

Les Grenats de Nouvelle Calédonie

Alain ABREAL

Nouvelle Calédonie rime avec nickel et garniérite chez bon nombre de personnes. C'est pourtant bien vite limiter la géologie d'une île de plus de 400 km de long pour une superficie de 18 575 km². Et dans ce recueil sur les grenats, la Nouvelle Calédonie peut tenir une place tout à fait acceptable avec des formations métamorphiques (jusqu'au faciès des éclogites) et de skarns qui ont permis la formation de grenats de qualité.

1. **GEOLOGIE**

1.1 **Présentation générale**

Issu du site http://www.dimenc.gouv.nc/portal/page/portal/dimenc/geologie/histoire_geologique_nouvelle-caledonie

Si l'on fait exception des Chestfield, atolls en partie édifiés sur des volcans intra-océaniques et de Matthew et Hunter, volcans situés sur l'extrémité sud de l'arc insulaire du Vanuatu, le territoire de la Nouvelle-Calédonie émerge dans cet ensemble sur les deux rides parallèles de Norfolk et des Loyauté, séparées par une centaine de kilomètres.

L'archipel néo-calédonien s'insère dans une zone complexe composée de bassins océaniques ou à croûte continentale amincie, de lanières continentales en grande partie immergées et de chaînes ou d'arcs volcaniques qui s'organisent entre le domaine continental australien à l'Ouest et le vaste domaine océanique du Pacifique à l'Est (Kroenke, 1984; Schellart, 2006). Les bassins se sont ouverts dès le Crétacé inférieur à l'aplomb d'une vaste zone de subduction à pendage ouest, aujourd'hui disparue, qui s'est propagée vers l'Est et le NE, entraînant la fragmentation de la marge Est gondwaniennne.

La ride de Norfolk qui porte la Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie et se raccorde vers le Sud à la masse continentale de Nouvelle-Zélande, est une lanière continentale, immergée pour l'essentiel.

La ride des Loyauté est majoritairement considérée dans la littérature comme un arc insulaire volcanique éocène, en cohérence avec la géologie de la Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie.

Le bassin nord-Loyauté et le bassin sud-Fidjien sont de nature océanique, arrière arc, ouverts selon les auteurs entre l'Eocène et le Miocène (Herzer et al., 2009; Maillet et al., 1983; Sdrolias et al. 2003, Mortimer et al. 2007).

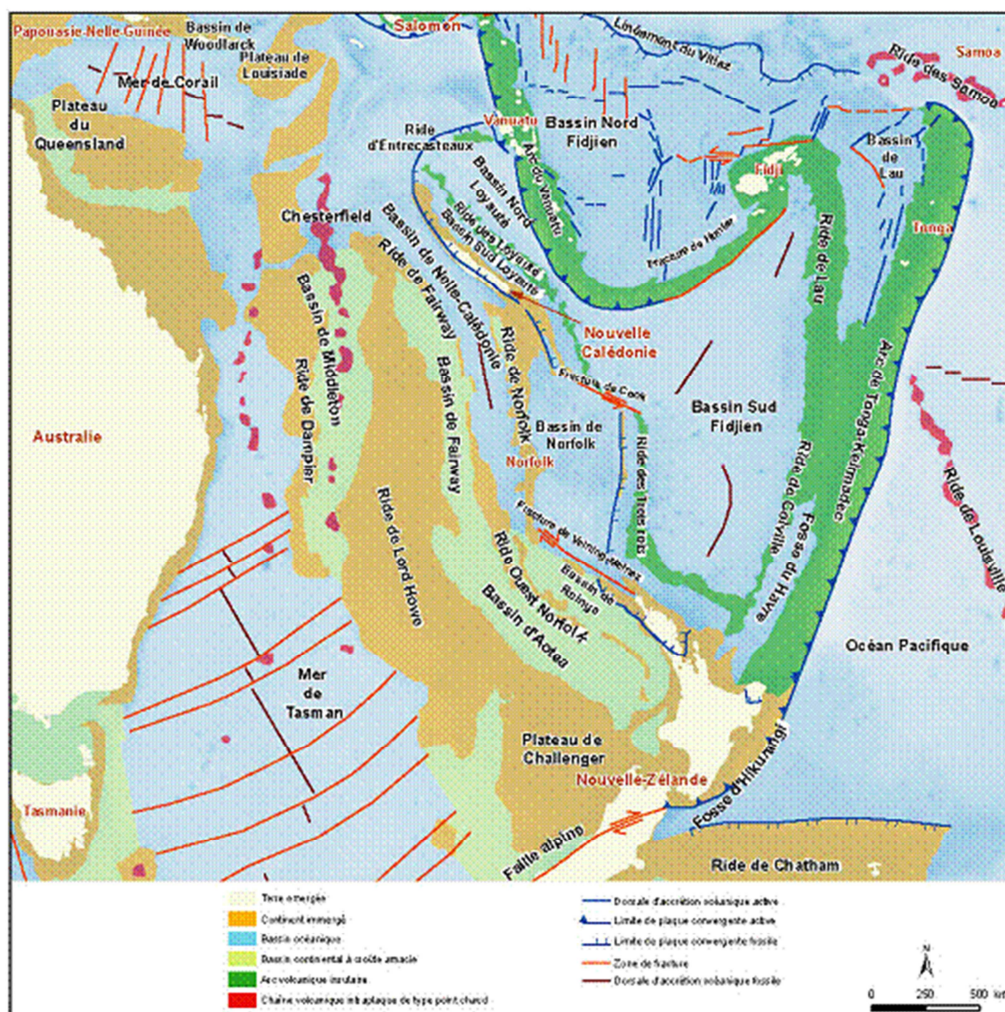


Figure 1 : NC : Carte structurale du Sud-Ouest Pacifique.

1.2 Grande terre – Ride de Norfolk

La Grande-Terre qui émerge sur la terminaison nord de la ride de Norfolk est composée :

- de noyaux composites assemblés pendant une période de convergence allant du Carbonifère supérieur au Crétacé inférieur (cycle ante-sénonien, 300 - 100 Ma).
- d'unités mises en place à partir du Sénonien et avant le Miocène (cycle néo-calédonien, 100 - 24 Ma) dans lesquelles il faut distinguer :
 - o une couverture sédimentaire d'âge Crétacé supérieur - Paléocène déposée en contexte extensif de rift, puis à partir de l'Eocène déposée en contexte de convergence,
 - o des unités ophiolitiques obductées à la fin de l'Eocène supérieur dont:
 - L'unité de Poya
 - La nappe des péridotites
- des formations marines et continentales du cycle post-obduction miocène à actuel.

