, en parlant de l'aspect général des pâtes, les deux formes sous lesquelles se présente le quartz : grains allotriomorphes formant ciment entre les feldspaths et la muscovite et plages de tendance granophyrique. Ajoutons que ce minéral se rencontre aussi à l'état recristallisé dans les fissures irrégulières qui courent à travers les roches. Il convient aussi de noter que les extinctions des grains sont assez souvent roulantes, alors même que les grands cristaux ne présentent pas ce phénomène.

La muscovite est répandue en abondance dans tous les types. Elle se montre habituellement en plages très petites, rectangulaires, et, quand les pâtes sont fines, orientées les unes par rapport aux autres suivant deux directions à peu près perpendiculaires. Dans les pâtes à gros grain, elle se dispose plus volontiers en bouquets, en palmes, en éventails ornés des plus vives teintes de polarisation chromatique. Ces figures s'éteignent ordinairement par secteurs assez ouverts, mais il arrive aussi qu'elles sont formées de microlites rayonnant régulièrement autour d'un centre, et elles ont alors l'aspect de véritables fragments de sphérolites à croix noire. On rencontre encore la muscovite en agrégats serrés, en amas, en « nids » de microlites. Parfois aussi, on voit les microlites échoués le long de certaines auréoles qui entourent le quartz (nous parlerons de ces auréoles bientôt) et formant ainsi autour de ces derniers comme une deuxième couronne. (Fig. 16.)

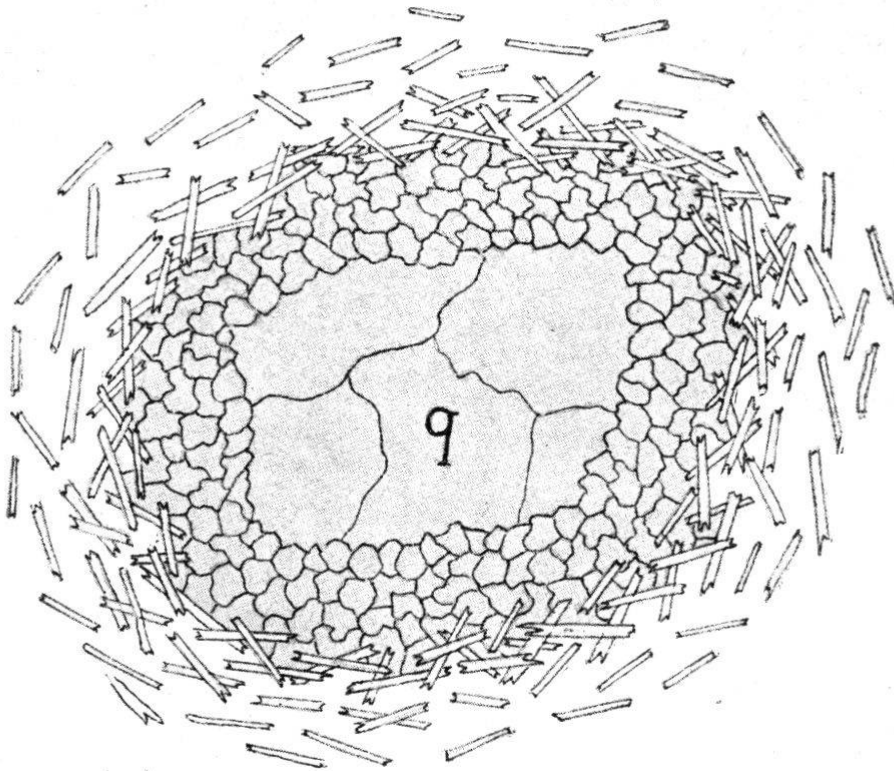


Fig. 16. — Quartz (q) avec auréole de grains de quartz d'extinction conforme et couronne de microlithes de muscovite.

La muscovite se trouve encore en grains informes, fort petits et sans orientation commune. Ces grains ont des teintes de polarisation qui ne dépassent pas le jaune du premier ordre.

Nous pouvons certainement assigner deux origines à la muscovite de la pâte de ces roches : elle provient soit de la décomposition des feldspaths, soit de celle d'une biotite antérieure. Dans le premier cas, elle forme les « nids » dont nous avons parlé ; dans le second, les plages à contours parfaitement cristallographiques, rectangulaires, les palmes et les éventails.

Cristaux du premier temps.

Les cristaux du premier temps sont formés des éléments suivants :

Éléments essentiels :

Feldspaths alcalins.

Quartz.

Éléments accessoires :

Biotite.

Apatite.

Éléments secondaires :

Muscovite.

Chlorite.

Sphène.

Fer titané.

Calcite.

FELDSPATHS ALCALINS

Les feldspaths alcalins sont l'orthose, la microperthite et l'oligoclase-albite.

Orthose.

L'orthose absolument pur est rare. Presque toujours il a des traces d'albitisation, mais si faibles que nous ne pouvons appeler ce minéral de la microperthite. L'orthose

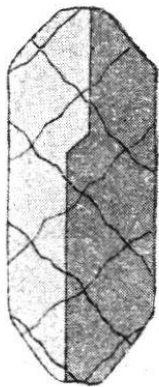


Fig. 17. — Orthose idiomorphe avec double système de cassures.

se trouve en belles plages, le plus souvent parfaitement idiomorphes et montrant presque constamment la macle de Carlsbad. On reconnaît aisément les faces p (001), g^1 (010), a^1 (101) et une face d'hémiclinopyramide indéterminable. Presque toujours, les plages sont coupées de cassures nombreuses disposées parfois en systèmes grossièrement parallèles à cette hémiclinopyramide. (Fig. 17.)

Ces cassures tiennent du minéral lui-même. Il en est d'autres qui appartiennent à la roche et peuvent traverser plusieurs grands cristaux.

La fig. 18 montre deux plages d'orthose maclé suivant la loi de Carlsbad et traversées par une de ces cassures dans laquelle il s'est formé du quartz recristallisé.

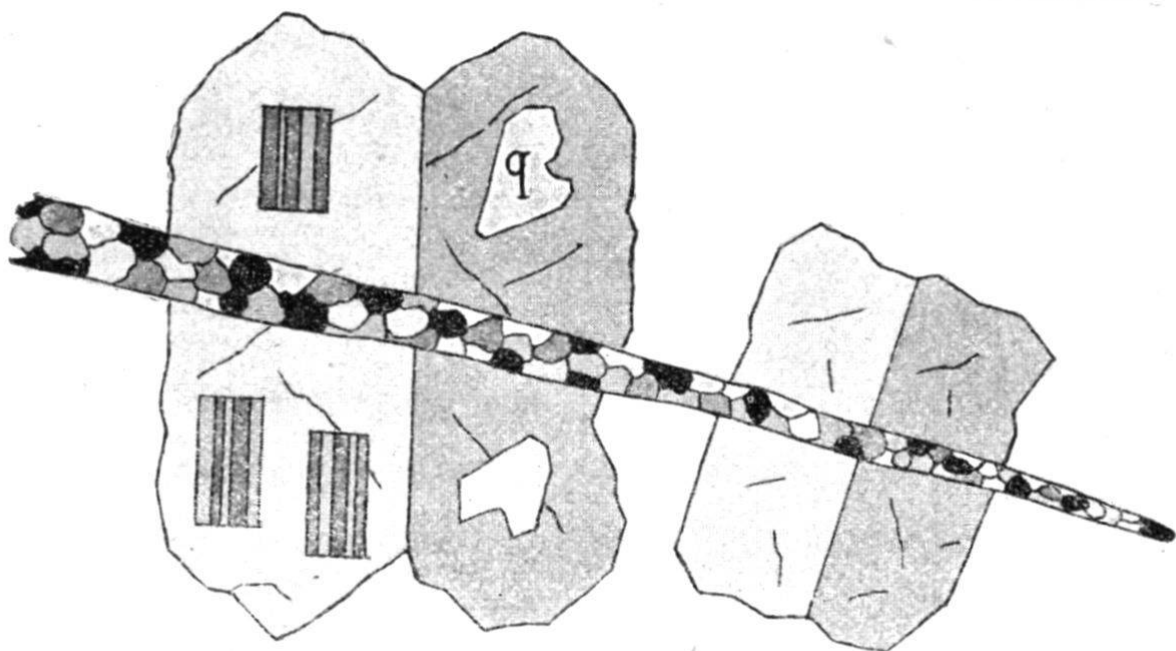


Fig. 18. — Orthoses traversés par du quartz recristallisé. Quartz primaire (q) inclus dans l'orthose.

