

Les Grenats des Pegmatites

Dr. Alain ABREAL

Très fréquemment, les grenats sont associés au métamorphisme, en particulier de moyenne à haute température et haute pression. Toutefois, cette image est quelque peu limitative, il convient en effet de ne pas négliger les grenats des pegmatites. Ils sont souvent très bien cristallisés car non soumis à la rétro-morphose, et se présentent en belles associations avec albite et quartz notamment, voir béryl et tourmaline.

1. LES GRENATS DES PEGMATITES

1.1 Morphologie

Les grenats sont des minéraux isomorphes, du **groupe 4/m $\bar{3}$ 2/m** du système cubique, avec des formes dérivées en **dodécaèdre rhomboïdal** (ou rhombododécaèdre) (surtout dans les roches métamorphiques) et trapézoèdre : **Téragonotrioctaèdre** (plutôt dans les pegmatites).

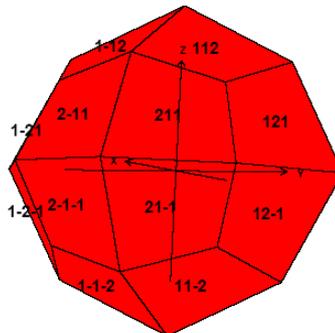


Figure 1 : Pegmatite : morphologie du Téragonotrioctaèdre fréquemment rencontrée pour les grenats de pegmatites

1.2 Composition

Dès 1938, Wright a décrit les compositions de grenats d'origine magmatique, comme étant :

- grenat des granites :	Almandin	60-64 % en % moléculaire
	Spessartine	36,0 %
	Grossulaire	qq% %
- grenat des pegmatites :	Spessartine	47,1 % en % moléculaire
	Almandin	45-52 %
	Grossulaire	qq% %

2. PEGMATITES – GENERALITES

2.1 Définition

La pegmatite est une roche ignée à gros cristaux, de taille supérieure à 20 mm (et pouvant atteindre plusieurs mètres).

2.2 Genèse

Dans ce paragraphe relatif à la formation des pegmatites, nous ne présenterons que des généralités, les cristallisations des pegmatites avec en particulier la formation des grenats seront présentées dans un paragraphe ultérieur.

La formation des pegmatites est particulièrement complexe. De sorte que, même aujourd'hui, il n'existe pas de modèle de genèse des pegmatites, qui soit unanimement reconnu et représentatif de l'ensemble des pegmatites. Toutefois, la théorie selon laquelle les pegmatites seraient issues de fluides résiduels provenant de la cristallisation de plutons granitiques obtient la faveur d'un grand nombre de chercheurs.

La cristallisation des éléments constitutifs du granite provoque par ségrégation, la concentration dans la phase liquide du magma résiduel de constituants volatils : H₂O, CO₂, F, Cl, B, ainsi que d'éléments rares Th, U, Nb-Ta, Zr, Ti pour des pegmatites profondes (7-11 km), Be, Li, Cs pour des pegmatites intermédiaires (4-7 km).

La présence de ces éléments dans cette phase liquide dont la température de cristallisation est plus basse, provoque une diminution du taux de nucléation, une diminution de la viscosité, tout en augmentant les cinétiques de diffusion et la solubilité. Ils sont responsables de la genèse de cristaux macroscopiques, voir de cristaux géants de plusieurs tonnes (béryl de 8 m de haut).

Par le passé, il était admis que pour obtenir des cristaux de telles dimensions, le temps de refroidissement devait être très long. Mais, depuis quelques années, suite notamment à la création de modèles thermiques de refroidissement, il est reconnu que la cinétique de refroidissement des pegmatites, en particulier de celles formées près de la surface, est bien plus rapide que ce qui avait été pressenti auparavant.

London a ainsi créé un modèle de cristallisation des pegmatites qui a montré, en accord avec les découvertes sur le terrain, que cette cristallisation résultait du déséquilibre d'une phase liquide en surfusion.

Les études expérimentales sur les phases liquides riches en éléments volatils et celles sur les inclusions des fluides ont démontré que des silicates fondus riches en éléments volatils, pouvaient rester liquides jusqu'à des températures bien en deçà de 500°C, fréquemment jusqu'à 350°C.

2.3 Localisation

Les pegmatites se rencontrent soit en poche, soit en veine ou filon, à l'intérieur même ou à proximité de plutons granitiques. La notion de proximité est ici tout à fait relative puisque, par exemple, à Madagascar, certaines pegmatites sont distantes de près de 100 km du pluton qui leur est associé.

Elles peuvent se trouver en surface aussi bien qu'en profondeur (pegmatites abyssales dont la profondeur est supérieure à 11 km).

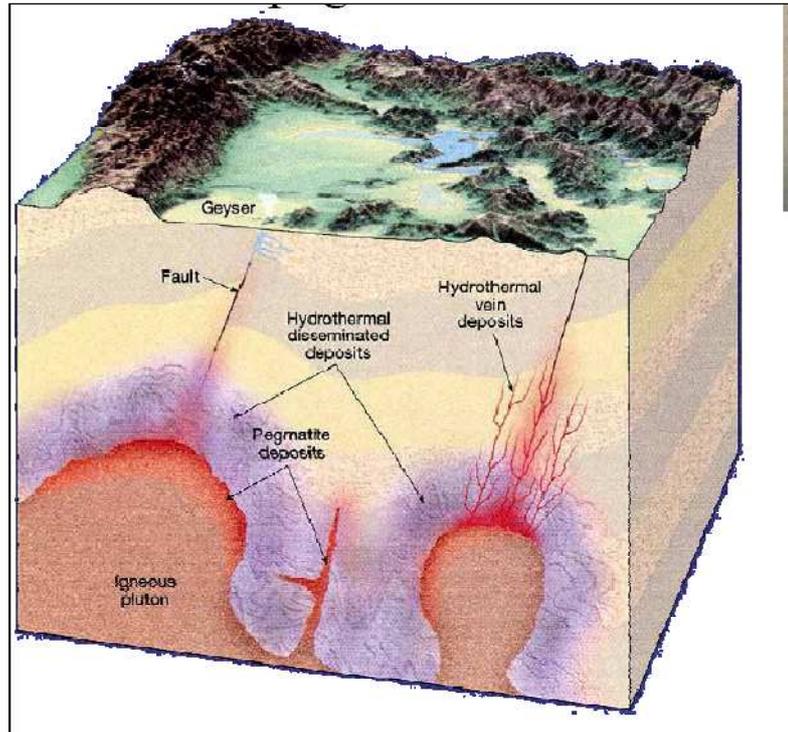


Figure 2 : Coupe d'intrusions magmatiques avec genèse de pegmatites

2.4 Classification des pegmatites

Nous ne considérerons dans cet exposé, que les pegmatites dites granitiques, en accord avec leur composition. Elles sont composées principalement de quartz, de feldspath et de mica. D'autres minéraux sont également rencontrés, leur conférant un intérêt économique certain, comme des gemmes destinées à la joaillerie : tourmaline, topaze, béryl (émeraude), grenat, apatite ou des minerais d'éléments rares (tungstène (wolframite), niobo-tantalates, uranium, lithium...).

3. RAPPELS SUR LES GRANITOÏDES

3.1 Compositions

Généralement les massifs granitiques sont composés de roches pétrographiquement variées : granodiorites, granités monzonitiques (adamellites), granités (s.s.) et granités à feldspaths alcalins (appelés souvent abusivement granités alcalins). Ces roches variées sont souvent appelées granitoïdes ou même, encore une fois abusivement, granités sensu lato.

Minéralogiquement les granitoïdes sont constitués de quartz, plagioclase (< An40), feldspath potassique et minéraux ferromagnésiens (biotite, hornblende et même parfois pyroxène et olivine, muscovite, grenat, cordiérite...) en quantités subordonnées.

Les compositions chimiques (en éléments majeurs) des granitoïdes sont relativement restreintes :

- SiO ₂	60-75 %	- TiO ₂	< 1,0 %
- Al ₂ O ₃	16,5-12,5%	- CaO	< 4,5 %
- MgO	< 2,5 %	- Na ₂ O	3-4%
- Fe ₂ O ₃	< 5,0 %	- K ₂ O	3-6%
- MnO	< 0,1 %		
- P ₂ O ₅	< 0,4 %		

Lors de la cristallisation fractionnée, Fe, Mg, Ga, Mn, Ti et P sont des éléments dont la teneur tend vers zéro, de sorte que le granité final serait un granité idéal dit "haplogranite" formé seulement de quartz et de feldspaths alcalins.

Les données expérimentales de **Tuttle et Bowen (1958)** montrent qu'il existe un point de fusion minimum dans le système ternaire quartz-albite-orthose en présence d'eau, dont la composition est approximativement celle de cet haplogranite, et souvent très proche de celle de beaucoup de granités. Remarquons toutefois que ce point de fusion minimum n'est pas un véritable eutectique puisque la cristallisation à ce point, produit non seulement un solide mais aussi une phase fluide qui s'échappe. D'autre part ce système ternaire quartz-albite-orthose n'est qu'une approximation très grossière des granitoïdes réels puisque ceux-ci contiennent de plus, nombre d'éléments (Fe, Mn, Ti, Zr...) qui ne sont pas pris en compte dans ce système et dont la présence influe considérablement sur l'évolution par cristallisation fractionnée des magmas.

3.2 Classification

Il existe plusieurs classifications des granitoïdes selon les paramètres désignés.

3.2.1. A partir de leur teneur en alumine

La saturation de l'alumine par rapport aux alcalins permet une distinction fondamentale parmi les divers granitoïdes (comme dans les autres roches magmatiques). En effet ce sont les feldspaths qui sont les principaux porteurs d'alumine et d'alcalins dans les granitoïdes et un excès d'alcalin ou d'alumine se traduit par la présence de minéraux caractéristiques ; on distingue ainsi :

- **des granites peralumineux** ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} < \text{Al}_2\text{O}_3$)
caractérisés par la présence de minéraux alumineux (muscovite, cordiérite, grenat, andalousite, sillimanite) traduisant l'excès d'alumine sur les alcalins.
- **des granites métalumineux** ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$)
où les minéraux ferromagnésiens sont juste saturés en alumine (biotite, hornblende);
- **des granites alcalins** ($\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)
où l'excès d'alcalins se traduit par la présence de minéraux ferro-magnésiens alcalins (amphiboles, pyroxènes sodiques, zircono- ou titano-silicates...);

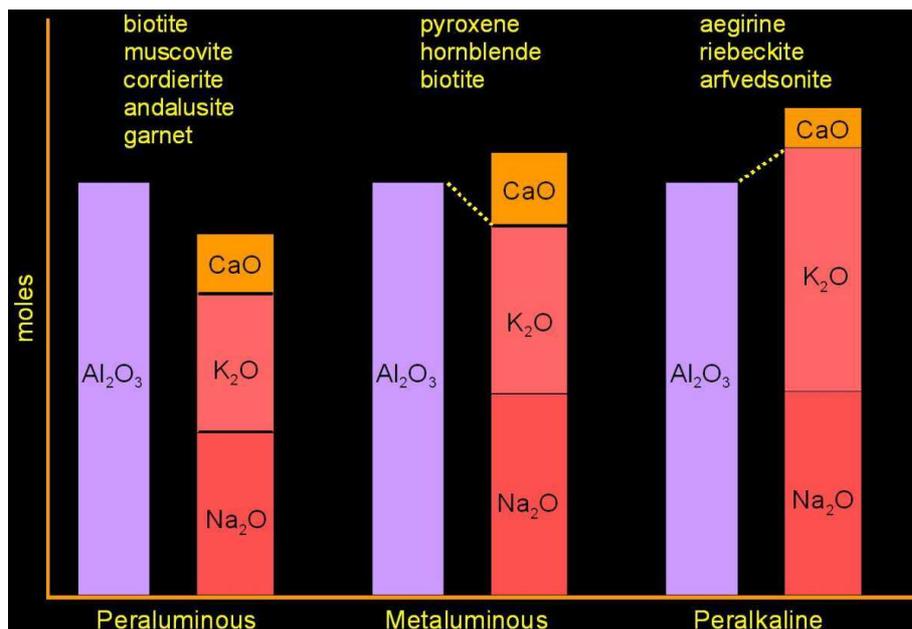


Figure 3 : Représentation graphique des rapports A/CNK et A/NK et transposition minéralogique, d'après Winter, 2002

Les séries magmatiques dans les granitoïdes sont :

- des séries alcalines
- des séries subalcalines au sein desquelles on peut distinguer :
 - des séries calcoalcalines relativement communes dans les granitoïdes ;
 - des séries subtholéïtiques se distinguant des précédentes par des rapports fer/magnésium plus élevés ;
 - des séries potassiques magnésiennes ;
 - des plagiogranites/trondhjémites (rattachés par certains aux MORB, par d'autres aux séries tholéïtiques d'arcs insulaires).