1.2.1. Les unités du cycle néocalédonien

Ces unités discordantes ou chevauchantes sur les noyaux précédents se sont mises en place lors d'un cycle d'âge crétacé supérieur à oligocène (100 - 24 Ma). Du Crétacé au Paléocène, à l'arrière d'une subduction à plongement ouest se propageant vers l'intérieur du Pacifique et contemporaine d'un arc volcanique inconnu situé vers le NE, s'ouvrent plusieurs bassins marginaux sur la bordure est-gondwanienne, dont (depuis le domaine continental australien jusqu'au domaine océanique pacifique) la mer de Tasman, le bassin ouest calédonien et le bassin sud loyauté. Cette période de rifting et d'expansion généralisée, est perturbée dès le Paléocène, au niveau de la future Nouvelle-Calédonie, par l'apparition d'une zone de convergence avec une subduction à plongement est où va se résorber progressivement le bassin sud loyauté puis s'engager la ride de Norfolk.

La couverture sédimentaire d'âge Crétacé supérieur - Paléogène de la Grande-Terre reflète successivement ces deux régimes, d'abords d'expansion avec des dépôts syn à post rift, puis de convergence avec l'accumulation de flysch.

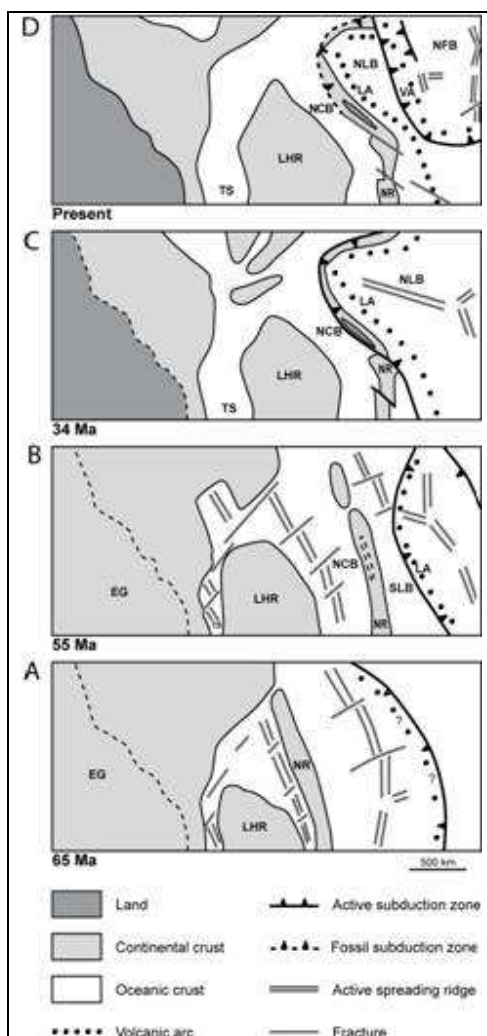


Figure 2 : NC : Evolution géodynamique de la région Nouvelle-Calédonie depuis le Crétacé supérieur jusqu'au présent
 d'après Schellart et al. (2006), Crawford et al. (2003), Cluzel et al. (2006).
 EG : Marge est-gondwanienne ; TS : Mer de Tasman ; LHR : Ride de Lord Howe ; NCB : Bassin de Nouvelle-Calédonie ; NR : Ride de Norfolk ; SLB : Bassin sud Loyauté ; LA : Arc des Loyauté ; NLB : Bassin nord Loyauté ; VA : Arc du Vanuatu ; NFB : Bassin nord fidjien.

L'unité métamorphique de haute pression - basse température

du Nord calédonien, l'une des plus grandes, des plus continues et des mieux conservée au monde, s'est formée pendant le Paléogène, lors de la subduction de la plaque qui comprend la ride de Norfolk et le bassin sud Loyauté. Le protolithe métamorphique comprend :

- l'unité du Diahot - Panié (Cluzel et al., 1995), équivalente latérale pro parte de la couverture sédimentaire Crétacé supérieur - Paléogène datée et non métamorphique auxquelles elle passe transitionnellement vers le SW. Elle est représentée essentiellement par des micaschistes et gneiss à lawsonite - glaucophane (faciès "schiste bleu"). Dans la région de Poindimié, une bonne partie des formations anté-sénoniennes sont également affectées par ce métamorphisme.
- l'unité de Pouébo, mélange chaotique de blocs de roches basiques à matrice méta-sédimentaire ou serpentiniteuse (Maurizot et al., 1989), transformé en éclogites et glaucophanites et rétrotransformé dans le faciès "schiste bleu" puis "schiste vert". Cette unité est l'équivalent métamorphique de l'unité de Poya avec laquelle elle partage la composition géochimique (Cluzel et al., 2002) et âge (85 Ma, U/Pb sur zircons, Spandler et al., 2005).

2. GRENATS DU METAMORPHISME DE SUBDUCTION – NORD DE LA GRANDE TERRE

2.1 Situation géographique



Figure 3 : NC : Crique et plage d'Amos

Il y a 55 millions d'année environ, le Bassin de Nouvelle Calédonie s'est mis à subduire dans la direction SO-NE. Les roches des régions nord-est de la future Grande Terre se sont enfoncées sous le Pacifique jusqu'à une profondeur de l'ordre de 70 km, subissant ainsi les contraintes d'un métamorphisme HP-HT. Ces conditions extrêmes ont permis aux roches originelles de se transformer pour donner des minéraux de toute beauté, dont des grenats.

En se promenant (pas besoin de crapahuter) le long de la vallée d'Amos, il est facile de trouver toute sorte de minéraux caractéristiques des conditions PT de formation de ces minéraux.

2.2 Processus de subduction

Les minéraux ont des domaines d'existence, c'est-à-dire qu'ils n'existent que dans des domaines de pression et de température précis. Ainsi l'espace défini par les pressions et températures a été fragmenté en différentes zones en fonction de l'existence ou non de certains minéraux : pyroxènes, amphibole ou grenats. Sur cet espace ont également été ajoutés des types de roches correspondant aux minéraux présents. On a défini ainsi le diagramme des faciès métamorphiques.

Aujourd'hui, unanimement reconnu et utilisé, ce diagramme permet facilement, à partir de la détermination des minéraux présents, macroscopiquement ou en lames minces, d'évaluer les conditions de pression et de température auxquelles la roche s'est formée.