L'orthose s'accrole fréquemment à l'oligoclase-albite. (Fig. 19.)

Il contient de nombreuses inclusions de plagioclases, de quartz primaire et d'éléments ferreux. Notons au sujet des inclusions de quartz un phénomène qui est peut-être l'inverse de celui de la « résorption magmatique » (Rosenbusch) : un grand cristal d'orthose s'est nourri aux dépens de l'orthose microclitique de la pâte ; il a en même temps en-

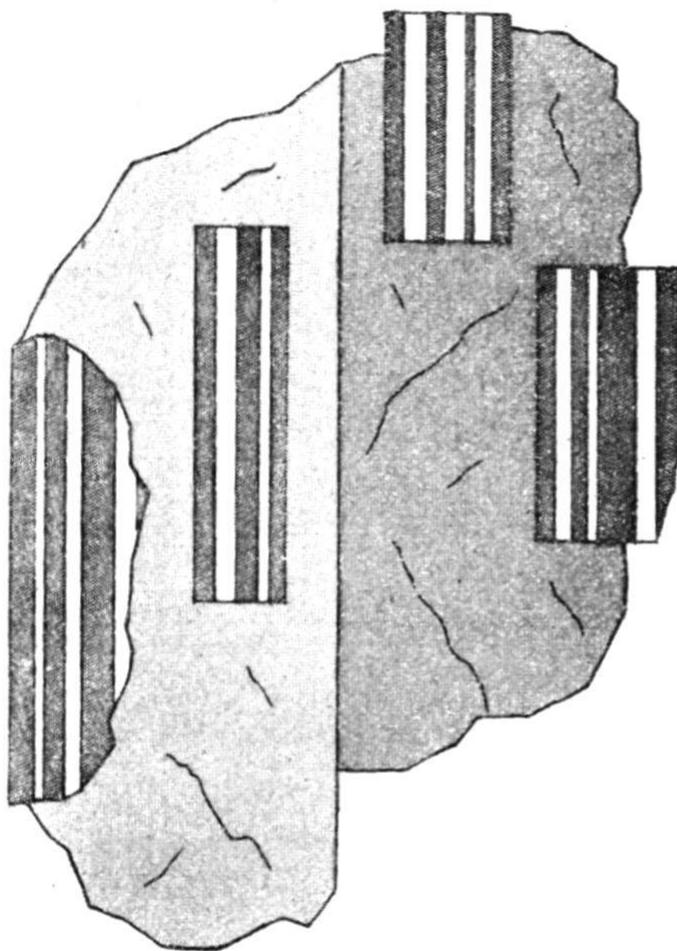


Fig. 19. — Concréscence d'orthose et d'oligoclase-albite.

globé les petits grains de quartz, en sorte que ses contours sont soulignés par une large bordure de minuscules inclusions quartzieuses. (Fig. 20.) Cela ne constitue cependant pas un ensemble pegmatitique, car les extinctions des quartz englobés ne sont pas simultanées.

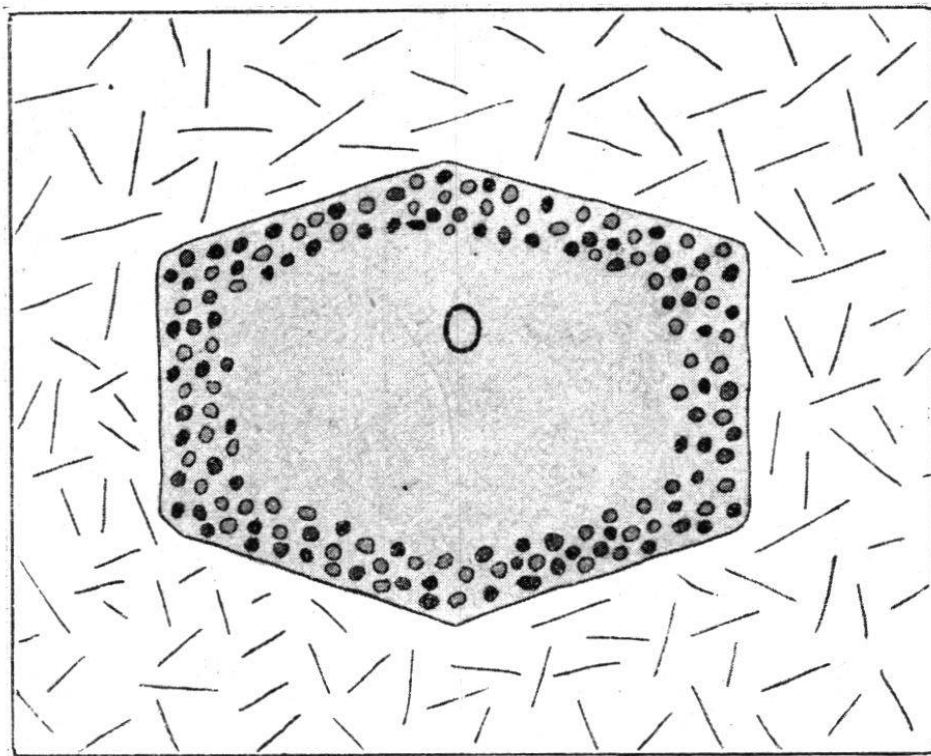


Fig. 20. — Orthose idiomorphe (O) avec bordure de grains de quartz en inclusion poecilitique.

Les inclusions de plagioclases coupent souvent le plan de la macle de Carlsbad.

Il est quelques rares cas où l'orthose a été légèrement résorbé par le magma.

La muscovitisation et la kaolinisation ont simultanément attaqué les plages, qui sont en général fort peu limpides.

Dans les types à pâte fine (bords des filons) l'orthose est rare.

Microperthite.

La microperthite se rencontre en plages à contours généralement quelconques avec, çà et là, la trace d'une face nette. On la trouve dans un très petit nombre de types et

toujours en minime quantité. Les facules d'albite sont disposées les plus souvent irrégulièrement, mais parfois elles se répartissent suivant des systèmes courbes vaguement concentriques. Il y a de nombreuses inclusions de quartz primaire et de plagioclases idiomorphes. Les plagioclases sont aussi moulés, c'est le cas représenté dans la fig. 21 où nous voyons une oligoclase-albite (contenant elle-même une grande inclusion de quartz) complètement entourée par la microperthite. Remarquons que cette dernière présente des sinus profonds et ramifiés dans lesquels a pénétré du quartz dont les fragments, s'éteignant simultanément, donnent à l'endroit un aspect nettement pegmatitique.

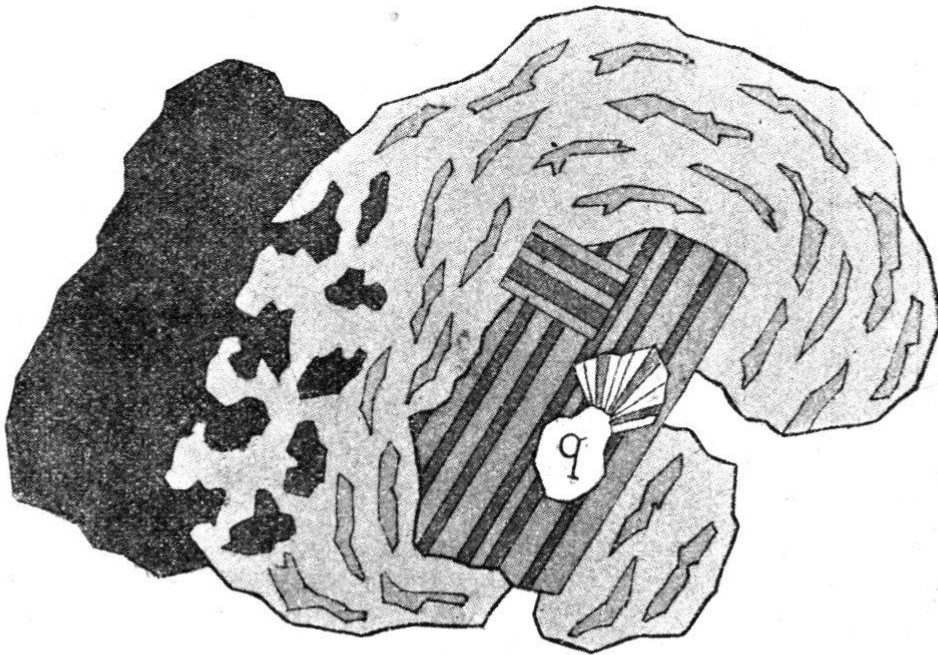


Fig. 21. — A gauche concretion pegmatique de microperthite et de quartz. Au centre inclusion d'oligoclase-albite dans la microperthite. Dans l'oligoclase-albite, inclusion d'un quartz primaire (q) et d'un éventail de muscovite secondaire accolé à ce quartz.