Notons que l'on peut rencontrer dans une même série magmatique des roches métalumineuses et des roches peralumineuses. En effet la cristallisation de minéraux sous-saturés en alumine enrichit le liquide en alumine de sorte qu'un même magma, initialement méta-alumineux peut produire par cristallisation fractionnée (par exemple d'amphibole ou de pyroxène) des magmas évolués (et des roches) peralumineux. Parmi les séries potassiques, certaines sont essentiellement méta-alumineuses et apparaissent ainsi voisines des séries volcaniques shoshonitiques, d'autres sont exclusivement peralumineuses.

3.2.2. A partir de leur composition

Les roches magmatiques sont nommées, en fonction de leur composition, selon la classification de Streckeisen (1976), dont la représentation globale est située en fin de livre.

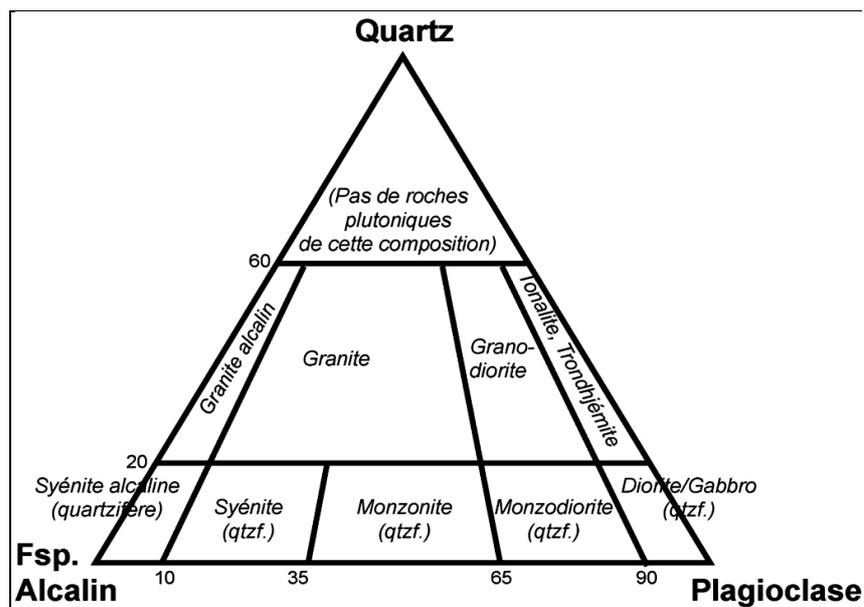


Figure 4 : Classification des roches magmatiques de Streckeisen – Diagramme QAP de la classification

3.2.3. A partir de leur genèse

L'établissement des séries magmatiques dans les granitoïdes est souvent délicat car leur discussion doit tenir compte non seulement de la cristallisation fractionnée et des phénomènes d'accumulation mais aussi de l'assimilation/contamination. La notion même de série magmatique dans les granitoïdes est même parfois niée. Aussi certains auteurs ont-ils présenté des classifications (d'ailleurs sous-tendues d'hypothèses génétiques) beaucoup plus simples : les lignées I et S de Chappell et White.

Chappell et White (1974) opposent deux grandes familles de suites granitiques sur des critères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques tiré de **Charoy (1979)** (complété en fonction de White et Chappell, 1977). Les

granites I correspondent approximativement aux granités méta-alumineux et les granites S aux granités peralumineux.

L'originalité de ces auteurs est de systématiser ces notions et de leur donner une interprétation génétique. En effet, pour ces auteurs, les granitoïdes résulteraient du mélange d'un haplogranite, formé par fusion à "eutectique" et de deux types principaux de matériaux :

- d'une part des matériaux ignés (I), amphibolites de la croûte continentale inférieure, basaltes de la croûte océanique subductée ;
- d'autre part des séries métasédimentaires (S), issues de roches détritiques quartzo-feldspathiques (shales et grauwackes) accumulées sous forme de sédiments de type flysch sur les marges continentales.

Notons également qu'ils existent d'autres nomenclatures comme celle basée sur la série à magnétite et la série à ilménite de **Ishihara (1971,1977, 1981)**, basée essentiellement sur une différence de niveau dans les teneurs en magnétite aisément décelables au magnétomètre.

TYPE I	TYPE S
<ul style="list-style-type: none"> - hornblende et sphène (+ biotite) (\pm ilménite) - xénolites de roches basiques à hornblende et pyroxènes 	<ul style="list-style-type: none"> - Muscovite Silicate d'alumine, grenat, cordiérite (monazite) - xénolites métasédimentaires (métashales en particulier)
<ul style="list-style-type: none"> - $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) < 1,1$ (en moles, roches sous-saturées ou juste saturées en alumine) - présence de diopside dans la norme CIPW ou si corindon $< 1\%$ - large éventail de composition, d'intermédiaire à acide - plus riche en CaO (diagramme ACF) 	<ul style="list-style-type: none"> - $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) > 1,1$ (en moles, sursaturation en alumine) - présence de corindon dans la norme $> 1\%$ - composition essentiellement fortement acide (silice) - plus pauvre en CaO
<ul style="list-style-type: none"> $Na_2O > 3,2$ dans variétés claires $> 2,2$ dans variétés mafiques 	<ul style="list-style-type: none"> $Na_2O < 3,2$ pour 5 % de K_2O $< 2,2$ pour 2 % de K_2O
<ul style="list-style-type: none"> - minéralisations W, Ca, Mo, (porphyre) 	<ul style="list-style-type: none"> - minéralisation Sn

Table 1 : Caractéristiques principales des deux types granitiques, d'après Green et Ringwood (1974)

Cette classification a par la suite été complétée par les granites de type A et de type M.

- les granites d'origine alcaline (A) qui auraient pour origine la différenciation poussée de basaltes alcalins (de type magmas intraplaques, point chaud par exemple), ou de liquides qui se sont formés par fusion de la croûte inférieure, anhydre.
- Les granites d'origine mantellique (M), associés aux basaltes des rides océaniques et donc aux ophiolites.

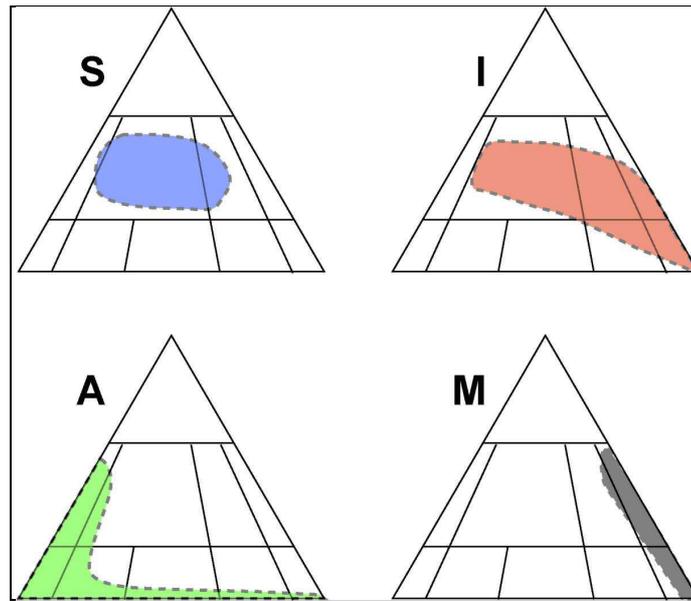


Figure 5 : Domaine de composition des quatre types de granites dans le diagramme QAP

4. MORPHOLOGIE DES PEGMATITES

Bien que chaque veine ou poche ait sa propre histoire, voici quelques éléments fréquemment rencontrés. Les caractéristiques texturales et structurales des veines ou poches permettent de les décomposer en trois secteurs principaux :

- le plancher d'aplite

que l'on peut à son tour décomposer en :

- un niveau inférieur constitué d'une aplice d'albite non stratifiée
- un niveau supérieur constitué d'aplice stratifiée.

L'interface entre ces deux niveaux est constituée d'une couche dense de grenats (avec un peu de tourmaline), et les différentes strates dans l'aplice du niveau supérieur sont séparées par des couches fines, riches en grenats.

Des cristaux de feldspath potassique effilés sont orientés perpendiculairement à ces niveaux avec un élargissement vers le cœur de la veine.

- le cœur ou la poche

Le cœur est enrichi en quartz et peut renfermer des **poches miarolitiques** dans lesquelles on peut récolter divers minéraux tels que tourmalines, quartz, grenats, micas et feldspaths.

- le plafond

Il est caractérisé par une abondance de cristaux de feldspath potassique **perthitiques** (anguleux) qui vont en s'élargissant vers le cœur de la poche.

Ces cristaux peuvent former des figures d'intercroissance avec le quartz dans la partie supérieure du plafond. Puis, ces deux minéraux forment deux phases clairement distinctes dès lors que l'on se rapproche du cœur de la poche.

5. CRISTALLISATION ET PETROLOGIE DES PEGMATITES

La cristallisation des minéraux des pegmatites est complexe car plusieurs mécanismes simultanés et difficilement dissociables apportent chacun leur contribution à la formation globale des pegmatites.

5.1 Thermodynamique de la cristallisation des pegmatites

La théorie de la cristallisation est basée sur la création de surface et la minimisation de l'enthalpie libre de formation de cette surface. La cristallisation se décompose en trois phases principales:

- **Nucléation ou germination**

de nouveaux cristaux appelés germes ou nucléi se forment par association de quelques molécules. On distingue germination primaire homogène (pure) et hétérogène (sur des poussières ou impuretés), et secondaire (sur des cristaux existants).

- **Croissance**

A partir des nucléi, il y a croissance des cristaux, les molécules du soluté viennent préférentiellement se fixer, là où la dépense d'enthalpie libre pour créer une nouvelle surface est la plus faible, c'est-à-dire au contact de cristaux existants.

- **Mûrissement d'Oswald**

phase au cours de laquelle il y a redissolution des petits cristaux au profit des plus gros

La nucléation intervient lorsque la concentration en soluté est égale au seuil de solubilité, c'est-à-dire physiquement lorsqu'il y a plus de molécules dans la phase liquide que celle-ci ne peut en accepter.

Or, il y a deux manières pour que la concentration du soluté atteigne ce seuil : soit par augmentation de la concentration en soluté (par élimination du solvant (ex : évaporation du solvant)), soit par refroidissement puisque la solubilité d'un composé décroît avec la température.

Toutefois, il est possible que la nucléation intervienne avec un certain « retard », la solution est sous des **conditions métastables** : on parle de **sursaturation**, l'excédent de concentration entre la concentration réelle et la concentration du seuil de solubilité dans le cas d'une cristallisation par concentration et de **surfusion**, l'excédent de température entre la température réelle du soluté et la température du seuil de solubilité correspondant, dans le cas d'une cristallisation par refroidissement. Il existe néanmoins dans ces deux cas un seuil limite qui caractérise le seuil de cristallisation.

Ces phénomènes de sursaturation et de surfusion sont caractérisés par des cinétiques de cristallisation bien plus rapides que les cristallisations définies comme « normales », exercées au seuil de saturation.

On a vu des animaux (canards en particulier), être littéralement pris au piège par la glaciation quasi instantanée de plans d'eau en surfusion, l'eau étant déstabilisée par leur amerrissage et cristallisant aussitôt.

5.2 Cinétique de la cristallisation des pegmatites

Nous savons aujourd'hui que la cristallisation des pegmatites est infiniment plus rapide que ne l'annonçaient les théories anciennes qui présentaient la taille des cristaux des pegmatites comme la conséquence d'une croissance des cristaux due à un refroidissement lent des pegmatites.