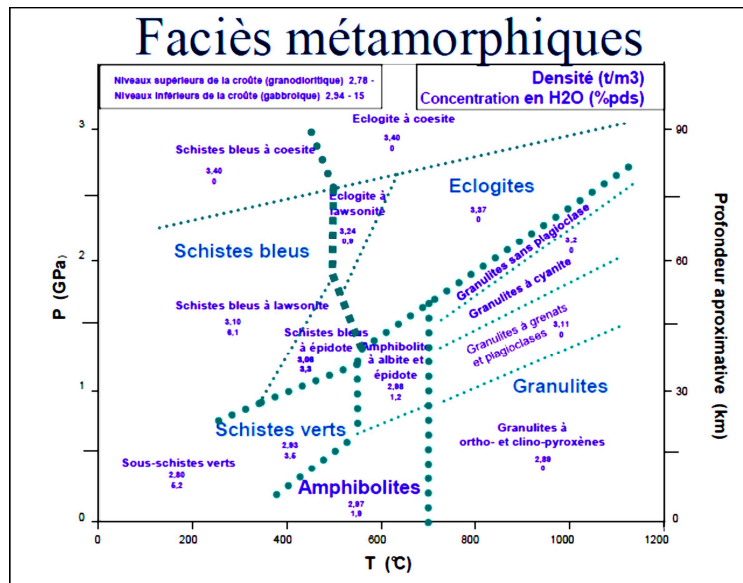


Figure 4 : NC : Diagramme des faciès métamorphiques en fonction de la pression et de la température

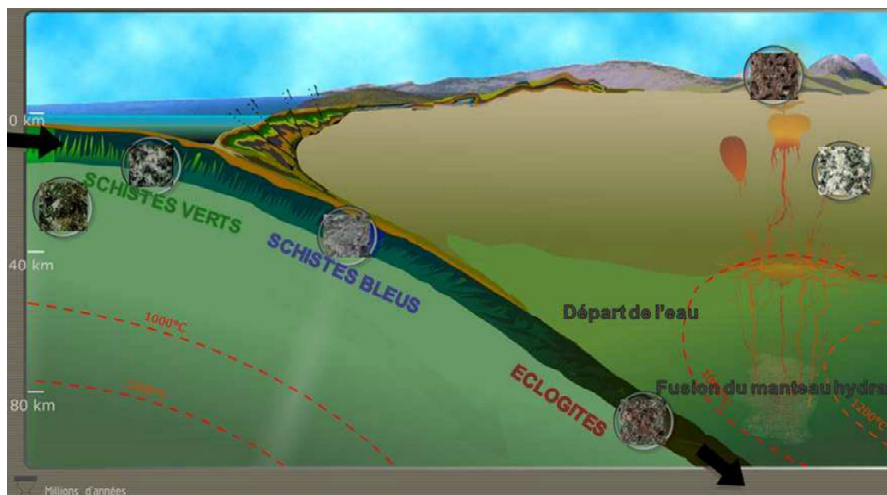
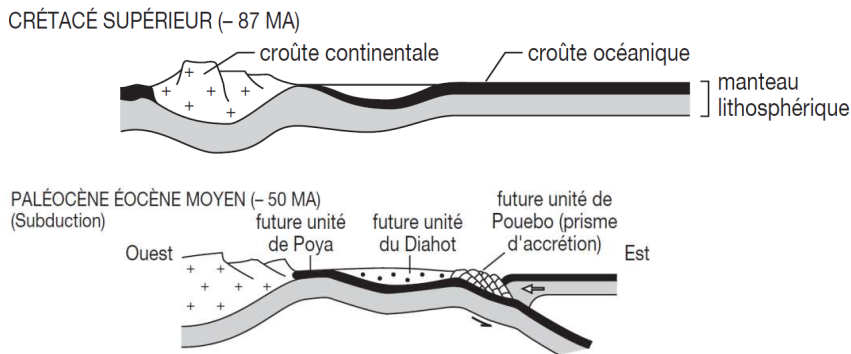
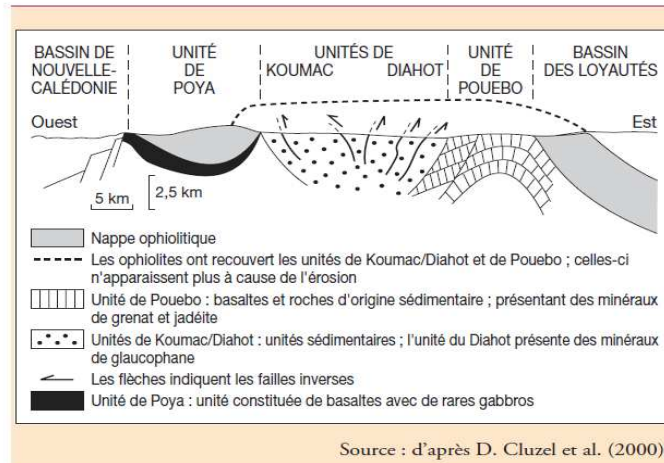


Figure 5 : NC : Evolution des roches au cours de la subduction – Faciès métamorphiques traversés

Au cours du processus de subduction, la roche va s'enfoncer et par conséquent voir sa température, mais surtout sa pression augmenter, c'est le métamorphisme prograde. La roche va ainsi passer successivement du faciès des schistes verts, aux schistes bleus, aux amphibolites puis aux eclogites pour les conditions les plus sévères.



Unité du Diahot : couverture sédimentaire
Unité de Pouébo : blocs de roches basiques dans matrice méta-sédimentaire ou serpentine