La muscovitisation a fortement attaqué la microperthite. Elle a accumulé ses paillettes en nids et en a comblé les cassures du feldspath.

Oligoclase-albite.

L'oligoclase-albite est le feldspath le plus abondant de ces roches.

Généralement bien idiomorphe, l'oligoclase-albite présente les formes correspondantes de celles que nous avons vues dans l'orthose. Les lamelles hémotropes (macle répétée de l'albite) en sont habituellement très fines et, parfois, n'occupent pas toute l'étendue d'une plage. Le maclage suivant la loi de

l'albite est fréquemment combiné avec celui suivant la loi de la péricline. Il n'est point rare que l'assemblage de Carlsbad vienne encore compliquer ce dessin d'une plage, en se combinant aux deux systèmes précédents. (Fig. 22.)

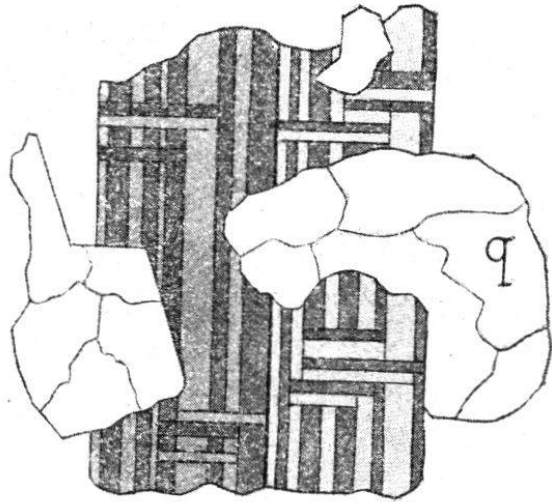


Fig. 22. — Concrescence d'un quartz (q) avec une oligoclase-albite.

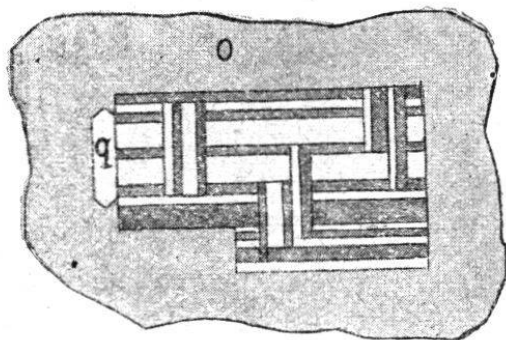


Fig. 23. — Oligoclase-albite et quartz bipyramidé (q) moulés par l'orthose (o).

moulant à la fois une oligoclase-albite et un quartz bipyramidé.

D'autre part, nous avons vu que l'oligoclase est souvent en inclusion dans la microperthite ou moulée par elle. (F. 24.)

L'oligoclase-albite s'associe fréquemment avec l'orthose et le quartz.

La fig. 23 montre un orthose

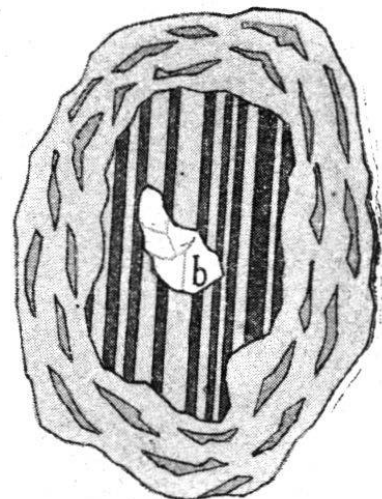


Fig. 24. — Microperthite moulant une oligoclase-albite. Les faucelles d'albite s'allongent parallèlement aux contours de l'oligoclase-albite; (q), quartz.

Çà et là, la résorption a arrondi les plages ou bien les a fragmentées. La fig. 25 montre un cas de fragmentation en deux morceaux dont l'un a dévié latéralement par rapport à l'autre. La pâte les sépare, mais on reconnaît que leurs lamelles hémitropes sont concordantes.

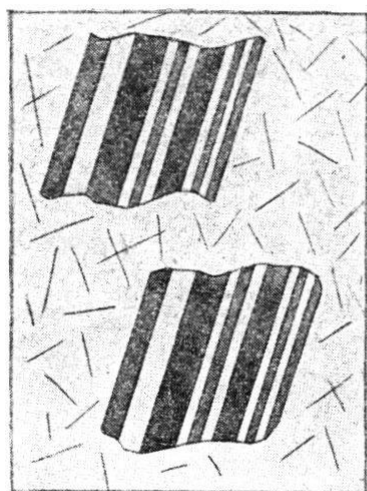


Fig. 25. — Fragments charriés d'une oligoclase-albite.

La muscovitisation des plages est variable. Tantôt ces dernières sont totalement détruites par elle, tantôt à peine attaquées. La kaolinisation est fréquente. Elle débute toujours par le milieu et parfois en plusieurs centres de décomposition distincts. (Fig. 26.)

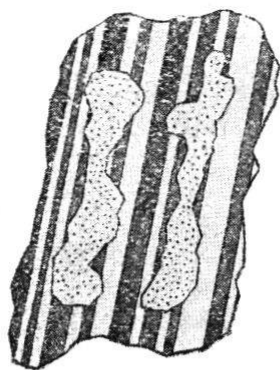


Fig. 26. — Kaolinisation de l'oligoclase-albite.

cond, ici, les deux ont une importance égale.

Remarquons que nous avons de fréquents agrégats de plages d'oligoclase-albite. Notons aussi des inclusions de quartz primaire, de muscovite idiomorphe et d'oligoclase-albite orientée différemment que la plage englobante.

La muscovitisation et la kaolinisation

Dans les microgranites à pâtes fines (bords de filons), l'idiomorphisme des oligoclases-albites est habituellement moins parfait. On y reconnaît cependant les faces dominantes. La combinaison du système de macle de l'albite avec celui de la péricline y est plus caractéristique car, tandis que dans les types précédents, le premier dominait toujours sur le se-



Fig. 27. — Calcification de l'oligoclase-albite.

sont moins répandues que dans les types à pâte grossièrement grenue mais, par contre, nous rencontrons quelques cas de calcification assez avancée. Le calcite forme alors de larges taches dans la plage et en souligne aussi les contours. (Fig. 27.)

QUARTZ

Le quartz se rencontre en grandes plages très limpides, généralement isolées, c'est-à-dire sans contact entre elles ou avec d'autres minéraux et qui présentent fréquemment des formes nettement cristallographiques, bipyramidées et montrent, par conséquent, de nombreuses sections hexagonales. Çà et là, cependant, on trouve cet élément en agrégats de trois ou quatre petits individus arrondis. De nombreuses cassures sillonnent les plages ; le plus souvent elles sont disposées irrégulièrement, mais elles peuvent aussi présenter un semblant d'orientation. Quelquefois, elles sont courtes, incurvées uniformément et disposées suivant un parallélisme grossier, formant ainsi un système défini, coupé lui-même, souvent, par une série de quelques cassures plus importantes, ramifiées et remplies de matières opaques, ferrugineuses ou de muscovite d'infiltration.