Un modèle thermique, appliqué à 4 dykes du comté de San Diego (USA), basé sur les équations de refroidissement par conduction prenant en compte la chaleur latente de cristallisation, a ainsi montré qu'à partir d'une phase liquide mise en place à 650°C dans une roche gabbroïque fracturée de 150°C, à une profondeur de 5 km, et avec une teneur initiale en H₂O estimée à 3% pds, le refroidissement en deçà de 550°C était atteint au cœur des dykes en 9 ans pour le dyke Stewart de 25 m de diamètre, 340 jours pour le dyke George Asley de 8 m de diamètre, 22 jours pour le dyke Mission de 2 m de diamètre et seulement 5 jours pour le dyke Himalaya de 1 m de diamètre [2].

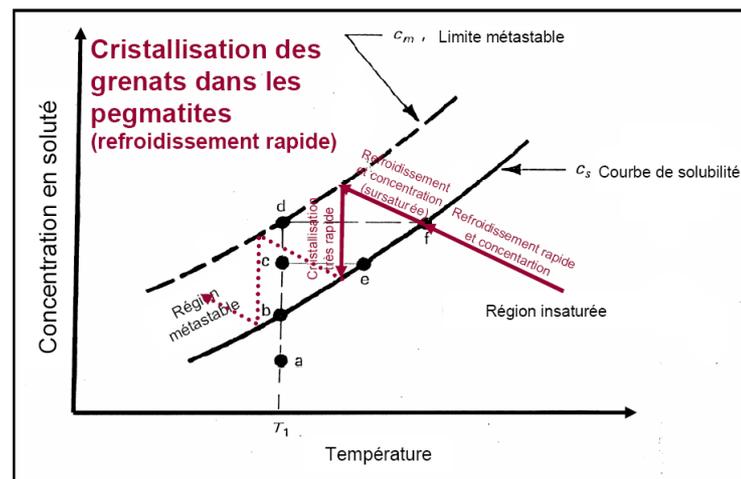
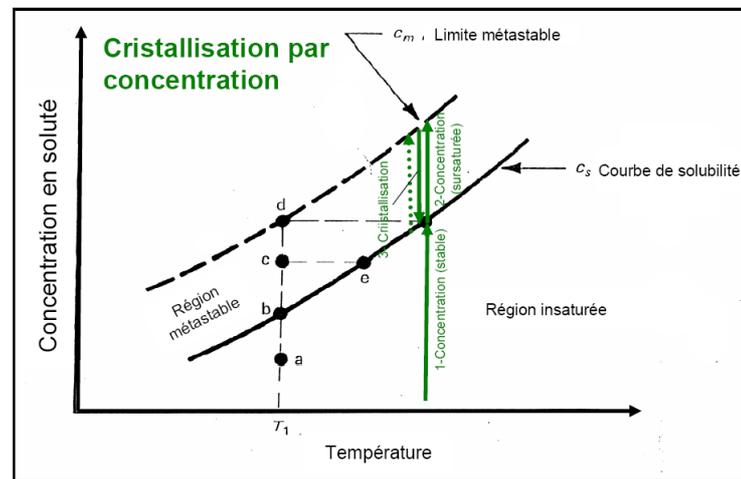
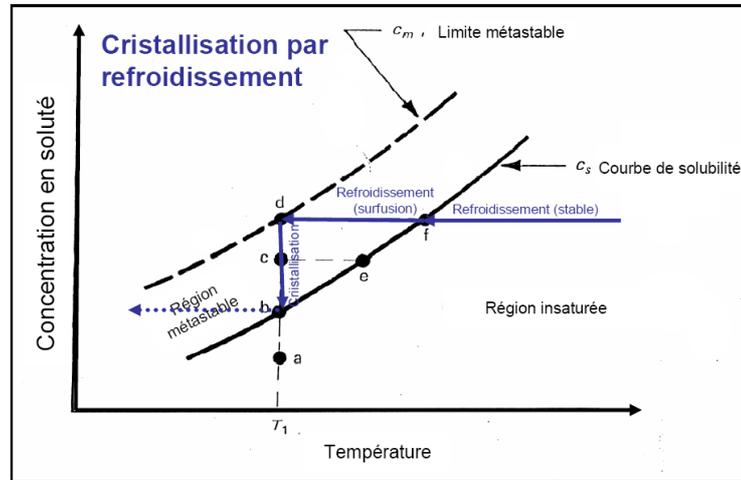


Figure 6 : Pegmatite : trajets des cristallisations dans différents cas

- 0- cas de cristallisation sans sursaturation, la concentration en soluté suit la courbe de solubilité C_s
- 1- cristallisation simple dans le cas d'un refroidissement- il est à noter que la cristallisation est exothermique et tend à ralentir le refroidissement pendant la phase de cristallisation
- 2- cristallisation simple dans le cas d'une augmentation de la concentration (ex : évaporation du solvant)
- 3- cristallisation mixte des grenats des pegmatites

A partir de ces résultats, la cinétique de croissance des minéraux présents dans ces pegmatites tels que les cristaux de tourmaline de 10 cm de long du dyke Himalaya, a été estimée à 10^{-5} cm/s, et la distribution de taille des grenats des aplites stratifiées a conduit à une cinétique de 10^{-6} cm/s.

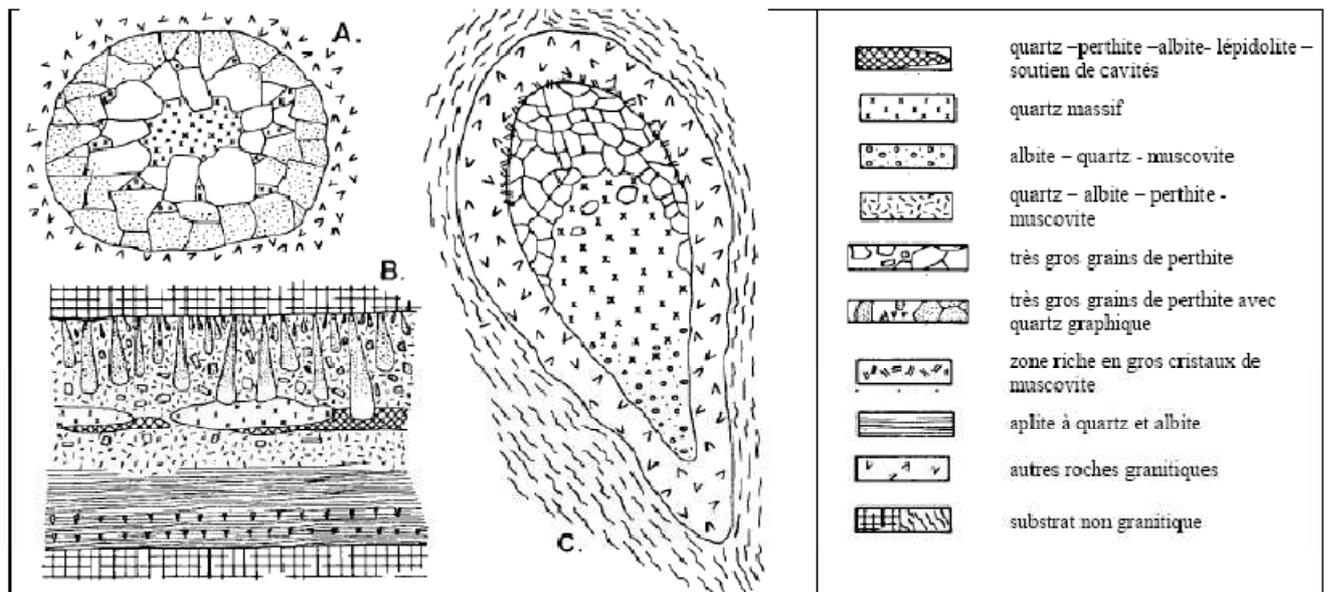


Figure 7 : Pegmatite : Coupes des trois types principaux de dépôts en phase liquide, d'après Jahns et Burnham (1969)

A Poche miarolitique dans du granite

B Filon de pegmatite zonée asymétrique avec un plancher d'aplite

C Pegmatite zonée asymétrique avec un mur constitué de granitoïde

Typiquement quelques cm de diamètres

Typiquement quelques dizaines de cm de long

Typiquement plusieurs mètres de diamètres de long

Ces valeurs montrent que les dykes refroidissent et cristallisent rapidement, avec des vitesses de nucléation variables mais avec une vitesse de croissance d'ensemble élevée. Les cinétiques de nucléation initiales élevées et une surfusion forte sont en accord avec les granulométries millimétriques des aplites. Des vitesses de nucléation plus faibles couplées avec des vitesses de croissance élevées peuvent expliquer les dimensions décimétriques des minéraux rencontrés sur les murs, dans la poche centrale, ou dans les cavités miarolitiques des pegmatites.

5.3 Cristallisation du plancher

Lors du refroidissement du magma « appauvri » présent dans les poches à pegmatites, les seuils de solubilité des minéraux quartz et albite vont être atteints, puis dépassés : il y a alors surfusion de ces minéraux. Lorsque la courbe limite de solubilité est atteinte à son tour, il y a nucléation multiple de germes de quartz et d'albite ; la nucléation du feldspath potassique est, quant à elle, limitée (Fen (1977), Swanson et Fen (1986), London et al (1989)).

Cette multitude de germes va former une couche d'aplite sur le plancher de la poche.

La nucléation et la croissance rapides de l'albite et du quartz, accompagnée d'un peu de muscovite et de feldspath potassique, produisent le développement d'un enrichissement localisé sur le front de cristallisation de composés ségrégués (non inclus dans ces minéraux) : initialement Mn et Fe.

L'accumulation de ces éléments permet d'atteindre localement le seuil de saturation et ainsi fournit les conditions de cristallisation des grenats.

La nucléation de quartz et d'albite se poursuit tout le long de ces étapes.

Par la suite, il y a succession de couches d'aplite exemptes et de couches riches en grenats.

La dernière couche en surface de la poche terminale est souvent constituée d'une quantité importante de grenats avec plus ou moins de tourmalines. Ces dernières ne se forment quasiment que sur le pourtour de la poche

centrale, lorsque la majeure partie du liquide a cristallisé, permettant ainsi d'accroître substantiellement la concentration du bore ségrégé. La cristallisation des grenats va alors permettre, par diminution de la teneur en magnésium et en fer, l'augmentation relative des teneurs en H₂O et en bore B. La teneur en bore peut alors être suffisante pour qu'il y ait cristallisation de tourmalines (Rockhold et al (1987)).

Cette stratification aplitite-grenats, alors que la nucléation de quartz et albite se poursuit tout au long de la cristallisation de la pegmatite, ne peut s'expliquer que par un mécanisme de cristallisation fractionnée en régime de sursaturation cyclique.

Certaines couches ne sont constituées que par des lits de grenats, quasiment sans interstices. Or, les nucléations du quartz et de l'albite sont rapides. La prolifération exagérée des grenats ne peut par conséquent, s'expliquer que par une cristallisation extrêmement rapide, encore plus rapide que la germination du quartz et de l'albite, ce qui ne peut intervenir que par la déstabilisation de la solution en état de sursaturation et/ou surfusion.

Le seuil de solubilité des grenats est atteint lors du refroidissement du magma appauvri et par l'enrichissement de ce magma en Mg et Fe, mais au lieu d'y avoir nucléation de cristaux de grenats, il y a encore enrichissement de la phase liquide en Mn et Fe par la poursuite de la cristallisation de l'aplite : il y a alors sursaturation de la phase liquide en Fe et Mn, ce qui revient encore à dire que la température est inférieure à la température pour laquelle il devrait y avoir cristallisation des grenats : le système est alors métastable en état de sursaturation et de surfusion. Dès qu'un événement particulier intervient, il y a alors déstabilisation du système et cristallisation extrêmement rapide des grenats.