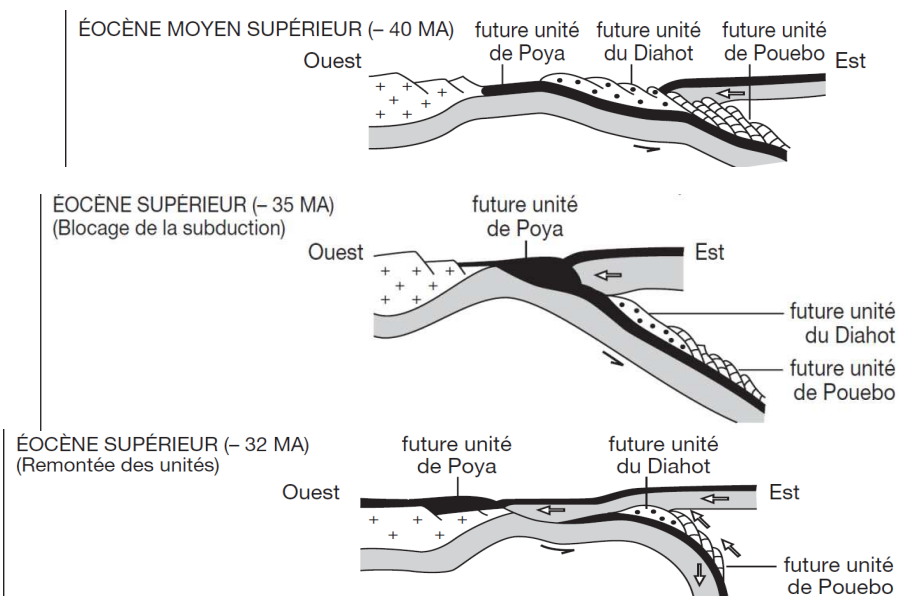


Figure 6 : NC : Processus de subduction des futures unités de DIAHOT et de PUEBO

Comme le montre le diagramme des faciès métamorphiques, au cours de ce parcours d'enfouissement, les mêmes éléments chimiques vont se recombinaison pour donner différents minéraux selon les conditions PT.

Puis, la roche va être exhumée. Elle va remonter en surface par d'autres mouvements tectoniques. La pression et la température vont décroître, il y aura relaxation des contraintes. C'est le métamorphisme rétrograde.

Ainsi, le parcours PT des roches subductées a toujours la même forme en γ , simplement les pentes diffèrent d'un site à l'autre, en fonction des vitesses de subduction (typiquement 5 cm/an) ou d'exhumation, et surtout des valeurs des maxima (P et T) atteints.

Il est difficile de récolter des échantillons de roches formées au cours du métamorphisme prograde, puisque par définition, les roches ont continué à subir un métamorphisme de plus haut degré et donc à évoluer encore. Les échantillons sont donc essentiellement soit des roches et minéraux qui ont eu le temps de cristalliser sous les conditions maximales de P et T si le temps de séjour a été suffisant, soit des roches et minéraux qui ont cristallisé sous des conditions moins extrêmes, au cours de la relaxation.

2.3 Subduction du NE de la grande terre

2.3.1. Roches mères

La subduction du NE de la Nouvelle Calédonie, est en fait la subduction simultanée de deux types de roches : une nappe ophiolitique, donc constituée principalement de gabbros, et recouverte de sédiments au sud qui aujourd'hui a donné l'unité de DIAHOT, et recouverte de blocs de roches basiques dans matrice méta-sédimentaire ou serpentine au nord, qui a donné aujourd'hui l'unité de POUEBO.

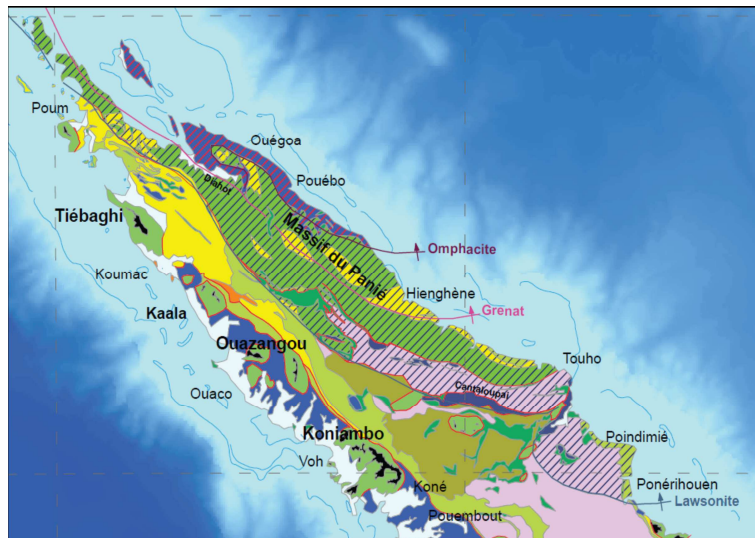


Figure 7 : NC : Carte géologique du nord de la Grande Terre présentant les isogrades positifs (apparition) des principaux minéraux issus du métamorphisme de subduction

2.3.2. Trajet PTt

La carte géologique du nord de la grande terre présente les isogrades positifs des minéraux : lawsonite, grenat, omphacite. Ces isogrades représentent les limites géographiques des zones dans lesquelles il est possible de trouver ces minéraux. Ils correspondent donc métamorphiquement parlant aux limites de domaine PT de formation des minéraux en question. On constate donc que le maximum de métamorphisme a été subi par les roches de la région de POUEBO (présence d'omphacite)

Les roches subductées présentent une évolution SO-NE d'accroissement du degré de métamorphisme. Le parcours des roches dans le diagramme PTt tel que présenté ici, dévoile que les roches ont successivement subi les conditions de Pression-Température des faciès des éclogites.

Les roches de la future unité de PUEBO ont été enfouies plus profondément jusqu'à atteindre une profondeur de 70 km, c'est-à-dire des conditions de pression de 2,4 GPa pour une température de 650°C (Clarke et al., 1997). Il s'agit donc d'un métamorphisme HP-HT, 650°C étant une température rarement atteinte pour des roches subductées puis exhumées jusqu'en surface.

Les roches de la future unité de DIAHOT ont suivi celles de la future unité de PUEBO, elles ont donc été enfouies moins profondément enfoncée, atteignant néanmoins la profondeur respectable de 55 km, soit une pression de 1,7 GPa pour une température de 600°C (Fitzherbert et al., 2005).

L'âge du pic métamorphique est de 44 - 45 Ma soit éocène inférieur à moyen (U/Pb sur zircon néoformé, Spandler et al., 2005).

Le stade rétrograde correspond à l'exhumation de l'unité de Pouébo au sein de l'unité du Diahot dénudée, en contexte distensif (Cluzel, 1995). Cette phase "schiste bleu" puis "schiste vert" est contrôlée par une tectonique distensive et par les fluides. Elle est datée entre 40 et 34 Ma soit éocène moyen à supérieur par de nombreux âges radiométriques (K/Ar, Ar/Ar, Ghent et al., 1994; Rawling, 1998) sur phengite tardive (450 ±50 °C) et par traces de fission sur apatite (80°C, Baldwin et al, 2007).