On rencontre le quartz inclus dans les feldspaths ou en concrescence avec eux. Lui-même contient en inclusions, outre d'innombrables grains opaques qu'il est impossible de déterminer, de nombreuses plages idiomorphes d'or-

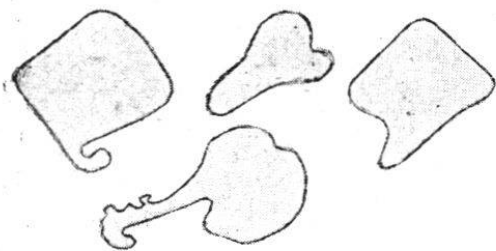


Fig. 28. — Action de la résorption magmatique sur le quartz.

those, de micropertithe, d'oligoclase-albite, de biotite primaire, de muscovite secondaire et de lamelles informes de muscovite d'infiltration.

Les extinctions sont tantôt brusques, tantôt légèrement roulantes. L'uniaxialité paraît être rigoureuse.

La « résorption magmatique » a arrondi un grand nom-

bre de plages et les a souvent creusées de sinus profonds qui font penser aux quartz des rhyolites. (Fig. 28.)

Quand cette action de résorption n'a pas été trop capricieuse et que les plages ont été simplement arrondies, on constate qu'elles ont presque toujours poussé des prolongements très fins qui semblent former autour d'elles comme une dentelle à franges courtes. De plus, elles sont entourées d'une zone ou d'une *auréole* de grains de quartz nettement séparés les uns des autres et s'éteignant en concordance parfaite avec la plage elle-même. Il semble que ce phénomène soit dû à une dissolution par fragments concentriques de la plage dans le magma. L'auréole d'extinction concordante n'a pas la même importance pour tous les individus, tantôt elle est étroite, tantôt elle est plus large que la plage intacte ; il arrive même que le quartz primitif a entièrement disparu et que l'auréole reste seule en une masse étendue et vaguement dendritiforme. Quelquefois, deux ou trois individus accolés ont chacun son auréole qui s'éteint avec lui, indépendamment de l'extinction des autres individus et de leurs auréoles. Remarquons ici que lorsque ces accolements ont lieu suivant des plans cristallographiques, ceux-ci n'offrent aucune prise à la résorption et que, par conséquent, les individus se protègent mutuellement. (Fig. 29.)

La résorption a fragmenté de grands individus tantôt complètement, en séparant les parties les unes des autres et en introduisant entre elles des morceaux d'autres individus (fig. 30, III et III' ont l'extinction conforme), tantôt incomplètement, en ce sens que les fragments restent réunis par un ou plusieurs filaments, souvent très fins, de quartz. (Fig. 31.)

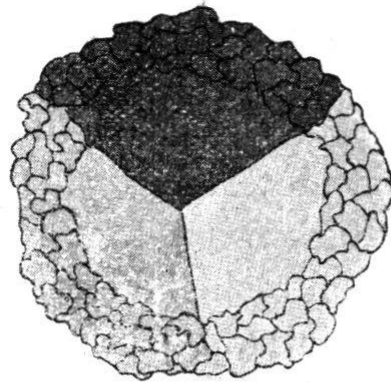


Fig. 29. — Accolement de trois individus de quartz, différemment orientés, ayant chacun son auréole d'extinction conforme.

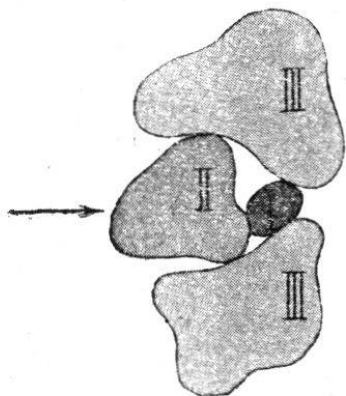


Fig. 30. — Action de la résorption magmatique sur le quartz. L'individu III a été coupé en deux fragments entre lesquels se sont introduits deux individus I et II.

Les auréoles d'extinction conforme sont fréquemment bordées — comme nous l'avons vu en traitant les pâtes de nos microgranites — de microlites échoués de muscovite appartenant à la pâte. Il semblerait ici que le grand cristal de quartz, au lieu de se résorber dans la pâte, se soit, au contraire, nourri

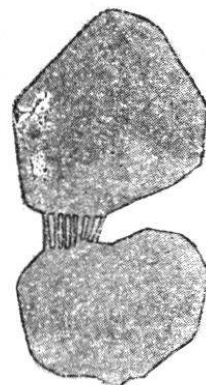


Fig. 31. — La résorption magmatique n'a pas encore complètement coupé un individu de quartz.

aux dépens du quartz de celle-ci, en repoussant progressivement la muscovite. (Fig. 16.) Quand les auréoles de plusieurs quartz voisins se touchent, la bordure de muscovite est générale, mais toujours moins nette que pour les quartz isolés.

Le quartz est souvent inclus dans des feldspaths.

Le quartz du premier temps des microgranites à pâtes fines (bords des filons) a généralement des dimensions restreintes. Les plus grandes ne dépassent pas $2\frac{1}{2}$ mm. Les formes y sont moins nettement cristallographiques et les auréoles d'extinction conforme moins accusées. Les plages sont passablement fragmentées par résorption et les extinctions un peu roulantes. On remarque dans ces quartz des inclusions idiomorphes assez larges de muscovite, ainsi que des inclusions d'apatites et de feldspaths.

BIOTITE

La biotite pure, comme l'orthose pur, est rare. On la trouve telle seulement quand elle est incluse dans un quartz protecteur. Sa forme est alors parfaitement cristallographique et elle accuse un beau polychroïsme.

Très généralement, elle est décomposée soit en chlorite (avec séparation de sphène et de fer titané), qui conserve souvent l'idiomorphisme primitif, soit en muscovite. Le premier mode domine dans les types à pâte grossièrement grenue, le second est la règle dans les types à pâte fine (bords de filons). Le passage d'un mode à l'autre est, d'ailleurs, insensible.

APATITE

L'apatite est toujours sporadique. Les cristaux en sont habituellement bien développés, mais à angles parfois arrondis. Ceci n'arrive cependant que lorsque le minéral baigne complètement dans la pâte. Quand il est inclus dans la biotite, ce qui est fréquent, ses formes restent parfaitement cristallographiques — hexagonales, rectangulaires.

MUSCOVITE

Les grands cristaux de muscovite sont peu nombreux. Ils se forment toujours aux dépens d'une biotite antérieure dont ils conservent habituellement l'idiomorphisme. Ils ont de brillantes teintes de polarisation chromatique et de beaux clivages.

Dans les microgranites dont la pâte a un gros grain, la muscovite peut exister concurremment avec la biotite ; dans ceux à pâte fine, elle se trouve seule et possède tous les caractères d'une remarquable pureté. Sa forme est alors celle de bâtonnets parfois dirigés suivant une orientation commune qui dénonce un certain laminage. Souvent, quand une orientation commune n'est pas nettement reconnaissable, on peut cependant conclure à une uniformité de disposition caractéristique. Il convient, pour cela, de remarquer que les bâtonnets sont tous très étroits ; d'autre part, en considérant les échantillons correspondants des coupes que l'on étudie, on constate que le mi-

néral est en tables aussi larges que longues, parfois exactement hexagonales. La coupe a donc été faite normalement à toutes ces plages à la fois; conséquemment, celles-ci sont orientées non pas dans une direction unique, ni

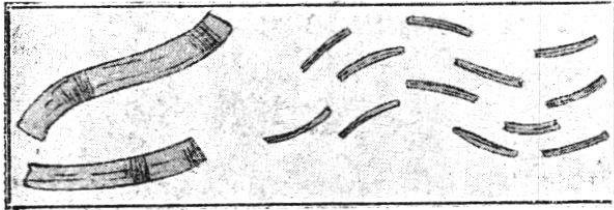


Fig. 32. — Disposition fluidale prise par les microlithes de muscovite.

dans des plans parallèles, mais suivant des surfaces cylindriques ondoyantes. Plusieurs de ces sections se présentent d'ailleurs, sous le microscope, tordues en S d'une façon caractéristique, ce qui

provoque une extinction roulante marchant dans le sens de la longueur du bâtonnet, d'une extrémité à l'autre. (Fig. 32.)

CHLORITE

La chlorite, produit de décomposition de la biotite, est verte ou blanche.