L'intervention du mécanisme de sursaturation/fusion est également mise en avant par le fait que les grenats ne sont présents dans les pegmatites, qu'en couches discrètes :

- Si la nucléation des grenats était rapide (par rapport à la nucléation des quartzs et albite), les concentrations en Mn et Fe se stabiliseraient au niveau du seuil de saturation : les surplus de Mn et Fe présents dans la phase liquide par rapport à la saturation, et dus à l'augmentation de la concentration en Mn et Fe par cristallisation de quartz et d'albite, seraient au fur et à mesure de leur formation, consommés pour donner de nouveaux germes de grenat. Il y aurait alors uniformité dans le temps de nucléation de cristaux de grenats et répartition homogène de ces cristaux. Or ce n'est pas le cas, puisque les grenats se rencontrent en strates.
- Si la croissance des grenats était rapide (par rapport à la cristallisation des quartz et albite), les surplus de Fe et Mn seraient au fur et à mesure de leur apparition consommés pour aller faire croître les grenats de première génération présents en limite de l'aplite non litée. Là encore, il n'en est rien.

Ceci montre qu'il y a enrichissement de la phase liquide en Mn et Fe au-delà du seuil de solubilité, que le système est dans un état métastable de sursaturation/surfusion et dès qu'il y a un événement déclencheur, les surplus de Mn et Fe provenant de la différence de concentration entre le niveau saturé et le niveau sursaturé provoquent une cristallisation de nombreux grenats éparpillés sur les cristaux de quartz et d'albite.

5.4 Cristallisation du plafond

La cristallisation rapide du liquide sur le plancher conduit à une distribution verticale en éléments volatils, inhomogène. Lorsque le plafond commence à cristalliser, il y a déjà une épaisseur non négligeable d'aplite et albite sur le plancher et ainsi, les couches frontières en bas et en haut de la poche n'ont pas la même composition.

Au plafond, il y a croissance de cristaux qui vont former finalement une matrice bidimensionnelle (couche) denses de quartz et d'albite, parsemée de longs et imposants cristaux de plagioclases qui sont orientés parallèlement à la direction de cristallisation de la pegmatite et évasés en direction du centre de la pegmatite [1].

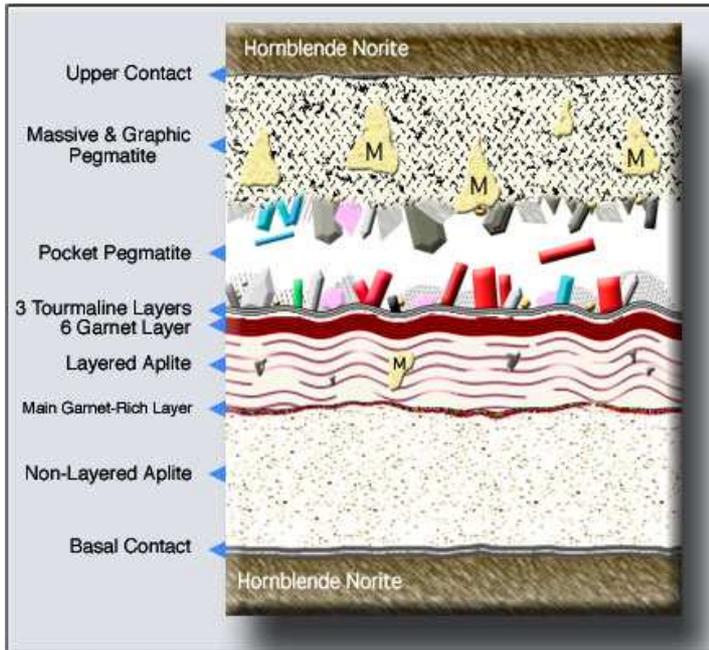


Figure 8 : Pegmatite : cristallisation secondaire de grenats spessartine disséminés sur la matrice formée de cristaux de quartz, albite et plagioclases (d'après Wegbber, Simmons et Falster)

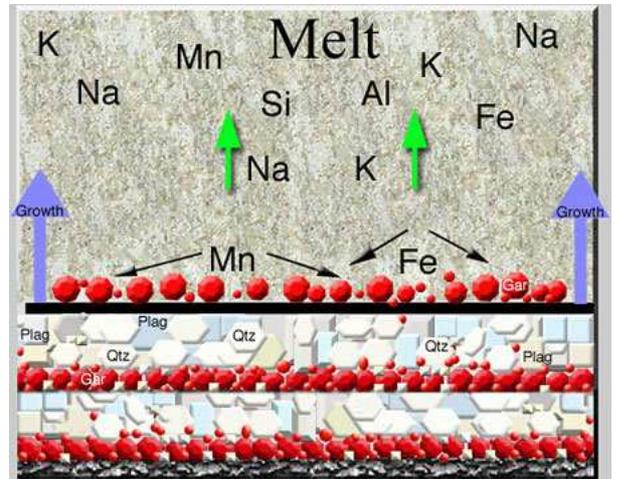


Figure 9 : pegmatite : coupe d'une pegmatite zonée asymétrique avec un plancher d'aplite (d'après Wegbber, Simmons et Falster)

6. SPESSARTINE ET/OU MUSCOVITE

La cristallisation des grenats dans les pegmatites n'a pas été étudiée très intensément car ils ne représentent pas le même intérêt économique que les gemmes (tourmalines, émeraudes) ou les terres et éléments rares (Ta, Nb, U etc.). C'est pourquoi ce paragraphe est plus une interrogation, une réflexion sur les coexistences entre muscovite et grenats dans les pegmatites, plus qu'un réel exposé.

6.1 Syn-cristallisation muscovite-grenats

Gindy (1956) a proposé à partir de ses études sur les occurrences en Donegal (Ulster) et en Egypte, que les grenats, ainsi que la muscovite, cristallisaient comme une alternative à la biotite pour des magmas enrichis en composés volatils.

Les grenats issus de granites ou de pegmatites contiennent habituellement une substantielle teneur en manganèse, et Ramkana et Sahama (1950) ont attribué l'occurrence de minéraux manganifères dans les roches acides à la forte proportion de manganèse par rapport au fer dans les derniers produits de cristallisation fractionnée. Cependant, la présence de manganèse n'interdit pas nécessairement une origine par contamination, puisque les grenats de métamorphisme de contact (excepté les grossulaires) sont aussi manganifères (Tilley (1926)).

D'après les lois de substitution de Goldsmith, l'ordre de préférence des ions dans les sites octaédriques de la muscovite est Al^{3+} - Fe^{3+} - Mg^{2+} - Fe^{2+} - Mn^{2+} . Ainsi, la muscovite ne peut accepter au mieux que 3,5 % de MnO (Hirowatari, 1957). Mais en réalité, il y a une ségrégation quasi-totale du manganèse hors de la muscovite (A. HALL 1965). Lorsque la muscovite cristallise, le magma résiduel va donc s'enrichir en manganèse relativement au fer et au magnésium qui eux vont être consommé par la cristallisation du mica.

NOTA

Micas blancs : phengite dont les pôles sont la muscovite et la céladonite, dont la formule est $K(Mg, Fe)(Fe, Al)[(OH)_2Si_4O_{10}]$: pôle ferromagnésien.

Christophe-Michel-Lévy (1951) a montré que sous une pression d'eau de 500-700 bars (0,05-0,07 GPa) à une température de 700°C, l'almandin pur ne pouvait pas être synthétisé à partir de ses constituants, mais que si les constituants de la spessartine étaient également présents (Mn), alors un grenat pouvait être formé.

L'enrichissement du magma en manganèse dû à sa ségrégation hors de la muscovite conduit donc à la formation de grenat, même si le taux de manganèse réel est si faible qu'il pourrait être facilement assimilé par la muscovite.

L'idée que la muscovite et le grenat formerait une alternative à la biotite sous certaines conditions de pression-température est improbable car la proportion de grenat par rapport à la muscovite dans les granites où les deux sont présents, est si faible que si tous les grenats et toute la muscovite étaient combinés, le minéral qui en résulterait aurait encore la composition d'une muscovite plutôt que d'une biotite [6].

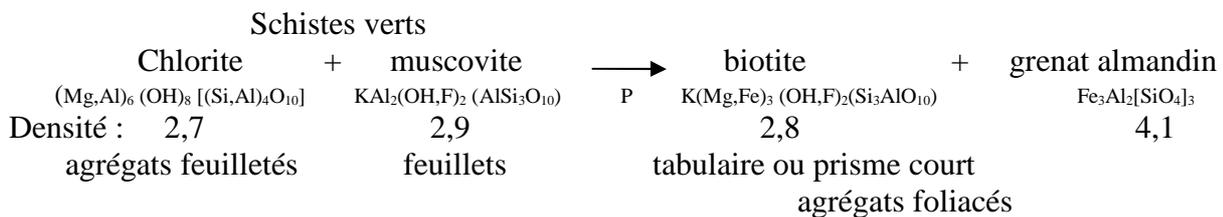
Le rapport de manganèse par rapport au fer et au magnésium dans les roches ignées est très élevé dans les roches les plus acides, ainsi, la plus probable occurrence de grenats dans les granites à muscovite plutôt que dans les granites à biotite résiderait dans la plus grande probabilité que le rapport Mn/(Fe+Mg) soit suffisant pour atteindre le niveau requis pour la formation du grenat au cours de la cristallisation du magma [6].

6.2 Faible coexistence muscovite-grenats

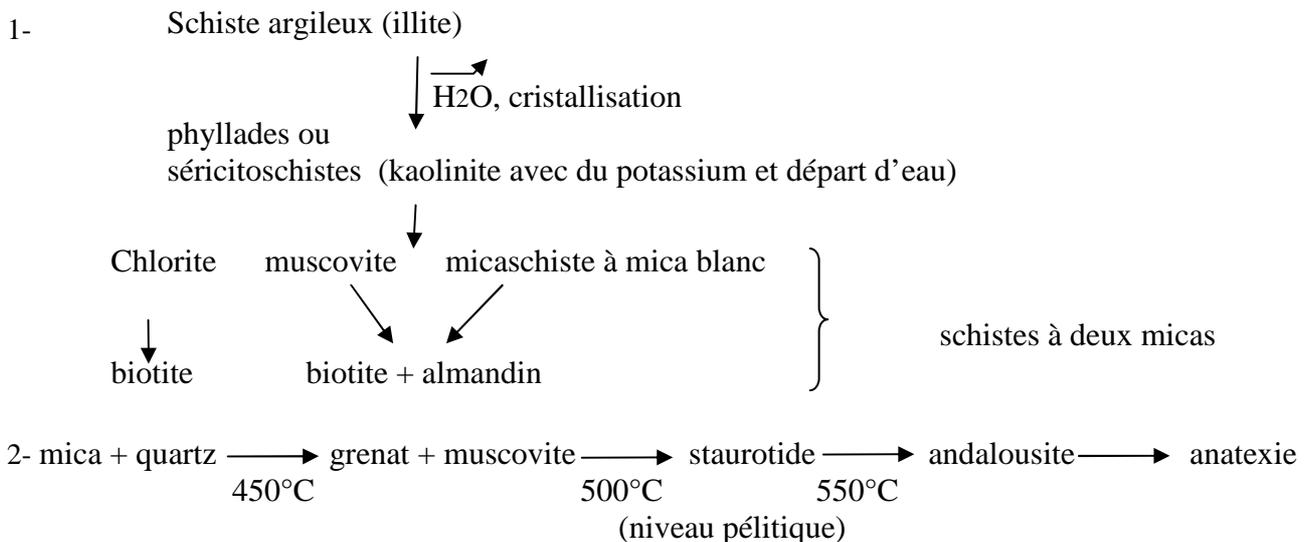
6.2.1. Dans le métamorphisme

En suivant des conditions métamorphiques de plus en plus sévères (P et T augmentant), il se produit les réactions de recombinaison minéralogique suivantes :

- Dans les roches pélitiques :



- Dans les roches siliceuses



Dans les roches métamorphiques, il existe en effet un domaine de température pour lequel il y a coexistence de muscovite et de grenats. Le grand nombre de sites présentant de superbes grenats almandins dans des micaschistes blancs (Collobrières, l'hermitain (79), Autriche) attestent de l'existence de cette association. Néanmoins, ce domaine est très restreint, de l'ordre d'une cinquantaine de degrés. Au-dessus de 500°C la muscovite tend à se recombinaisonner en almandin et en biotite.

[Le grenat almandin apparaît donc comme une alternative à la muscovite.](#)

6.2.2. Pegmatites de Madagascar

L'étude des pegmatites à pierres fines de Madagascar [3] a révélé un indice intéressant sur la présence ou non de gemmes au cœur des poches présentes dans ces pegmatites .