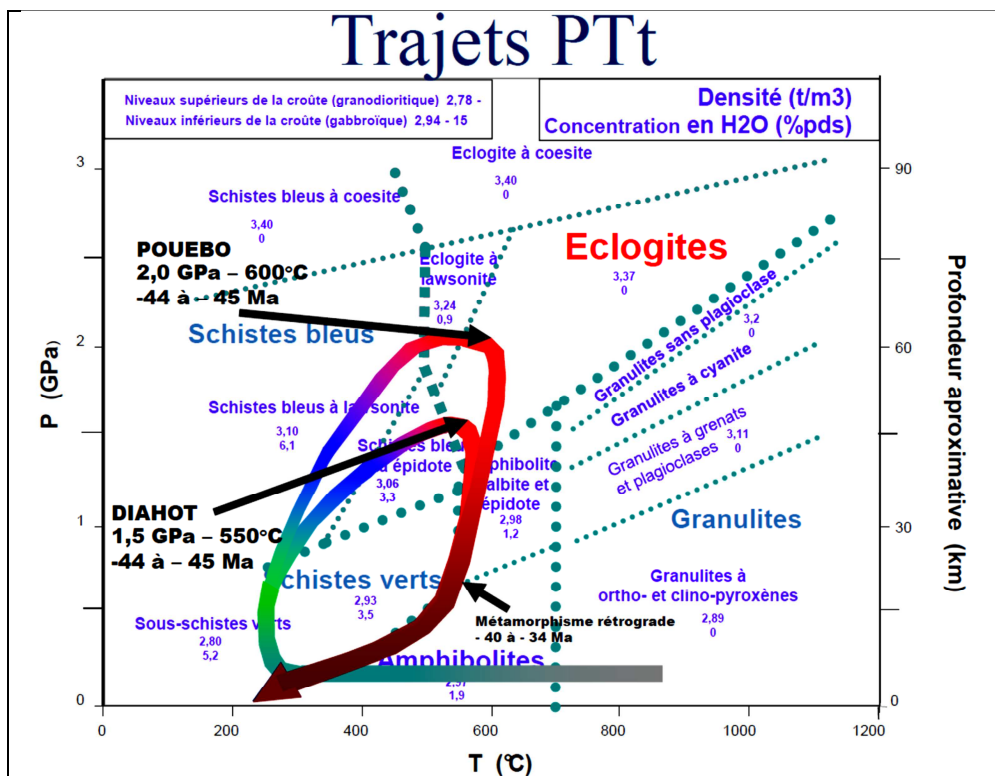


Figure 8 : NC : Trajet des roches au cours du métamorphisme du nord de la Grande Terre dans le diagramme PTt

3. METAMORPHISME PROGRADRE

3.1 Phase 1 : Serpentinisation des roches métabasiques d'origine océanique

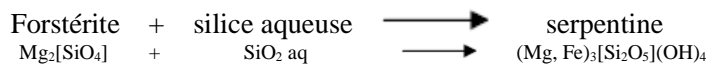
Les roches d'origine océanique sont principalement constituées de lherzolites et/ou d'harzburgites dont le minéral prépondérant est l'olivine $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$, et de gabbros.

En présence d'eau de mer, cette olivine réagit en deçà de $700^\circ C$, selon plusieurs mécanismes appelés, dans leur globalité « serpentinisation ». Le mécanisme le plus commun se décompose ainsi

Réaction 1a:



Réaction 1b:



Cette première phase est donc une hydratation. Elle s'accompagne d'une augmentation importante de volume (+40%).



Figure 9 : NC : magnétite et serpentine, Vallée d'amos

Pour parvenir jusqu'à nous, ces serpentines ont été épargnées lors du processus d'enfouissement et d'éclogitisation. Elles se rencontrent donc dans les roches les moins métamorphisées, les schistes verts, et préférentiellement dans les anfractuosités des schistes, accompagnées de petits octaèdres de magnétites, parfaitement formés.

3.2 Phase 2 : Faciès des schistes verts

Aux prémices de la subduction, la plaque océanique plongeante charrie les sédiments surjacents qui viennent au contact de ceux de la plaque chevauchante, formant ainsi un **prisme d'accrétion**. Les roches en surface sont alors soumises à une augmentation de pression.

Les roches en début de subduction/enfouissement sont soumises également à un accroissement de pression.

Ces pressions restent néanmoins faibles, de l'ordre de quelques dixièmes de GPa, il ne faut pas oublier qu'il s'agit d'un phénomène de subduction et non d'une collision pour laquelle les forces de compression mises en jeu seraient bien plus élevées.

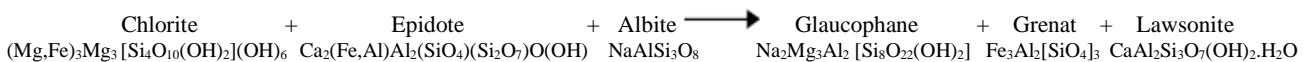
Compte tenu que les températures restent relativement basses (aux alentours de 200°C), les cinétiques réactionnelles sont lentes. Il n'y a donc pas de réactions entre les minéraux, mais seulement apparition d'une schistosité due à l'augmentation de pression.

Les principaux minéraux présents sont :

- Serpentine $(Mg, Fe)_3[Si_2O_5](OH)_4$
- Chlorite $(Mg, Fe)_3Mg_3[Si_4O_{10}(OH)_2](OH)_6$
- Phengite $K(Al, Mg)_2(OH)_2(SiAl)_4O_{10}$
- Albite $NaAlSi_3O_8$

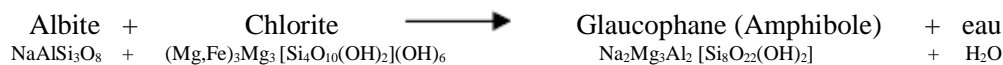
3.3 Phase 3 : Faciès des schistes bleus

La phase d'enfouissement de la subduction intervient : cela se traduit par une augmentation sensible de la pression (au-dessus de 1 GPa) et de la température (environ 400°C). Il se produit alors l'apparition de lawsonite :



Puis, les conditions deviennent telles que les minéraux présents commencent à se déshydrater :

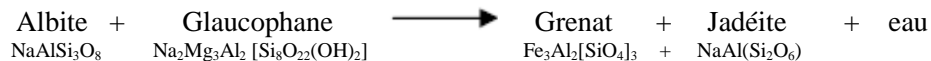
La principale réaction de formation de schiste bleu qui intervient est :



3.4 Phase 4 : paroxysme du métamorphisme de l'unité de Pueblo

Les phases 1 à 3 sont communes aux deux systèmes géologiques de Diahot et de Pueblo. Par la suite, la subduction s'est poursuivie pour les roches de Pueblo pour atteindre une profondeur de plus de 60 km, correspondant à une pression de 2 GPa et une température de 600°C (faciès des éclogites). Dans l'unité de Pueblo, les réactions entre minéraux vont au-delà.