La *chlorite verte* présente son caractère ordinaire de très basse biréfringence, sans cependant la pousser jusqu'à l'isotropie. Ses formes sont celles de la biotite qui lui a donné naissance; son polychroïsme est notable et s'accroît en auréoles autour des inclusions de sphène et de fer titané dont presque toutes les plages sont chargées. Comme nous l'avons vu, la transformation de la biotite en chlorite est le fait normal du milieu de nos filons.

La *chlorite blanche* (chlorite de Mauléon) se trouve dans les bords du filon du Luisin. Elle présente un relief fortement accusé et une basse biréfringence. On la trouve, dans la pâte, en grains isolés, en agrégats ramassés, en traînées de grains jointifs. Dans ce dernier cas, elle ressemble, en nicols croisés, à du quartz recristallisé. On la rencontre fréquemment avec de la muscovite et du fer titané.

SPHÈNE

Le sphène est un produit accessoire de la décomposition de la biotite. On le rencontre en grains informes dont la pureté et la haute biréfringence sont voilées presque complètement par de nombreuses inclusions ferreuses opaques.

FER TITANÉ

Le fer titané est un autre produit accessoire de la chloritisation de la biotite. Il a souvent des formes nettement géométriques, surtout quand il n'est pas inclus dans le sphène.

CALCITE

On rencontre çà et là, dans les oligoclases-albites, un peu de calcite en décomposition. Elle est répandue dans les plages en un fin saupoudrage. Parfois on la trouve en paquets agrégés, jamais en plages nettes montrant les clivages.

MICROGRANITES DIVERS

Caractères extérieurs.

Ces microgranites disséminés sur les flancs des montagnes, des deux côtés du Rhône entre Martigny et Saint-Maurice (abstraction faite du Vallon de Saint-Barthélemy et du Luisin), ne peuvent se subdiviser, au point de vue de l'aspect extérieur, en groupes aussi caractéristiques que les microgranites que nous venons d'étudier.

On peut cependant y distinguer les types suivants :

1. Un type à pâte grise et à feldspaths gris. Ces derniers, assez peu nombreux, atteignent une dimension de 4 à 5 millimètres et montrent fréquemment le clivage p

(001). Les quartz, en yeux, semblent être plus abondants. Ils ont les mêmes dimensions que les feldspaths. Des taches de chlorite sont uniformément dispersées sur les surfaces de cassure.

2. Un type à pâte rouge et à feldspaths blancs, comparable au premier type des microgranites de Saint-Barthélemy. Les feldspaths paraissent être bien idiomorphes et montrent souvent l'assemblage de Carlsbad. Les quartz sont assez transparents pour que l'on puisse voir au travers la couleur rouge de la pâte.

3. Un type à pâte gris-verdâtre et à feldspaths rouges. La pâte est très peu abondante et se distingue difficilement. Au premier coup d'œil, l'ensemble de la roche paraît être rouge.

4. Un type à pâte verte et à feldspaths roses ou rouges. Le quartz y est relativement peu abondant ; la chlorite y forme de larges taches vert-foncé. On reconnaît parfois, dans ce type, des traces de laminage mises en évidence par l'orientation d'abondantes lamelles de micas noirs.

Caractères microscopiques.

Au microscope, on reconnaît une texture porphyrique aussi parfaite que celle des microgranites de Saint-Barthélemy. De plus, selon l'aspect de la pâte, elle est microgranitique ou granophyrique (micropegmatitique), à l'exclusion d'autres modes.

Les *pâtes microgranitiques* ont un grain variable. Elles sont, en général, peu abondantes, relativement à la quantité des cristaux de première consolidation. Le quartz et l'orthose y dominant. La muscovite se rencontre soit en grains, comme les deux minéraux précédents, soit en éventails, soit en plages allongées d'orientation quelconque. En certains points, on observe une tendance bien accusée à la texture poecilitique : des grains anguleux de

quartz sont pris, en abondance, dans de grandes plages de microperthite et s'éteignent en non-concordance. (Fig. 33.)

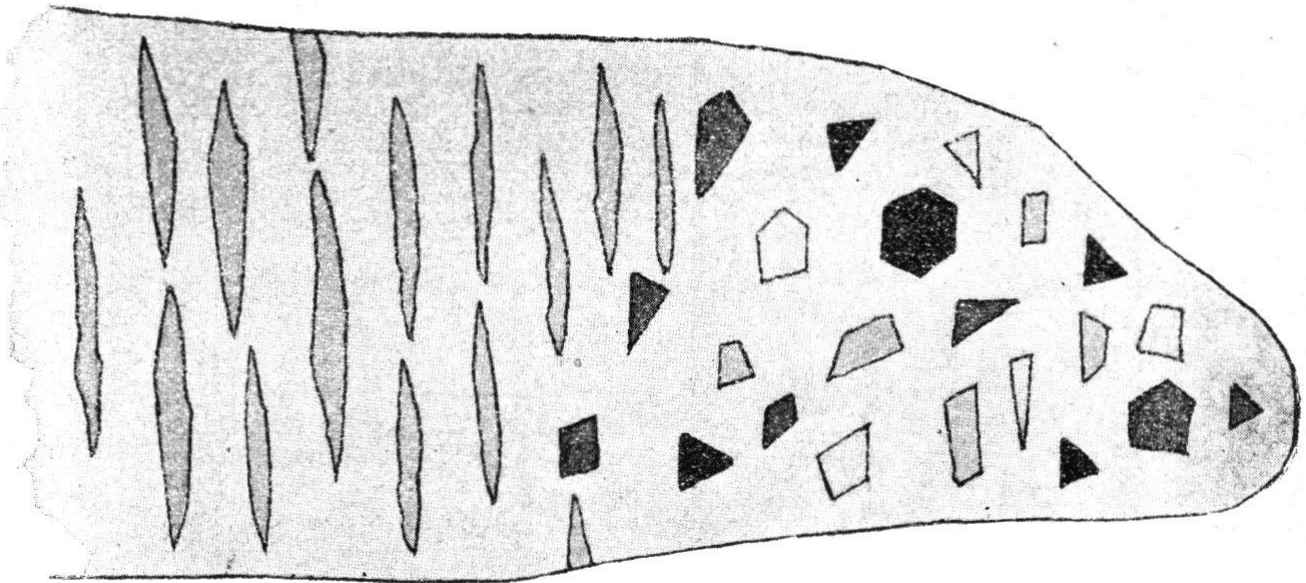


Fig. 33. — Quartz en inclusions poecilites dans la microperthite.

Dans les *pâtes granophyriques*, c'est-à-dire micropegmatitiques, le quartz et l'orthose ne sont cependant pas en concrescence caractéristique comme dans le granit hébraïque. Le quartz est en plages très ramifiées, se réunissant les unes aux autres par des anastomoses et s'éteignant plusieurs simultanément. L'orthose, en plages d'extinctions conformes, se dispose entre ces ramifications et anastomoses du quartz. L'ensemble d'une région granophyrique a un aspect buissonneux. Parfois, les buissons sont bien arrondis et semblent être formés de fibres rayonnantes comme dans les sphérolites à croix noire, mais un examen attentif montre que ces pseudo-sphérolites sont simplement formés de secteurs qui rayonnent grossièrement. Les uns sont de l'orthose, les autres du quartz. Le plus souvent, une plage plus ou moins étendue de quartz hyalin occupe le centre de ces figures.

D'ailleurs, la plupart des quartz et des feldspaths sont entourés de cette formation comme d'une dentelle.

La microperthite peut se substituer à l'orthose dans ce mode de texture.

Notons que des bandes purement microgranitiques courent parfois les pâtes granophyriques.

La muscovite se rencontre, dans ces dernières, en microlites orientés dans toutes les directions, ou bien en palmes et en nids.

Cristaux du premier temps.

Les cristaux du premier temps sont formés des éléments suivants :

Eléments essentiels :

Feldspaths alcalins.

Quartz.

Eléments accessoires :

Biotite.

Apatite.

Zircon.

Eléments secondaires :

Muscovite.

Chlorite.

Sphène.

Fer titané.

FELDSPATHS ALCALINS

Les feldspaths alcalins sont l'orthose, la micropertthite, l'oligoclase-albite.

Orthose.