La diversité des pegmatites malgaches a conduit les géologues à les différencier selon divers critères. A. Lacroix les a classées selon deux groupes principaux : le groupe potassique et le groupe sodolithique, H. Besairie est allé plus loin et a décomposé le groupe potassique de Lacroix en trois types différents : type trois zones, type deux zones et type non zoné, en accord avec leurs morphologies et leurs structures. Enfin, et nous en resterons là, P. Cerny (1991) a formulé une classification, plus moderne, basée davantage sur les intérêts économiques des pegmatites en distinguant celles à LCT (lithium, caesium, tantale) et celles à NYF (niobium, yttrium, fluor)...

Mais intéressons-nous davantage aux grenats : voici donc quelques informations relatives aux grenats des pegmatites malgaches.

- Les pegmatites de type béryl (LCT)

- Les pegmatites du sous type Béryl-columbite, sont les plus communes à Madagascar, et regroupent la plupart des pegmatites à trois zones, deux zones et non zonée décrites par H. Besairie. Le feldspath potassique y est beaucoup plus abondant que le plagioclase, et la muscovite est présente dans la plupart des pegmatites, les autres minéraux accessoires sont rares.

- Les pegmatites du sous type chrysobéryl contiennent, comme le nom l'indique, un grand nombre de chrysobéryls en plus des béryls. Les autres minéraux sont rares à l'exception de la tourmaline qui peut apparaître en poches ou incluse dans le quartz. Le grenat almandin peut aussi former de grands cristaux bien développés dans le quartz. La biotite est dominante par rapport à la muscovite.

- Les pegmatites du type complexe (LCT) correspondant au groupe sodolithique

Elles sont constituées de masses à grains fins, riches en albite et de formation tardive, associées à des minéraux accessoires rares.

Elles sont riches en minéraux contenant lithium, césium, tantale, et généralement renferment une grande quantité de bore. Les minéraux caractéristiques sont donc la tourmaline polychrome à rouge (dont la composition varie de l'elbaïte à la liddicoatite), ainsi que le béryl rose et la spessartine relativement pure.

Les pegmatites du Sous-type Danburite sont caractérisées par la présence (parfois en quantité très importante) de danburite de formation précoce. Les minéraux associés sont spessartine, tourmaline et spodumène, en abondance. Dans quelques filons, l'apatite bleu vif est commune.

Les micas sont inexistantes ou présents en quantité extrêmement limitée à l'intérieur, ou à proximité des miaroles.

Les pegmatites de ce type apparaissent dans des marbres ou dans des séquences métamorphiques constituées de marbres, quartzites et schistes.

Les pegmatites malgaches, riches en muscovite apparaissent pauvres en minéraux secondaires. Il semble donc qu'il y ait une opposition entre la muscovite et les autres minéraux secondaires des pegmatites, dont la muscovite.

Est-ce que la structure complexe des phengites permet par substitution, la capture des éléments chimiques secondaires ? D'après hall [6], ce n'est pas le cas...

Classification A. LACROIX		Minéral prépondérant	Minéraux secondaires	Classification H. BESAIRIE			Classification P. CERNY
Groupe potassique	Grandes dimensions	Feldspath potassique	Béryl bleu Tourmaline noire Muscovite Uranium Terres rares				
				3 zones	Dykes larges 100-300 m long x 20-40 m ep		Type béryl (LCT)
				2 zones			Plupart appartenant au Sous type béryl-colombite :
				Non zonée			
					Zone I : cœur	Cristaux géants	Feldspath potassique + muscovite :
					Limite zones I et II		Béryls géants
					Zone II, peu épaisse	Petits cristaux	Q + perthite + muscovite, colombite
					Zone III : murs	Grains moyens	Muscovite, grenat magnétique, colombite, béryl, Ta Nb
Groupe sodolithique		albite	+li : spodumène, tourmaline rose lépidolite, béryl rose				Type complex (LCT) Tourmaline polychromes, spessartine

Table 2 : Pegmatites : Madagascar : Principales classifications des pegmatites et occurrences des grenats (pour information, les pegmatites à terres rares de type NYF et abyssales selon P. Cerny n’ont pas été traitées)

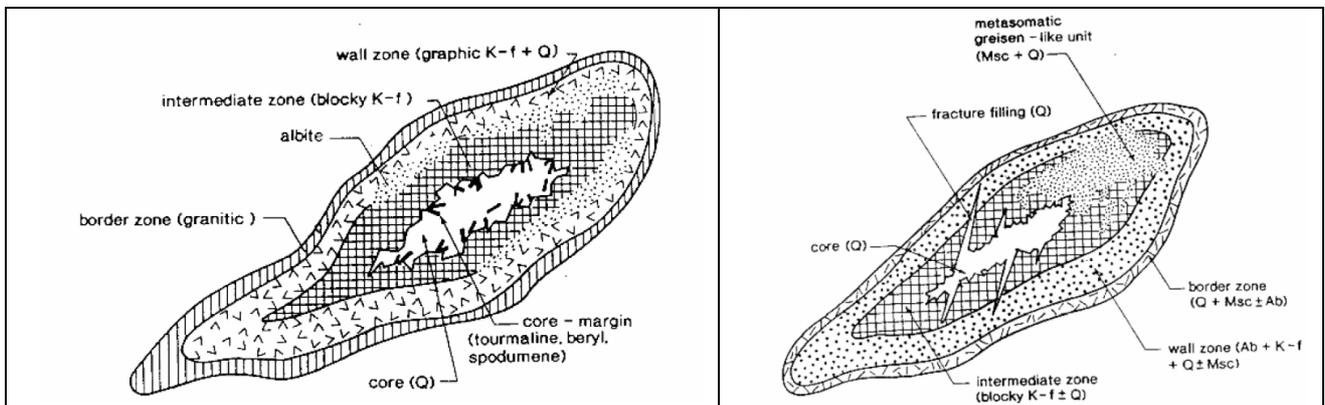


Figure 10 : Pegmatites : structures des pegmatites malgaches

La présence de muscovite conduit à la formation de poches semblables à des septarias pleines avec des fractures remplies de quartz alors que les poches exemptes de muscovite sont sources de cristaux de tourmaline et de béryl

Il ne reste donc que deux possibilités, soit les pegmatites riches en muscovite ne contiennent pas à l’origine de manganèse ou de bore, soit les conditions de cristallisation du cœur de quartz des pegmatites : pression, température, cinétique sont telles que la cristallisation des grenats et autres tourmalines est impossible, les éléments chimiques secondaires constituants des grenats et tourmalines restant dispersés dans le cœur de quartz. Comme le cœur des pegmatites contenant des grenats et des tourmalines est également constitué de quartz, que celui-ci cristallise en dernier, il n’y a pas de raison pour que la cristallisation du quartz entre les deux types de pegmatites n’ait quelque influence sur la cristallisation ou non des spessartines et des tourmalines.

6.3 Discussion

Il est connu que la rodingitisation des ophiolites du Québec est due à une perte du sodium Na du granite, provoquant la métasomatose des feldspaths plagioclases. Ces derniers, sous l'action d'une métasomatose inversée, au cours de laquelle, le sodium déficient a été remplacé par un apport extérieur de potassium K, ont formé des feldspaths potassiques.

Peut-être en est-il de même dans le cas des pegmatites. La présence prononcée d'albite (Na) au cœur de la pegmatite en lieu et place de muscovite (porteuse de potassium), serait l'indice révélateur d'un échange complexe d'ions entre le granitoïde dont est issue la pegmatite et cette dernière. Ces échanges permettraient alors un enrichissement supérieur de la pegmatite en éléments « nobles » (terres rares, Mn, Be, Fe) et par conséquent la cristallisation des béryls, tourmalines et autres grenats.

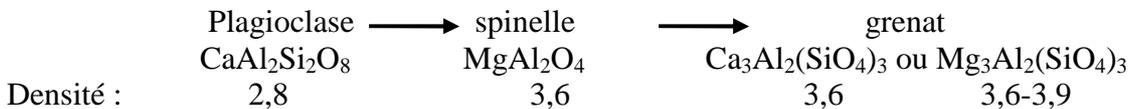
En l'absence d'échanges conséquents entre le granitoïde et la pegmatite, seule la muscovite pourrait cristalliser.

Il semblerait donc que les pegmatites plus riches en muscovite, c'est-à-dire en potassium K, relativement à l'albite, c'est-à-dire en sodium Na, soient moins riches en manganèse et en bore et formeraient donc peu ou pas de spessartine et de tourmaline.

7. GRENATS DES PEGMATITES DITES ABYSSALES

Bien que nous ayons vu que les pegmatites contenant des grenats puissent se trouver aussi bien en profondeur que proches de la surface, les études d'il y a quelques années, avant l'étude approfondie des pegmatites, étaient basées sur le fait que les grenats sont des minéraux qui se forment à haute température et à relative haute pression ($T > 450^\circ\text{C}$ – $P > 1,2$ GPa). On pensait donc qu'ils se formaient dans les pegmatites subcrustales, proches du manteau et de zones d'anatexie.

L'asthénosphère (manteau supérieur convectif) – la pyrolite, modèle proposé par Green et Ringwood 1963) – est de nature péridotite : olivine (70%), orthopyroxène (20%), clinopyroxène (5%) avec 5% d'un minéral alumineux dont la nature grenat, spinelle ou plagioclase, dépend des conditions de pression



Les grenats présents dans ces pegmatites sont essentiellement des almandins (voire les pyropes) et des grossulaires. En effet, si l'on considère les deux types de granites présentés précédemment :

Les granites de type S sont riches en silicates d'alumine, la base des tétraèdres et octaèdres dans les grenats. De plus les pegmatoïdes peuvent avoir de 4 à 5% de Fe_2O_3 et donner dans ce cas des grenats almandin. Ils peuvent également avoir 4-5 % de CaO et alors donner partiellement des grenats grossulaires.

C'est pourquoi, Green et Ringwood ont indiqué la présence de grenats dans ces granites.

Toutefois, les grenats I sont riches en biotite. Or comme indiqué dans le paragraphe 8, la biotite peut donner au cours de la longue cristallisation des pegmatites du grenat almandin à température moyenne. En outre les feldspaths présents dans le granitoïde sont également instables à haute température et peuvent donner des grenats essentiellement de type grossulaire.