Réaction du passage des conditions du faciès schistes bleus au faciès des éclogites



4. METAMORPHISME RETROGRADE

Au cours de l'éocène, sous l'influence de nouvelles forces tectoniques, le mouvement des plaques s'est inversé et la plaque subductante commencé à remonter puis à s'exhumer. Au cours de cette remontée, les minéraux ont pu cristalliser alors que les contraintes mécaniques régressaient. Ils ont donc par la suite conserver leurs formes. Les cristaux formés au cours du métamorphisme rétrograde sont nettement plus beaux exthétiquement, et comme précisé précédemment, ce sont ces minéraux que l'on peut récolter sur site.

Faciès des éclogites

Le métamorphisme rétrograde des unités de DIAHOT et PUEBO est intervenu dans le domaine des amphibolites, albite et épidote dont les glaucophanes et les clinozoisites bien cristallisés en sont le parfait reflet. Il est néanmoins possible de trouver quelques éclogites. Mais la plupart des omphacites se sont recomposées chimiquement au cours de l'exhumation et ne sont pas intéressantes.

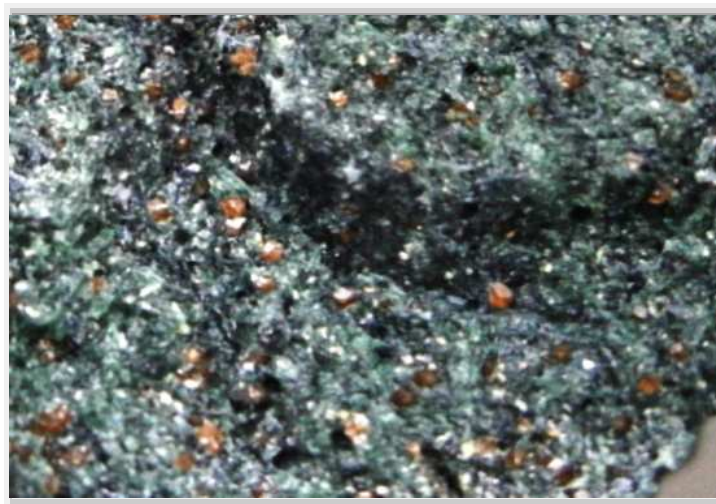


Figure 10 : NC : Eclogite (jade + grenats) - Métamorphisme rétrograde d'éclogite - Localité : col d'Amoss

Faciès des amphibolites



Figure 11 : NC

A gauche : Grenats dans glaucophanite - 12 x 7 cm - Grenats almandins de 3 mm
Métamorphisme rétrograde facies des amphibolites - Localité : col d'Amoss

A droite : Grenats almandins dans glaucophanite - 10 x 8 cm - Métamorphisme rétrograde facies des amphibolites - Localité : col d'Amoss



Figure 12 : NC

Grenats almandins spessartine retromorphosés en surface en chlorite dans éclogite - 10 x 8 cm - Métamorphisme rétrograde facies des amphibolites - Localité : col d'Amoss

Faciès des amphibolites

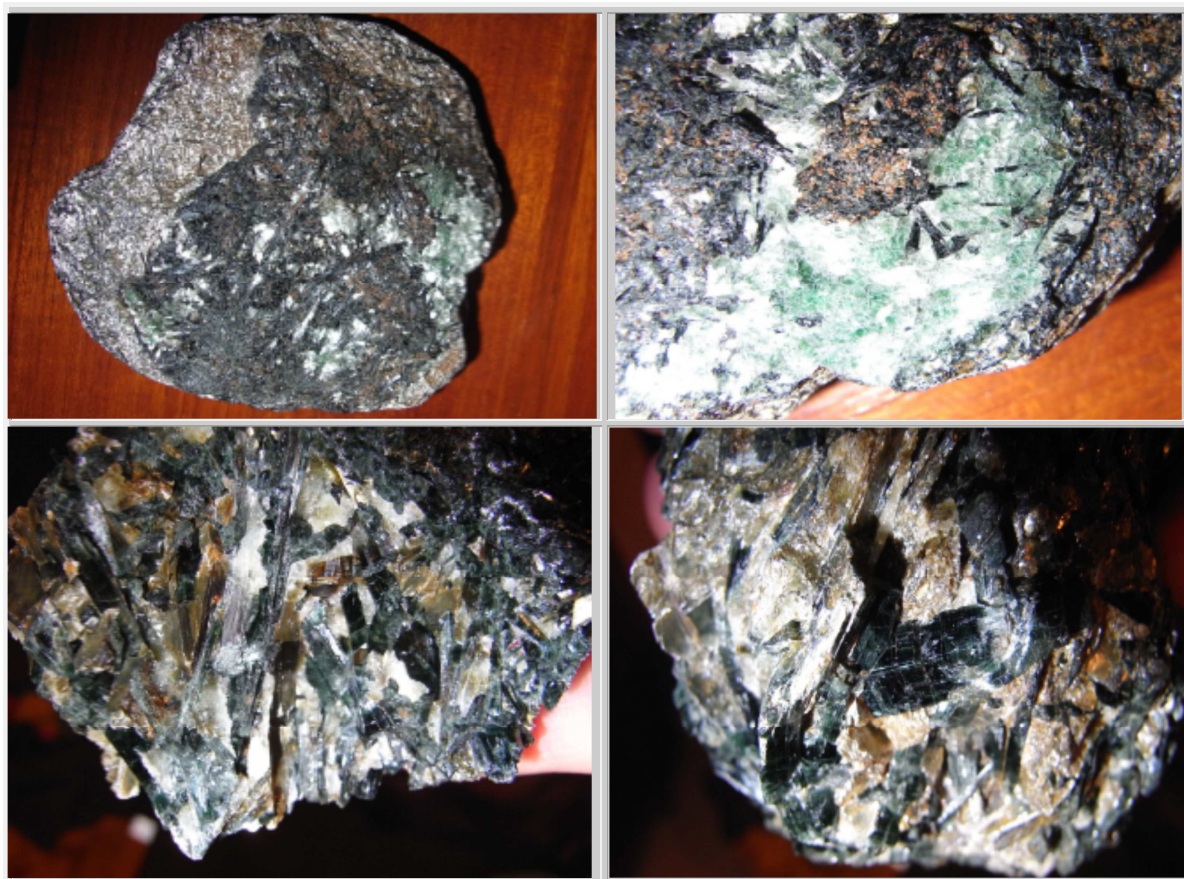


Figure 13 : NC : Fuschite et glaucophane, mica vert et amphibole bleu sombre en aiguilles, 100 mm
clinozoisite, albite (ou lawsonite) et chlorite ?