L'orthose de ces microgranites est très légèrement albitisé. Il se rencontre en grandes plages isolées ou agrégées par deux ou trois et ne présente jamais de contours suffisamment cristallographiques pour qu'on en puisse déterminer les formes principales. La macle de Carlsbad est fréquente. Les plages sont coupées de fentes longues et peu nombreuses, habituellement remplies de muscovite

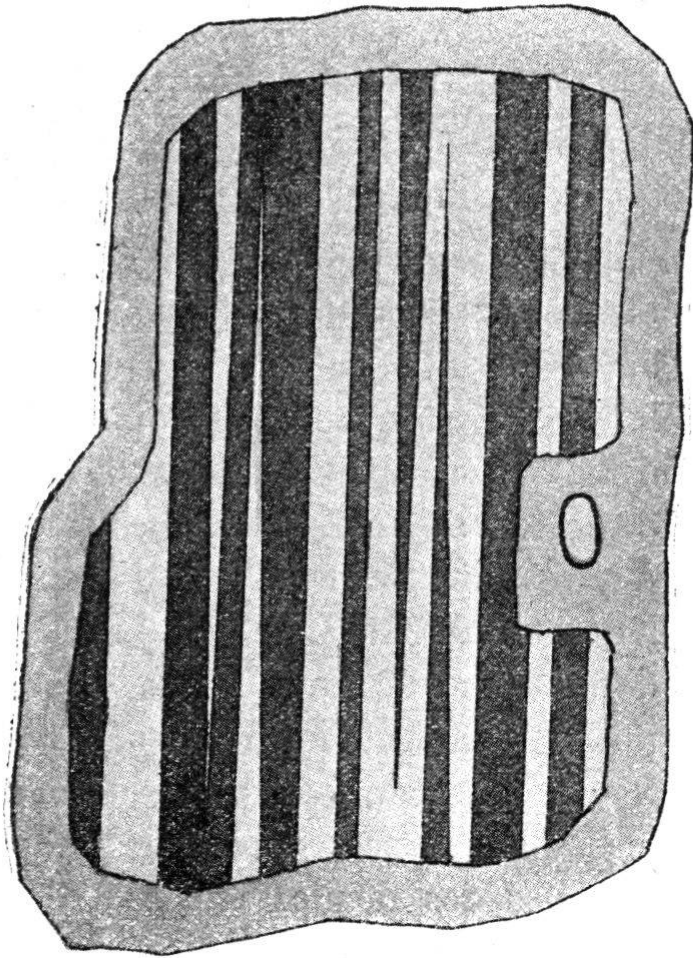


Fig. 34. — Liseré d'orthose (O) bordant une oligoclase-albite.

secondaire. Nous trouvons des inclusions de quartz primaire, de plagioclases idiomorphes, de biotite en voie de chloritisation, de fer titané, de muscovite secondaire provenant de la propre décomposition de l'orthose. La muscovitisation et la kaolinisation sont presque générales.

Un certain nombre de types ne contiennent de l'orthose que sous forme de liseré autour des plagioclases. (F. 34.)

Microperthite.

La microperthite se trouve en plages abondantes, généralement grandes, nettement cristallographiques. Les formes les plus représentées sont : p (001), m (110), t (110), g^1 (010). La macle de Carlsbad est fréquente.

Les facules d'albite, toujours nombreuses, s'ordonnent de diverses façons. Elles sont tantôt en plages informes, tantôt en courtes veinules irrégulièrement orientées, tantôt en figures fusiformes dirigées bien uniformément. Les facules sont déjà maclées suivant la loi de l'albite et, si, dans certaines d'entre elles, le maclage n'est point visible, c'est que celles-là sont trop petites et formées chacune d'un fragment seulement de lamelle hémitrope. Dans une

section on observe ceci : à l'une des extrémités d'une plage les facules sont orientées dans une direction unique mais quelconque (c'est-à-dire ne pouvant se définir par aucune direction cristallographique); si l'on examine cette plage en allant de cette extrémité vers celle qui lui est

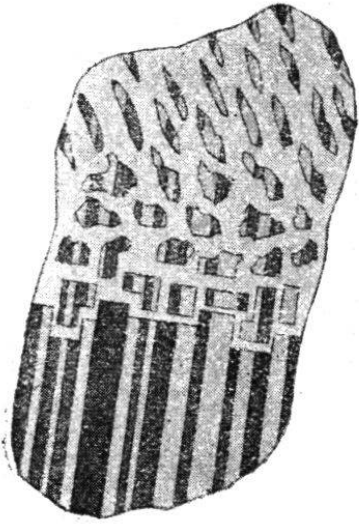


Fig. 35. — Facules d'albite d'une microperthite passant à une plage d'albite pure. En haut, microperthite, en bas, albite.

opposée, on voit l'orientation des facules se brouiller, se perdre, puis apparaissent des facules rectangulaires, c'est-à-dire idiomorphes, orientées suivant la trace du plan de la macle de l'albite. Ces facules augmentent de nombre, s'accumulent et finissent par se rejoindre et donner une grande plage d'albite pure en lamelles limitrophes. (F. 35.)

Il y a conformité d'extinction entre les lamelles de cette plage différenciée et celles des facules isolées, répandues dans la plage de microperthite.

Lorsque la microperthite est maclée suivant l'assemblage de Carlsbad, on remarque, dans les coupes que les facules sont allongées normalement à la trace du plan de macle g^1 (010); elles sont donc disposées, dans l'espace suivant des plans normaux à g^1 (010). Leurs lamelles hémitropes sont d'ailleurs orientées parallèlement à g^1 (010).

La microperthite forme avec l'oligoclase-albite des concrescences qui sont souvent intéressantes. L'accolement se fait parfois suivant g^1 (010) et il n'est pas rare que plusieurs individus des deux espèces se groupent à côté l'un de l'autre. La figure 36 montre deux microperthites maclées suivant la loi de Carlsbad (avec des facules allongées normalement à la trace de g^1 (010) et flanquées de deux oligoclases-albite, aux extinctions conformes, dont l'un est aussi maclé suivant la loi de Carlsbad. Un troisième plagioclase, avec le maclage de la péricline, est inclus

dans la microperthite ; il chevauche sur le plan de macle g^1 (010) de Carlsbad.

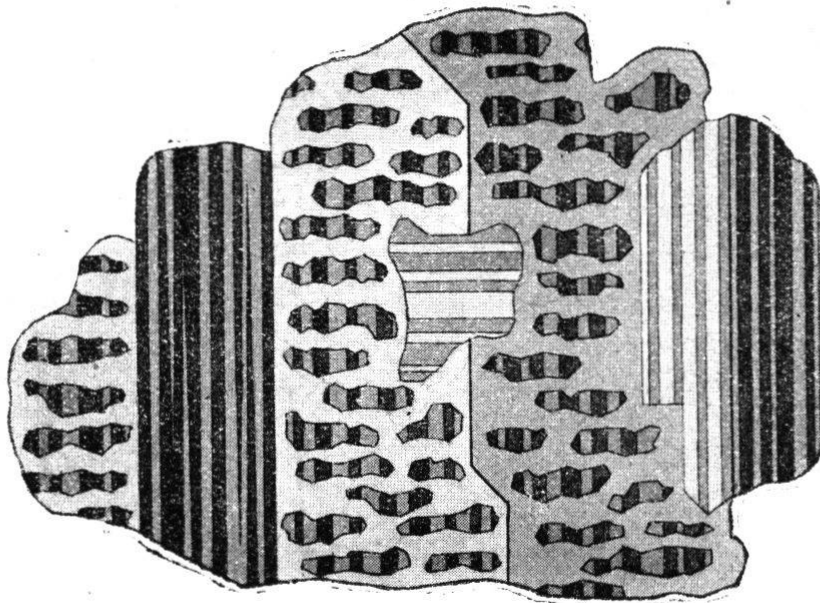


Fig. 36. — Conerescence de microperthites et d'oligoclase-albite, avec maclages complexes (Carlsbad, albite, péricline)

Nous trouvons aussi la microperthite en conerescence pegmatitique avec le quartz. La figure 37 montre un cas de ce genre. Deux individus de quartz, morcelés en fragments parfaitement distincts sont inclus dans une microperthite. Les deux individus n'ont pas une extinction commune, mais les fragments de l'un s'éteignent simultanément et les fragments de l'autre aussi. Ce mode de conerescence est rare dans nos roches.