Dans ces deux cas, les roches mères des grenats d'origine pegmatitique profonde ont pris naissance soit à la base de la croûte terrestre, soit dans le manteau supérieur qui lui est sous-jacent. Aux très hautes pressions qui règnent dans ces milieux, les feldspaths sont instables ; ils sont décomposés et leurs éléments sont recombinaés pour donner des grenats comme le pyrope ou le grossulaire comme on a pu le démontrer en laboratoire :

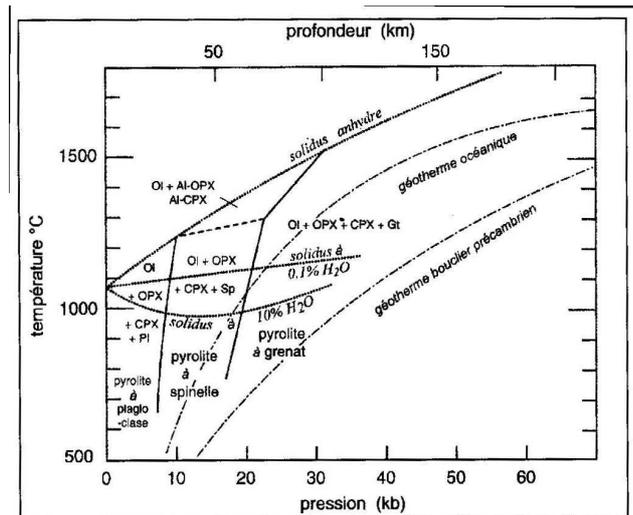


Figure 11 : Pegmatites : Diagramme expérimental indiquent la limite de stabilité de la pyrolite et des grenats d'après Green et Ringwood (1967) et Green (1971)

Ol : olivine, Opx : orthopyroxène, Cpx : clinopyroxène ; sp spinelle ; Ga : grenat
 Orthopyroxènes : enstatite $MgSiO_3$ -> hyperstène -> ferrosilite $FeSiO_3$
 Clinopyroxènes : diopside $CaMgSi_2O_6$ -> augites -> hedenbergite $CaFeSi_2O_6$

dans le manteau

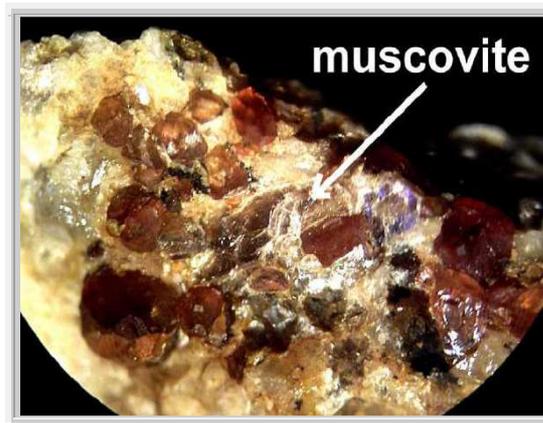
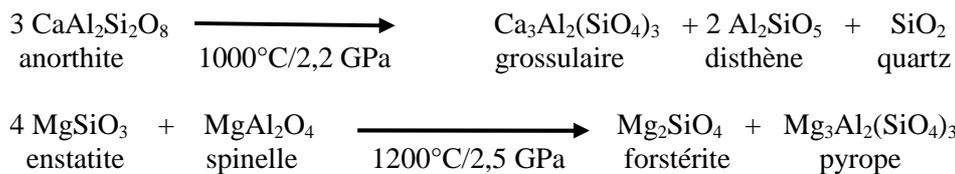


Figure 12 : Crêt de l'Oeillon : grenat et mica
 le cristal central émerge de la muscovite dont sont issus ces almandins

8. FIGURES DE CORROSION DES SPESSARTINES

8.1 Spessartine

Ceci est un résumé des principales caractéristiques de la spessartine décrite de manière plus complète dans Le livre deux.

Composition $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$

Elle fut analysée pour la première fois par Klaproth. Elle contient 36 à 37% de SiO_2 , 20 à 21% Al_2O_3 , 30 à 40% de MnO , 2 à 14% de FeO , 1 à 4% de CaO .

Elle peut également inclure jusqu'à 2% de Y_2O_3 .

Généralement, la spessartine est pure à 97 % ; les 3 % restants étant de l'almandin et du grossulaire.

Propriétés

Densité : 4,12-4,25

Dureté : 7- 7,5

Indice de réfraction : 1,79-1,81 ; dispersion de 0,027 avec quelques anomalies de polarisation transparente à translucide,

Inattaquable aux acides ;

mélangé en poudre avec du borax elle fond lors de l'essai au chalumeau ; s'altère en biotite.

Elle contient presque toujours des inclusions. Couleur jaune si est elle pure elle adopte le plus souvent une nuance rouge-orange, rougeâtre, brun-jaunâtre, parfois violette découlant de la présence d'almandin.

Cristaux dodécaédriques ou trapézoïques pouvant atteindre 10 centimètres.

Gisements :

Très rare, la spessartine se forme surtout dans des pegmatites riches en manganèse, plus rarement rencontrée dans des roches métamorphisées par contact, elle est alors rencontrée avec d'autres minéraux de manganèse.

Importants gisements de pegmatites aux Etats-Unis (Amalia en Virginie ; Ramona en Californie) ; au Colorado dans les rhyolites de Silver Cliff ; en Utah près de Nathrop ; au Connecticut, au Mexique (cristaux de 7 cm), à Madagascar (Antsirabé), au Kenya (Taita Hills), en Namibie (près de la frontière avec l'Angola — cristaux orangés, appelés « spessartine-mandarine »), au Pakistan (Dosso), en Australie (Broken Hill)...



Figure 13 : Spessartine et muscovite,
Californie

Figure 14 : Spessartine, Minas Gérais, Brésil
Présentant une figure de corrosion

8.2 Théorie de David London

Certaines spessartines, souvent en provenance du Brésil présentent un faciès en escalier, non sans rappeler des stries de croissance. Toutefois, les marches sont plus prononcées que des stries de croissance habituellement rencontrées sur les grenats et notamment sur les rhodolites.

David London, School of Geology & Geophysics, University of Oklahoma a définitivement levé le doute sur la nature, sur l'origine de ces faciès suite à l'étude d'échantillons provenant du Brésil et de Californie : [Il s'agit en fait de figures de corrosion.](#)

D. London a étudié des échantillons provenant d'une pegmatite appelée Navegador mine, découverte à Conlehiro Pena, à Minas Gerais, Brésil, de laquelle ont été sorti plus de 100 kg de spessartine corrodées de la masse d'albite, avec des cristaux atteignant les 10 cm, en association avec des cristaux d'helvite (5-8 mm) contenant de l'oxyde de manganèse. Ses résultats sont venus compléter ses études antérieures sur les spessartines de la pegmatite de Little Three, Ramona, Californie (Morgan et London, 1999) et d'affirmer sa théorie de corrosion des spessartines.

8.2.1. Homogénéité - Composition

Les analyses pratiquées par David London sur ses échantillons provenant de Little Three (Morgan and London, 1999) ont montré que les spessartines, surtout les grands grenats orange de cavités miarolitiques, étaient particulièrement homogènes. Les grenats sont très sensibles à la zonation. Ils ont tendance à enregistrer dans leur structure, toutes les variations environnementales telles que pression, température, ainsi que la composition du milieu dans lequel ils ont grandi à travers leur zonation provenant des variations des solutions solides sur les sites A^{2+} et B^{3+} .

Les sections polies à travers deux cristaux de spessartines provenant de la pegmatite Navegador n'ont montré aucun contraste de masse discernable par électrons rétrodiffusés, et l'analyse par dispersion d'énergie des rayons X n'a révélé aucune variation de composition dans l'incertitude analytique ; autrement dit, les grenats sont complètement homogènes du cœur jusqu'en surface.

Puisque les dernières étapes de l'évolution d'une pegmatite subissent communément un afflux de Fe et de Ca des sources liquides externes, London s'attendait à observer un accroissement de la teneur en almandin et en grossulaire dans le grenat du cœur vers la surface du cristal et si la zonation chimique était parallèle aux faces existantes, alors cela signifierait que les surfaces présentes sont bien des figures de croissance.

Dans une certaine considération, l'homogénéité des grenats, surtout ceux des cavités miarolitiques, est plus surprenante et énigmatique que les formes des cristaux elles-mêmes. Le stade miarolitique des pegmatites est celui dans lequel les systèmes chimiques à l'origine fermés, deviennent ouverts aux liquides provenant, d'autres régions de la pegmatite solidifiée et de la roche hôte. La tourmaline, une autre phase reconnue pour sa zonation chimique, enregistre également ces fluctuations, ainsi que quelques autres minéraux tels que béryl et apatite.

Si les faces {110}, lisses et en escalier avec des faces brillantes étaient les produits de croissance secondaire, alors la composition du liquide et les conditions qui ont produit les couches externes des grenats (après dissolution) doit avoir été identique à la chimie originale de poche – un scénario extrêmement improbable dans les derniers stades de cristallisation des poches dans les pegmatites.

Mais, au contraire, l'homogénéité des grenats étudiés montre qu'ils se sont formés sous des conditions stables dans le temps. Ceci ne peut s'expliquer que par le fait que les faciès des spessartines de ces pegmatites ne sont pas des figures de croissance, mais le résultat d'une corrosion prononcée qui n'a préservé que le cœur du cristal initial de spessartine, qui lui est homogène.

8.2.2. Morphologie

Des spessartines de la pegmatite Navegador ont été observées en imagerie électroniques d'électrons secondaires et d'électron rétrodiffusé. L'une (désignée comme « brillante ») montre des faces, lisses, brillantes,

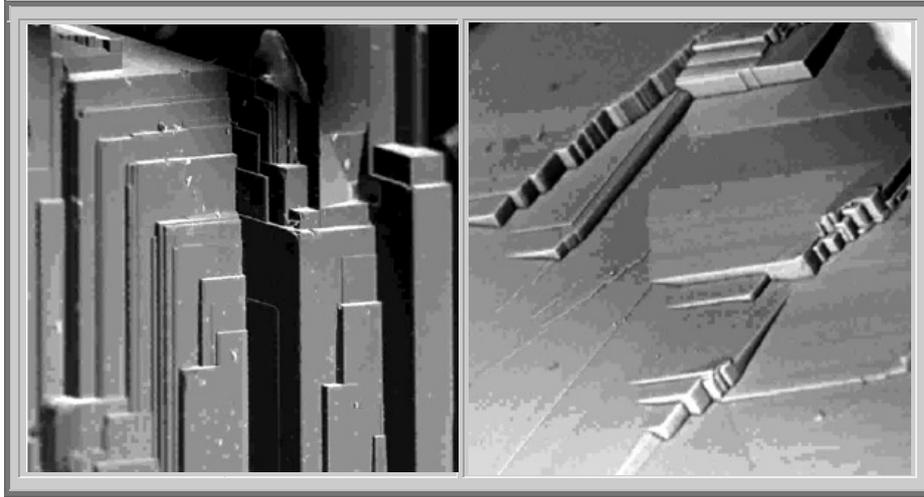


Figure 15 : pegmatites : Spessartines corrodées : Images en électrons secondaires du grenat « brillant », spécimen de Franck Melanson (Hawthorneden)
dimensions du champ de l'image a) : 250 x 250 μm , b) : 130 x130 μm

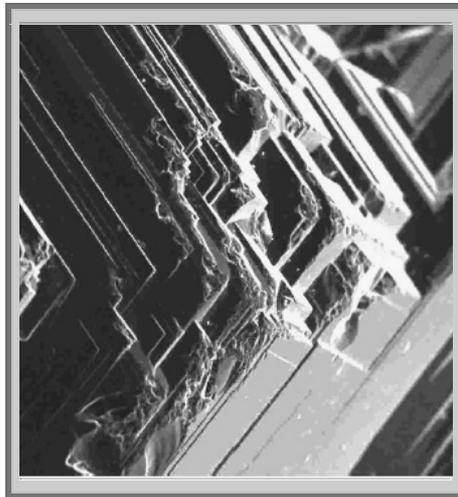


Figure 16 : pegmatites : Spessartines corrodées : image en électrons secondaires d'angle ébréché du grenat "brillant"
dimensions du champ de l'image : 395 x395 μm



Figure 17 : pegmatites : Spessartines corrodées : Images en électrons secondaires du grenat « mat », spécimen de Franck Melanson (Hawthorneden)
dimensions du champ de l'image 317 x 317 μm

L'image révèle des fractures, des angles creusés et une intense liquation de la surface.