Figure 14 : NC : glaucophane 80 x 60 mm

Faciès des schistes bleus

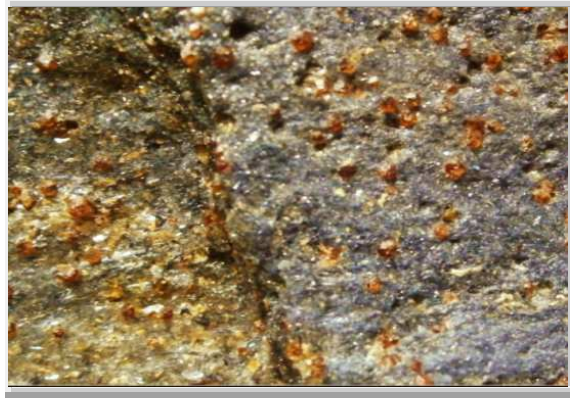


Figure 15 : NC

A gauche : Grenats dans glaucophanite et dans phengite 8 x 7 cm
Métamorphisme rétrograde - Limite faciès des schistes verts – faciès des schistes bleus - Localité : col d'Amoss
A droite : Eclogite (jade + grenats) - Métamorphisme rétrograde d'éclogite - Localité : col d'Amoss

Faciès des schistes verts



Figure 16 : NC : micaschiste à grenats, 80 x 60 mm (recto + verso)



Figure 17 : NC : Phengite, mica blanc, 100 x 80 mm
A noter que sur l'autre face, il y a début de formation de grenats almandins progrades

5. UVAROVITE DE SKARN

5.1 Contexte géologique

D'après les études des années 70 effectuées dans la province sud, mais qu'il reste à confirmer au niveau de la mine d'Anna-Madeleine, le socle est constitué d'harzburgite surmonté d'un ensemble dunito-gabbroïque.

5.2 Présentation générale

L'uvarovite, grenat chromifère $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$ a été signalé à l'île Ouen par Garnier (découvreur de la garniérite) et sur le gisement de Tiébaghi par Lacroix.

Mais nous allons plutôt nous intéresser à la province du sud, où les gisements de chromite, certes de puissances moindres, sont en revanche éparpillés dans les péridotites.

Les péridotites du sud de la grande terre sont des reliquats du plancher océanique mafique à ultramafique constitués d'olivine et d'harzburgite. Sa composition minéralogique est donc principalement constituée d'olivine $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ et d'orthopyroxènes : enstatite MgSiO_3 → hyperstène → ferrosilite FeSiO_3 .

La faible présence de lherzolite constatée indique que la roche mère est déficiente en calcium dont l'apport est provoqué par l'existence de clinopyroxènes : diopside $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ → augites → hedenbergite $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$.

%	SiO_2	Al_2O_3	$\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2
Granite	73,8	13,8	2,3	0,3	0,3	0,7	3,5	5,1	0,2
Basalte	49,20	15,74	10,92	0,20	6,73	9,47	2,91	1,10	1,84
Gabbro	49,00	15,78	10,92	0,18	6,97	9,51	2,87	1,03	1,82
Péridotite	42,26	4,23	11,49	0,41	31,24	5,05	0,49	0,34	0,63

5.3 Mine Anna-Madeleine

La mine d'Anna-Madeleine est une petite mine située face aux chutes de la Madeleine. Elle a été exploitée à ciel ouvert, de 1907 à 1944, années au cours desquelles elle a fourni un peu plus de 20 000 t de minerai de chromite.

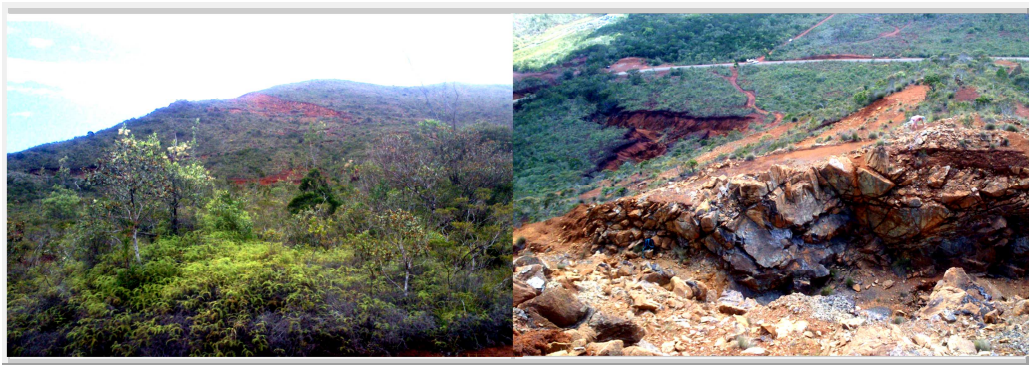


Figure 18 : NC : Mine Anna-Madeleine, vue de la route
 Figure 19 : NC : Exploitation à ciel-ouvert, Mine Anna-Madeleine