Les inclusions des microperthites sont fréquentes et variées. Celles de plagioclases disposent presque toujours leurs plans g^1 (010) parallèlement aux plans g^1 (010) de la microperthite englobante. Le quartz inclus a habituellement des formes non cristallographiques, tandis que l'apatite se présente en inclusions hexagonales bien idiomorphes. Signalons encore comme inclusions la chlorite verte, la chlorite blanche, la muscovite, le fer titané, le sphène, la limonite, tous produits principaux ou accessoires d'une biotite dont il ne reste habituellement plus trace.

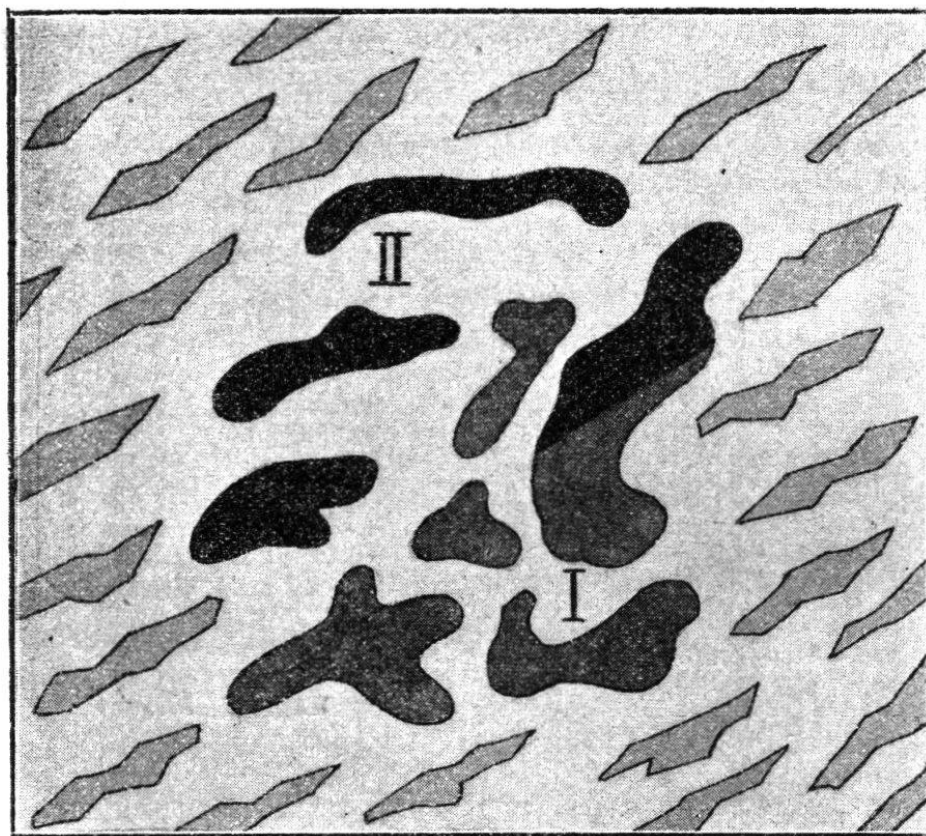


Fig. 37. — Concrecence pegmatitique de deux individus de quartz I et II avec la microperthite.

La résorption a peu influé sur cette microperthite, mais la kaolinisation l'a parfois attaquée assez sérieusement.

Oligoclase-albite.

L'oligoclase-albite est en grands cristaux à contours quelconques, isolés ou bien agglomérés en groupes de plusieurs individus qui se compénètrent intimement. On trouve aussi ce minéral en individus parfaitement idiomorphes, aplatis suivant g^1 (010), avec les faces dominantes p (001) et g^1 (010).

Les lamelles hémitropes (loi de l'albite) sont plus ou moins fines suivant les régions d'une même plage. Les combinaisons de macles (albite; péricline, Carlsbad) sont les mêmes que dans les oligoclases-albites des microgranites de Saint-Barthélemy.

Nous avons vu que l'oligoclase-albite est fréquemment

en concrescence avec la microperthite. La fig. 38 en montre un nouvel exemple. Ce sont deux oligoclases-albites, maclées toutes deux suivant la loi de Carlsbad et accolées suivant le plan g^1 (010), en concrescence irrégulière avec une microperthite.

L'orthose moule souvent l'oligoclase-albite ou se dispose autour d'elle en une couverture, laquelle se traduit dans la section par un liseré plus ou moins large. Ce liseré entoure toutes les plages de notre feldspath dans les sections où elles sont peu abondantes. Parfois, elles s'épanchent dans l'intérieur de la plage en semi-inclusions à contours assez géométriques. (Fig. 34.) L'orthose de ce liseré est souvent assez difficile à distinguer de l'oligoclase-

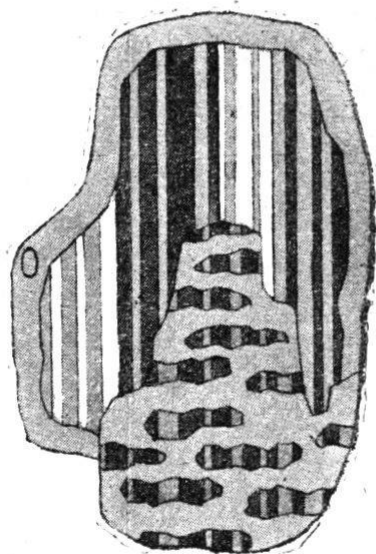


Fig. 38. — Concrescence d'oligoclase-albite et de microperthite avec maclages complexes (Carlsbad, albite). Un liseré d'orthose (O) borde l'oligoclase-albite.

albite ; cependant, le phénomène de Becke permet la distinction dans la plupart des cas. En somme, la présence de ce liseré constitue un véritable zonage du feldspath. Faut-il maintenant en considérer l'élément constitutif, l'orthose, comme provenant d'un processus secondaire, métasomatique, ou bien dû à une variation subite dans l'acte de cristallisation de l'oligoclase-albite ?

Comme inclusions primaires de l'oligoclase-albite, citons le quartz, l'apatite, la biotite. Le sphène et le fer titané sont des inclusions secondaires.

La muscovitisation a fortement attaqué la plupart des plages. Maintes fois elle a fait disparaître les traces des lamelles hémitropes. La muscovite s'est plus d'une fois disposée suivant les plans de macle de l'albite et de la péricline.

La kaolinisation accompagne souvent la muscovitisation.

QUARTZ

Le quartz de ces microgranites se présente soit en plages parfaitement cristallographiques, soit en plages arrondies. Dans le premier cas, il est nettement bipyramidé ; les sections sont en hexagones réguliers ou en hexagones allongés. Dans le second cas, nous avons affaire à des plages à contours bizarres, semblables à celles que nous avons vues dans les microgranites de Saint-Barthélemy. Les dimensions sont variables. Certains cristaux ont 3 mm. de diamètre, d'autres sont presque aussi petits que ceux de la pâte. Presque toutes les plages sont sillonnées de cassures nombreuses dans lesquelles on voit des produits amenés par la circulation des eaux : muscovite, chlorite, produits ferreux.

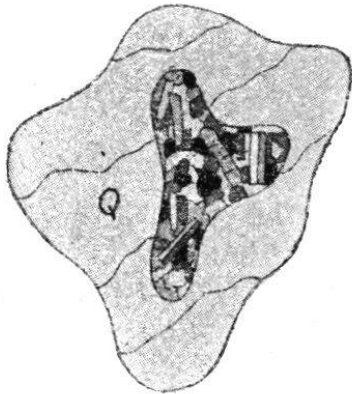


Fig. 39. — Pâte incluse dans un individu de quartz (Q) par suite de l'action de la résorption magmatique par ce dernier.

Les extinctions sont subites ; on reconnaît cependant dans quelques sections hexagonales une légère biaxie.