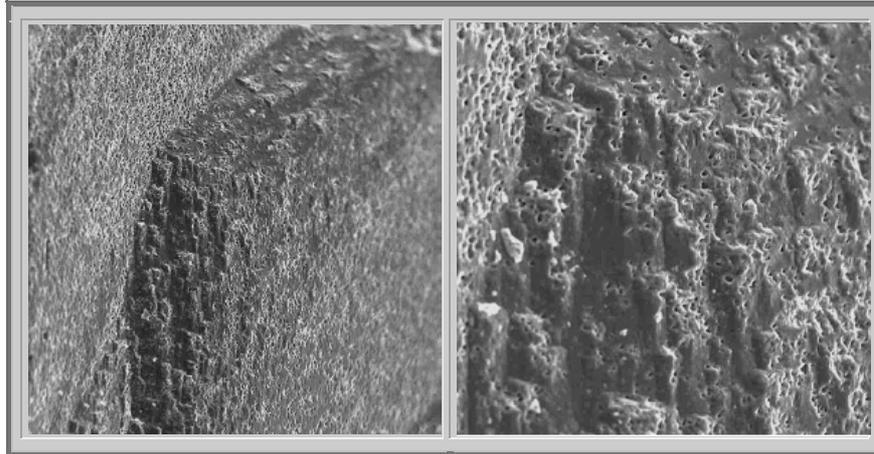


Figure 18 : pegmatites : Spessartines corrodées : Images en électrons secondaires d'un angle arrondi et son détail du grenat « mat », spécimen de Franck Melanson (Hawthorneden)
dimensions du champ de l'image a) : 451 x 451 μm b) 158 x 158 μm

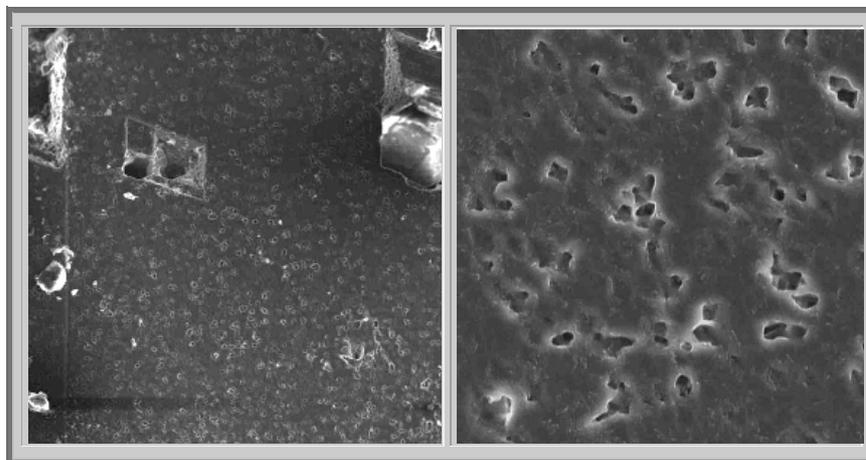


Figure 19 : pegmatites : Spessartines corrodées : Images en électrons secondaires de la surface piquurée du grenat « mat », avec le détail des cavités en forme de cristaux négatifs
dimensions du champ de l'image a) : 395 x 395 μm b) 52,6 x 52,6 μm



Figure 20 : pegmatites : Spessartines corrodées

Spessartine et tourmaline sur albite, Little Three mine, Ramona, collection David London

Le grenat arrondi présente des faces en escalier, brillantes, il est logé dans une aspérité originelle de forme dodécaédrique, de 1 cm de diamètre environ.



Figure 21 : pegmatites : Spessartines corrodées : microcline, macle de Manebach de 7 cm, avec muscovite et spessartine, Little Three mine, Ramona, collection David London

a) les petits cristaux de spessartine sont arrondis mais au faciès en escalier et brillants

b) cavité de forme dodécaédrique parfaite, de 1,3 cm de diamètre, présentant quelques reliquats de spessartine corrodée

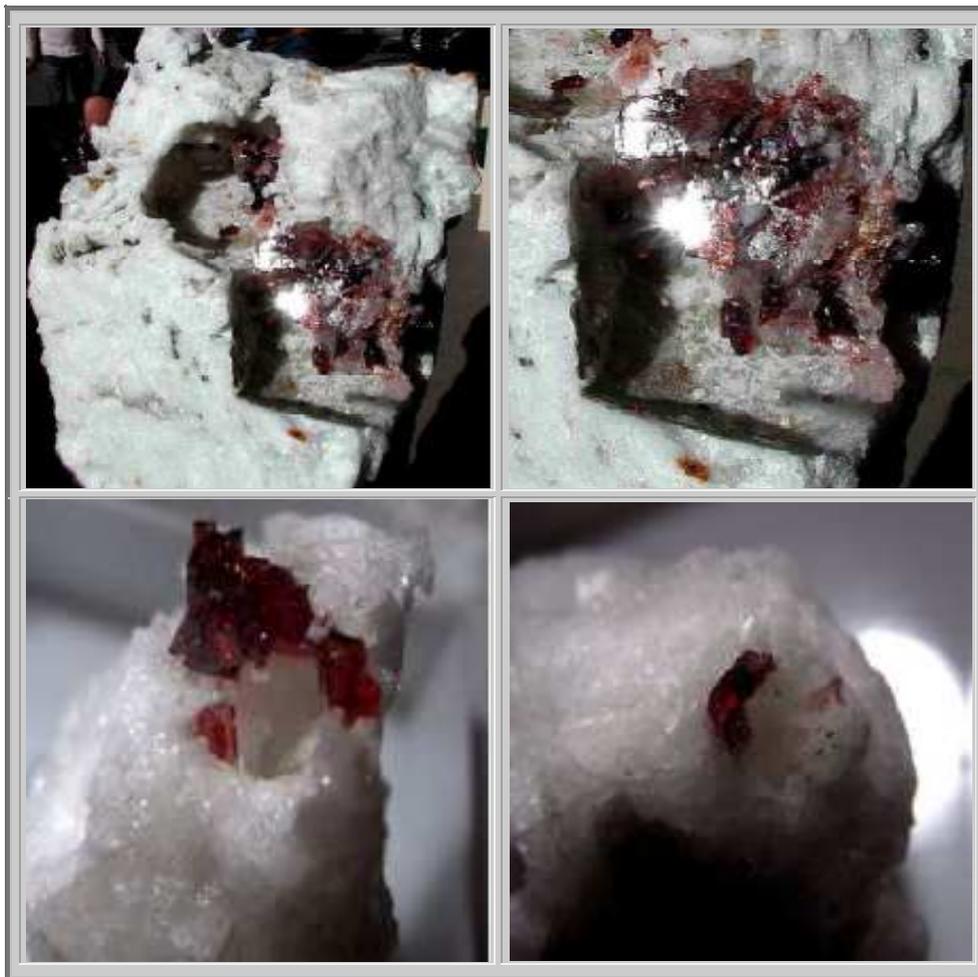


Figure 22 : pegmatites : Spessartines corrodées : spessartine et quartz, Navegador, Minas Gerais, Brésil,

a) collection cristalina Ltda la pegmatite présente une cavité dodécaédrique de 7-8 cm de diamètre dans l'albite

b) collection perso, cavité de 5 mm

sous un faible grossissement de magnitude optique, la seconde (désignée comme « mat ») apparaît mat sous le même grossissement.

Les faces du grenat brillant apparaissent toujours lisses avec des arêtes vives, même pour un grossissement de magnitude habituel en microscopie électronique. Les angles de nombreuses arêtes sont picotées et certains apparaissent avoir été ébréchés, mais sinon les figures sont apparus parfaitement intactes.

Le grenat mat, au contraire, présente un nombre important d'aspérités arrondies, quel que soit le grossissement, caractéristiques d'un mécanisme de dissolution. Les morphologies de certaines de ces aspérités se rapprochaient fortement de la forme de « cristaux négatifs » ou d'empreintes négatives de cristaux.

Les grenats dodécaédriques de Little Three sont rares ; la plupart des cristaux de grenat sont de forme irrégulière, avec des faces {110} en escalier, vives et brillantes, très similaires à celles des grenats de la mine Navegador. Les deux échantillons, présentés en photographie, possèdent néanmoins des empreintes de grenat avec des formes pénétrantes en dodécaèdre très nettes, et qui contiennent des reliques de spessartine.

8.2.3. Piquration

Ce qui est problématique au sujet de l'origine des faces {110} par dissolution devient évident au regard des images électroniques du grenat "mat". Cet échantillon présente effectivement des faciès très semblables à ceux obtenus dans des expériences de dissolution, contrairement au grenat « brillant ». Dans les expériences de dissolution, celle-ci produit de la piquration arrondie, comme présentée sur ces images, lorsque le minéral et le liquide sont loin de l'équilibre et la réaction rapide.

Après un temps suffisant et des conditions satisfaisantes, les surfaces irrégulières du cristal ont toujours tendance à recatriser par 'effet de col', les inclusions adoptent progressivement les formes polyédriques régulières de la phase hôte (par ex., Roedder, 1984).

L'analogie au cas de grenat reste toutefois imparfaite puisque le processus implique la précipitation le long des surfaces et cela devrait produire un grenat de différente composition. London en déduit cependant, que les faces {110} sont devenues brillantes et lisses par la dissolution, lorsque le processus a ralenti et que les constituants de la poche se sont approchés d'un état permanent, proche de l'équilibre, avec les liquides provenant de la roche hôte.

Un tel scénario postdaterait la cristallisation finale dans les poches (ou au moins celle du grenat), ce qui est en accord avec le fait que les empreintes des grenats de la mine de Little Three sont exemptes de dépôts minéraux ultérieurs.

8.2.4. Clôture de la discussion

David London a par la suite observé un échantillon de spessartine sur quartz, provenant de Lucio Alvarez (*Lucio Alvarez Minerals*). Les masses de cristaux de grenats bien qu'isolés, possèdent tous les mêmes orientations cristallographiques, comme on peut le discerner par réflexion des faces parallèles.

Enfin, les échantillons présentés par "Baiano" C.M. Coeho (*Cristalina Ltda*), consistant en une albite massive blanche avec des masses éparses de spessartine au faciès en escalier et des cristaux anguleux de quartz dans les cavités. Où la corrosion de l'albite a été négligeable, les cavités ont conservé les formes des dodécaèdres des grenats originaux ainsi que quelques fragments de spessartine, tous avec les mêmes orientations cristallographiques et des cristaux anguleux de quartz.

8.3 Conclusion

Il est donc définitivement acquis que les spessartines au faciès en escalier des pegmatites sont le résultat d'une part de la cristallisation tardive de ces grenats puis, d'autre part de la redissolution de ces grenats.

Lorsqu'un équilibre chimique s'établit dans les poches et plus particulièrement lorsque ce sont des cavités miarolitiques entre la solution présente dans la poche et les fluides provenant de la roche hôte, les cristaux corrodés de spessartine peuvent cicatiser pour former des cristaux aux faces brillantes.



Figure 23 : pegmatites : Spessartines corrodées : spessartine et quartz, Navegador, Minas Gerais, Brésil,

a) collection Lucio Alvarez, spessartine sur albite

b) coll. perso

Les différents « cristaux », bien que séparés, ont néanmoins les mêmes orientations cristallographiques : ce sont les fragments d'un seul et même cristal originel.

9. GRENATS DE PERPIGNAN – CALADROI

Dans le « Monde et Minéraux » n°49, sept –oct. 82, j'ai pu repérer un article de Pierre Zeisser (ref. 39) qui présentait un site de grenats dans les Pyrénées orientales. Ce site localisé à Caladroi diffère des autres sites pyrénéens car il est en dehors des zones habituelles du métamorphisme induit de la genèse des Pyrénées et car ce site fournit des grenats de pegmatites.

Localisé à une vingtaine de kilomètres à l'ouest de Perpignan, il faut tout d'abord se rendre à Millas par la N116 avant de bifurquer sur la droite sur la D612 jusqu'au col de la Bataille. Puis, tourner à gauche sur la D38 en direction de Caladroi, Belesta. Caladroi est un petit village de quelques maisons avec en son centre un joli château. Une seule rue passe entre les maisons où il est difficile de rencontrer quelqu'un un dimanche matin.

Situé au milieu des vignes, il est clair que la vigne est l'activité principale du bourg et plus particulièrement du château. Le site est localisé derrière le château et fait partie intégrante du domaine mais inutile d'aller demander l'autorisation, elle vous sera refusée par un homme quasiment odieux. Je me suis demandé aussi quelle pouvait être la qualité d'un vin dont la vigne pousse sur une roche pegmatite donc acide et avec une orientation NE. : libre à vous d'y goûter, moi je n'ai pas souhaité sympathiser avec le maître des lieux.