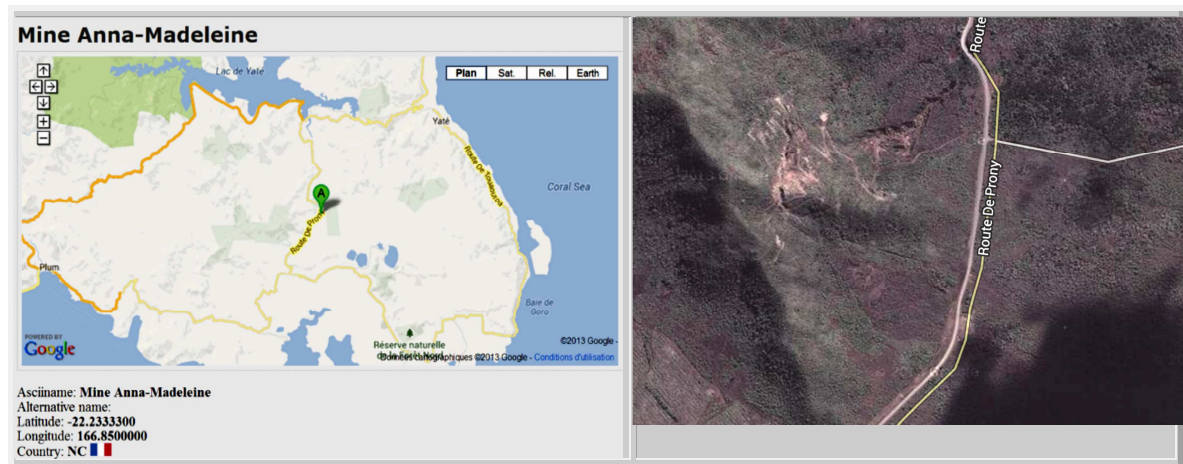


Figure 20 : NC : Localisation et vue du ciel de la mine Anna Madeleine
Le départ vers la mine se trouve juste en face à la piste d'accès aux chutes de la madeleine

5.4 Pétrographie

N'ayant pour ma part trouver que quatre échantillons, il m'est difficile d'établir un profil pétrographique des occurrences des uvarovites dans la mine Anna-Madeleine.

Toutefois, il apparaît que les uvarovites sont toujours au contact immédiat de la chromite. De plus, d'après Cédric Gineste, elles sont soit associées aux serpentines à proximité de veinules de gabbro, soit dans la chromite massive en remplissage de microfractures.

Les cristaux sont sub à « sub-sub » millimétriques.

Certains cristaux comme présentés en photos, sont très bien cristallisés.

Les cristaux d'uvarovite sont d'un vert soutenu indiquant que la solution solide andradite-uvarovite doit dépasser les 30 % en uvarovite.

Comme minéraux associés ont été indiqués chromite, diopside, zoïsite, olivine, dolomite, trémolite, quartz, plagioclase, épidote, calcite.

5.5 Pétrologie

La littérature présente les uvarovites comme résultant :

- Alteration hydrothermale des serpentines contenant de la chromite.
- Dans le calcaire métamorphique et skarns par réaction entre la dolomite et la chromite.

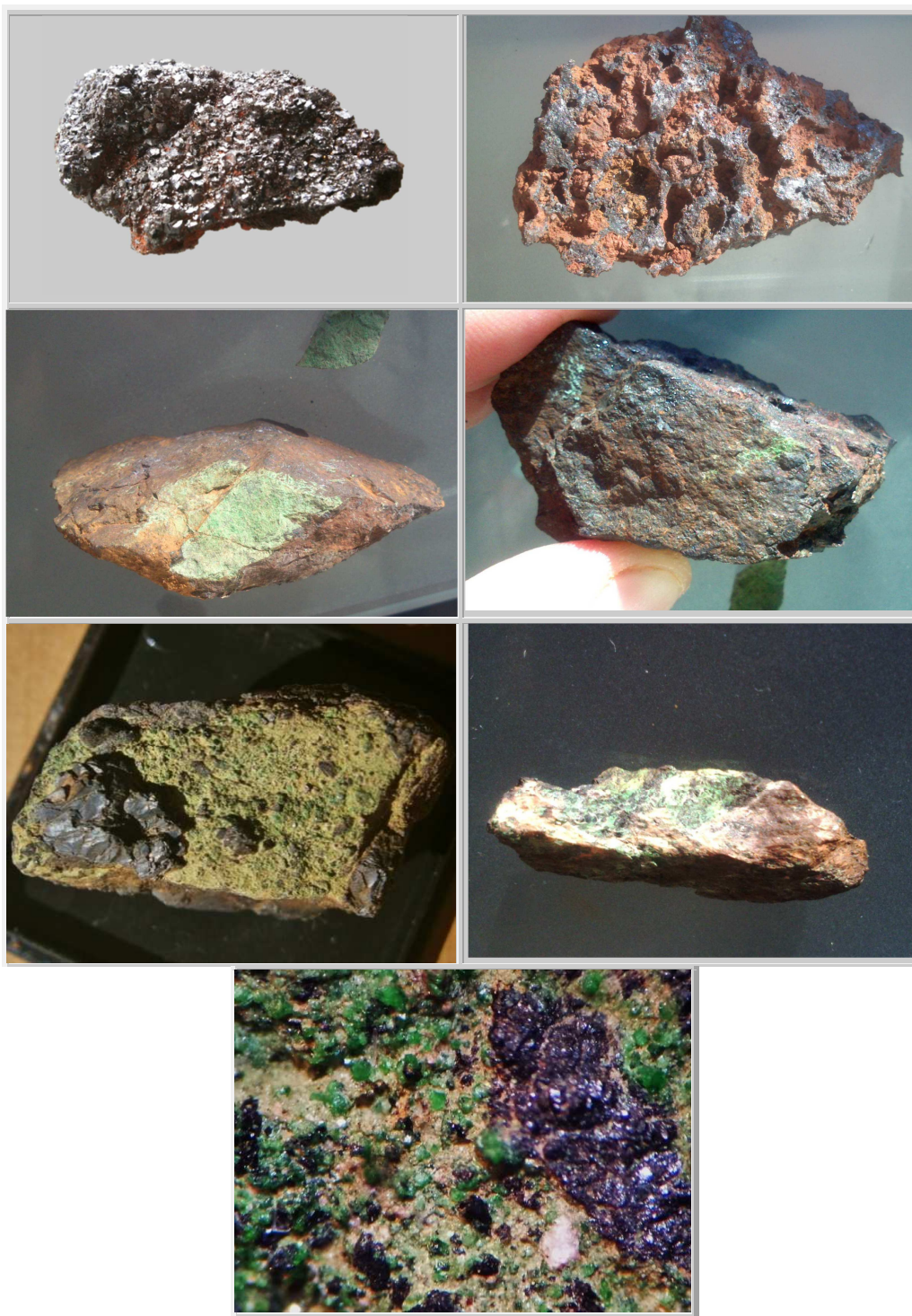


Figure 21 : NC : Uvarovite

Photo 1 : Chromite

Photo 2 : Chromite et actinote

Photo 3 : Uvarovite sur chromite

Photo 4 et 9 : Uvarovite sur chromite

Photo 5 : Chromite, intérieure

Photo 6 : Chromite et actinote

Photo 7 : Uvarovite sur chromite

Photo 8 : Uvarovite sur veine