La résorption a fortement attaqué ces quartz et a parfois creusé dans leur masse des sinus profonds dans lesquels a afflué la pâte. (*Fig. 39.*)

Les quartz, en s'accolant suivant des plans rigoureusement cristallographiques, ont protégé ces plans contre la résorption. Il en est résulté la formation, sur un certain nombre de grands quartz arrondis, d'une ou de plusieurs extu-mescences d'autres quartz et dont chacune s'éteint indépendamment des autres. (*Fig. 40.*)

Nous avons déjà signalé, dans les mi-

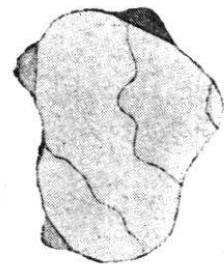


Fig. 40. — Action de la résorption magmatique sur plusieurs quartz accolés.

crogranites de Saint-Barthélemy, l'effrangement des quartz par la résorption et la formation d'une auréole d'extinction conforme. La même disposition se retrouve ici. Elle est, de plus, soulignée, dans les types à pâte granophyrique, par l'accolement, en dentelles, des secteurs rayonnants de la pâte tout le long de l'auréole.

Le quartz en inclusions dans les feldspaths a des contours absolument nets.

Les inclusions du quartz sont l'orthose, l'oligoclase-albite, la biotite, tous trois en général rigoureusement idiomorphes. On y trouve également la muscovite secondaire.

BIOTITE

La biotite est en plages idiomorphes ou en plages quelconques. Elle peut être parfaitement fraîche et douée d'un beau polychroïsme et d'une haute biréfringence, ou totalement décomposée. L'abondance de ce minéral varie beaucoup suivant les types.

La décomposition de la biotite a donné essentiellement de la chlorite, rarement de la muscovite. La chlorite secondaire est verte ou blanche. Quand l'altération produit de la chlorite blanche, on observe que celle-ci est habituellement disposée au centre de la plage attaquée et bordée d'une rangée de muscovite parfaitement fraîche. Généralement aussi elle est accompagnée de sphène et de fer titané. (Fig. 41.)

Le sphène, le fer titané, l'apatite, sont les inclusions les plus habituelles de cette biotite.



Fig. 41. — Biotite décomposée en muscovite (M), chlorite blanche (C) et sphène (S).

APATITE

La quantité d'apatite varie suivant les échantillons. Toujours elle est en baguettes tronçonnées transversalement



Fig. 42. — Apatite (A) et biotite (B).

ou en hexagones plus ou moins allongés. Elle est répandue uniformément dans la pâte et les cristaux du premier temps; mais elle se trouve de préférence en inclusions dans la biotite. Il arrive aussi que les baguettes sont collées à ce minéral suivant leur allongement. (Fig. 42.)

ZIRCON

On trouve, dans une ou deux sections, quelques grains informes de zircon. Ces grains ont des couleurs de polarisation très vives.

MUSCOVITE

La muscovite provient, comme précédemment, soit de la décomposition des feldspaths, soit de celle de la biotite. Dans le premier cas, elle se dispose volontiers parallèlement aux plans des macles de l'albite et de la péricline. Parfois la muscovitisation des feldspaths est si intense que nous avons affaire à une véritable épigénie de ces derniers par la muscovite. Lorsque la muscovite est le produit de décomposition de la biotite, elle se forme toujours simultanément avec la chlorite et avec les deux éléments qui, dans nos roches, se libèrent toujours avec ce dernier minéral : le fer titané et le sphène.

CHLORITE, SPHÈNE, FER TITANÉ, RUTILE

Nous avons vu que la chloritisation accompagne presque toujours la muscovitisation.

La chlorite, suivant les formes des plages de biotite dont elle dérive, a des contours divers. Elle est en rectangles, en plages allongées, en paquets informes. La biréfringence est habituellement nulle, par contre elle possède presque toujours un polychroïsme très sensible qui s'ac-

centue autour des grains de fer titané inclus. Les inclusions de la chlorite sont les mêmes que celles de la biotite.

Le sphène est abondant. En général, quand la chloritisation d'une plage de biotite n'est pas complète, on voit le sphène, sous forme de bâtonnets ramassés, orienté suivant les clivages de mica. Quand, au contraire, la décomposition est totale, le sphène se dépose en paquets assez volumineux, peu limpides et donnant des couleurs de polarisation dans les tons verts, chatoyants, comparables à ceux des élytres de certains coléoptères. Parfois, le sphène est inclus dans le feldspath, toujours à l'état secondaire.

Le fer titané se trouve sous la même forme que dans les granits déjà étudiés ou dans les microgranites de Saint-Barthélemy, c'est-à-dire en grains plus ou moins nombreux mais toujours sporadiques et habituellement disposés le long des contours des micas qui leur ont donné naissance, ou bien le long de leur clivage, en chapelets.

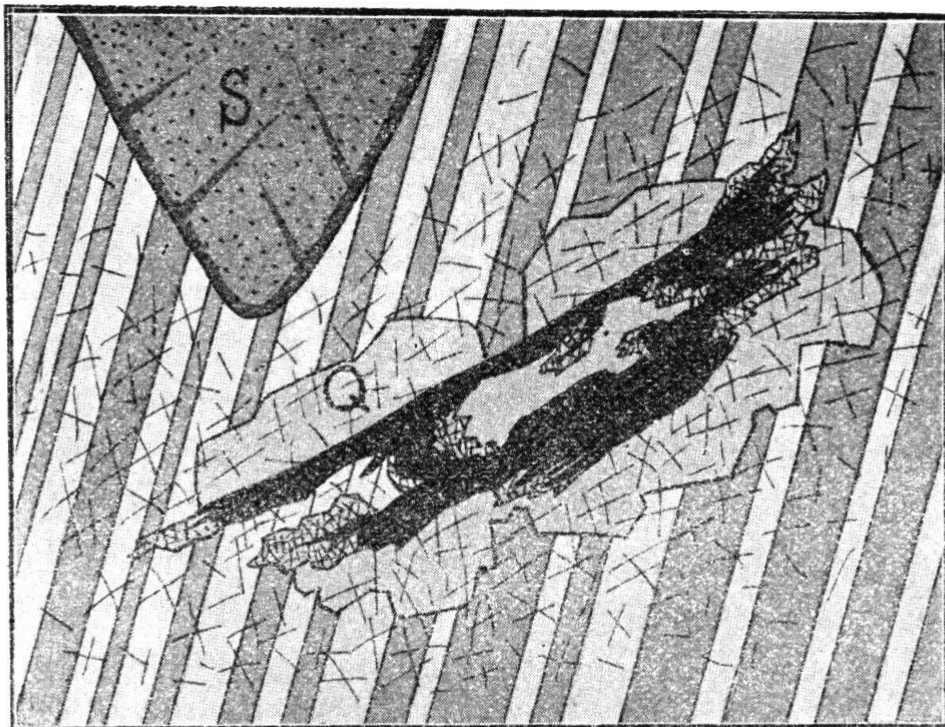


Fig. 43. — Aiguilles de rutile dans plagioclase et quartz (Q). La masse opaque est un agrégat de sphène et d'aiguilles de rutile. S = sphène.

Le rutile se rencontre en aiguilles excessivement fines et très courtes, paraissant noires en lumière blanche comme en nicols croisés. Signalons ici le phénomène suivant : dans un feldspath, une biotite incluse a donné par décomposition une masse noire, opaque, allongée. Cette masse est un mélange de sphène et de rutile, ce dernier minéral étant formé de l'agrégat d'une quantité d'aiguilles. Un grand nombre de celles-ci se détachent dans tous les sens et pénètrent dans la masse environnante. Comme cet amas opaque est pris, en partie, dans une inclusion de quartz que le feldspath contient et que les aiguilles de rutile pénètrent aussi dans le quartz, nous avons affaire ici, à la variété de quartz « cheveux de Vénus ». (Fig. 43.)

Les mêmes inclusions se trouvent aussi dans les feldspaths sans être rattachés à une masse agrégée opaque ; elles sont isolées, limpides, et permettent de reconnaître la haute biréfringence de la matière qui les compose.

CHAPITRE III

Roches de magma syénitique.

Caractères extérieurs

Nous avons déjà dit, dans les généralités, que ces roches sont des *microsyénites à microcline micropertthitique et à oligoclase-albite*.

Extérieurement, elles se présentent sous une belle couleur blanche mouchetée d'abondantes ponctuations de chlorite verte. La pâte est fine. Les feldspaths du premier temps, relativement peu abondants, sont petits et, au premier abord, se distinguent assez difficilement de la pâte. Ils sont bien idiomorphes et montrent fréquemment le clivage p (001).