Figure 24 : Caladroi : Château et site des pegmatites

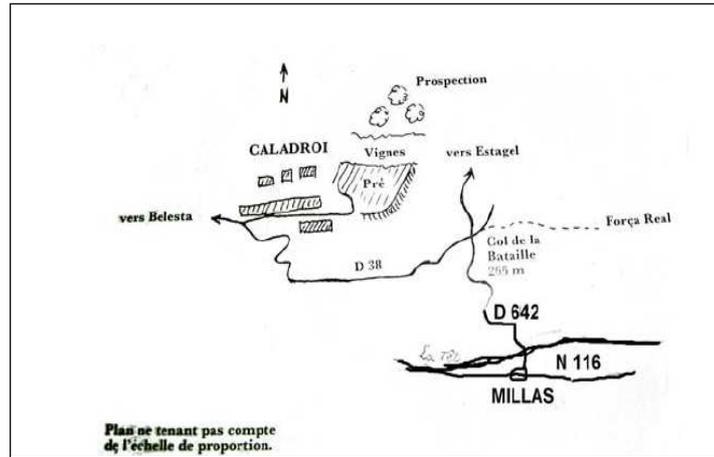


Figure 25 : Caladroi (66) : sites des grenat almandin et tourmaline noire

Les grenats se trouvent dans les blocs disséminés entre les chênes derrière la vigne



Figure 26 : Caladroi : grenats et tourmalines in situ dans le granit : grenats de type I
(la roche est bien cristallisée et on distingue nettement les différents minéraux du granit)
Grenat brun terne mais parfait tétragonotrioctaèdre {211} taille 10 mm



Figure 27 : Caladroi : Grenat de type II rouge plus brillant mais moins bien cristallisé 7 mm et 1 mm
(Ni les grenats ni le granit n'ont bien cristallisé et on distingue une forte anatexie)

L'accès aux blocs de granites disséminés derrière la vigne est impossible à cause d'une végétation de buissons épineux méditerranéens qui repoussent toutes les tentatives de progression, d'autant plus qu'il faut se montrer discrets sans autorisation. Des blocs épars au cœur de la vigne permettent néanmoins de récolter de beaux échantillons.

La roche mère est constituée d'un granite à muscovite et à feldspath (cf. tableau ci-dessous).

Toutefois, on distinguera sur place que le granite est en grande partie anatexique. Le granite est alors essentiellement constitué de grains fins de feldspath, de quartz et de muscovite qui englobe les grenats. Ces derniers sont alors d'un rose profond très joli mais ils ne sont pas cristallisés et se présentent sous la forme de petites sphères millimétriques.

Dans le granite bien cristallisé, on observe une myriade de petits cristaux de schorl atteignant rarement 4 mm (30 mm repérés). Les grenats sont alors bruns mats mais leur cristallisation est parfaite sous la forme de tétragonotrioctaèdre {211} et ils atteignent le centimètre.

ASSOCIATIONS MINÉRALES DES PROCESSUS PEGMATIQUES

Pegmatites		Minéraux	
		Principaux	Secondaires
Granite	A muscovite et à feldspath	Oligoclase, albite, microcline, quartz, muscovite, biotite, apatite, schorl	Grenat , allanite, béryl, monazite, xénotime, zircon

10. GRENATS DE St JACUT DE LA MER (22)



Figure 28 : St Jacut : Petite Roche localisation du granite à grenat



Figure 29 : St Jacut : carte des îles et informations sur les pêches locales



Figure 30 : St Jacut : grenats almandins de pegmatites



Figure 31 : St Jacut (22) : grenats almandins dans matrice et désolidarisés

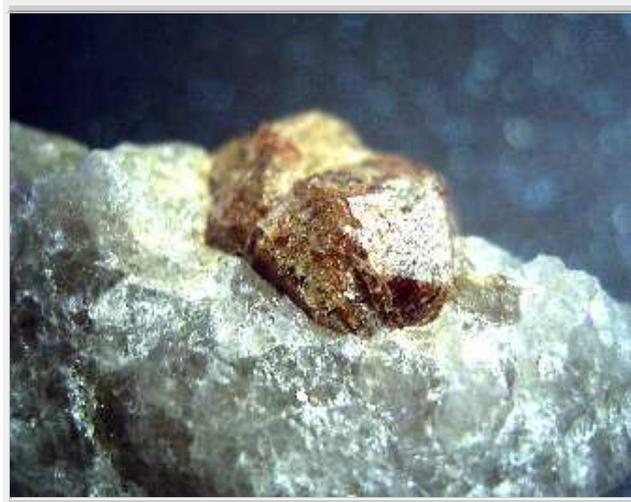


Figure 32 : Beauchaud (63) : cristaux de grenat de 1 cm dans quartz

11. CONCLUSION

L'intérêt économique des pegmatites pour les gemmes ou les éléments des terres rares qu'elles renferment a permis de mieux appréhender la formation des pegmatites en finançant des recherches poussées sur ce domaine.

Il apparaît néanmoins que les pegmatites diffèrent fortement les unes des autres et qu'aucun modèle ne peut aujourd'hui être considéré comme une généralisation de la genèse des pegmatites et de la cristallisation des grenats en leur sein.

De même, la cristallisation des grenats, essentiellement des spessartines, intervient rapidement par phase séquentielles probablement due à une double condition de sursaturation en Fe et Mn et de surfusion due au refroidissement rapide des pegmatites.

Mais quant est-il de la relation entre muscovite et grenat ? En métamorphisme, il est commun de trouver des grenats rhodolites d'origine métamorphique insérés dans des phengites (de formule comprise dans l'intervalle $KAl_2 [(OH)_2|AlSi_3O_{10}] - K(Mg, Fe)(Fe, Al) [(OH)_2|Si_4O_{10}]$). Les micaschistes à deux micas perdent peu à peu leur biotite au profit de muscovite et d'almandin lorsque la température dépasse 500°C. Dans les pegmatites, il se pourrait que certaines conditions de pression-température ne permettent pas la formation de l'association grenat spessartine ou almandin – muscovite. Est-ce avéré et pourquoi ?

Malheureusement les grenats des pegmatites ne sont pas suffisamment rémunérateurs et nous ne connaissons peut être pas avant longtemps la réponse à ces questions...

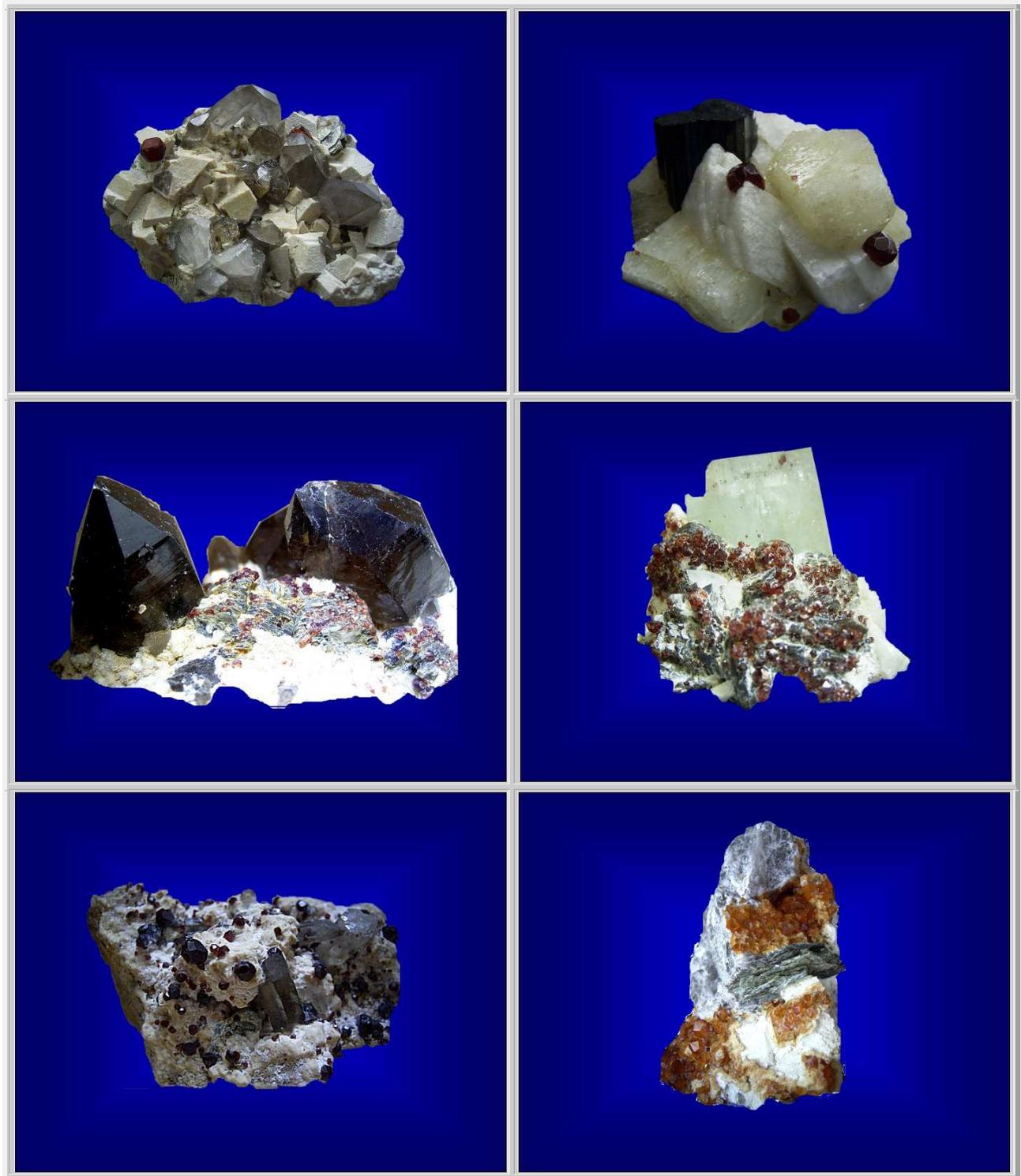


Figure 33 : Pegmatites : grenats

- a) Grenat sur quartz et orthose, Tongbai, Fujian, Chine
- b) Grenat et tourmaline sur albite, Pakistan
- c) Grenat, quartz et muscovite sur aprite, GuangDong, Chine
- d) Grenat et aigue-marine sur aprite, Pakistan
- e) Grenat et quartz sur aprite, Fujian, Chine
- f) Grenat et muscovite, Californie



Figure 34 : Divers grenats de pegmatites

Carrière du Mas Barbu, Bessines (87) (cristaux de 6 mm)
Photo et collection LEMORION

carrière de la Villate-Haute, Chanteloube (de 2 à 3 mm)
rohantic pres elliant (29)
Photo et collection Ifrangin

La Montagne Noire secteur Massif du Carroux.
Photo et collection Robert R

Travaux routiers de l'autoroute A20 à Bessines (cristaux de 5 mm)
Photo et collection LEMORION

Le Grugeron 63
Photo et collection Ifrangin

Grenats, wolframs et apatites
Vilatte Haute trouvés en 2007 p
Photo et collection Françoisa Alluau



Figure 35 : Divers grenats de pegmatites

Lamastre (7) (almandin, cristaux centimétriques)
Photo et collection Alain69

Autun (cristaux de 6 mm)
Photo et collection geolmania2

Soulcem Auzat (cristaux de 8 mm)
Photo et collection Jerome09

Carrière de la Villate-Haute, Chanteloube (de 2 à 3mm)
Photo et collection LEMORION

tunnel de Fix en haute Loire
Photo et collection Alain69

REFERENCES

- (1) [KAREN L. WEBBER](#), [WILLIAM B. SIMMONS](#), Pegmatite genesis : state of the art, *Europ. J. Mineralogy*, August 2008, v. 20,n°4, pp421-38
- (2) [KAREN L. WEBBER](#), [WILLIAM B. SIMMONS](#), [ALEXANDER U. FALSTER](#) and EUGENE E. FOORD, Cooling Rates and Crystallization Dynamics Of Shallow Level Pegmatite-Aplite Dikes, San Diego County, California, *American Mineralogist*, Vol.84, pp. 708-717, 1999.
<http://pegmatology.uno.edu/pub/aplite/aplite4.html>
- (3) Skip SIMMONS, Pegmatite genesis : recent advances and areas for future research, granitic pegmatites : the state of the art -international symposium 06th-12th may 2007, Porto, Portugal
- (4) Skip SIMMONS, A look at pegmatite classifications
- (5) J.F. MOYEN, Différents types de granites : un exemple : la cape granite suite, western cape,...), <http://jfmojen.free.fr/spip.php?article182>
- (6) Anthony Hall, The origin of accessory garnet in the Donegal granite
- (7) LES PEGMATITES A PIERRES FINES ET LEUR GEOLOGIE cahier n°3
- (8) N.M. USPENSKY, On the genesis of granitic pegmatites
- (9) David LONDON, granitic pegmatites : an assessment of current concepts and directions for the future, *lithos* 80 (2005), pp281-303
- (10) Photos géoforum : thème grenats et pegmatites pour les photos spécifiées