

2010-2011

DIPLOME UNIVERSITAIRE DE  
GEMMOLOGIE

présenté  
devant l'Université de Nantes  
U.F.R Sciences et Technique

Par  
Boris Chauviré

**La silice issue de l'altération de massifs  
ultramafiques ; étude du cas de la Butte de  
la Roche (Le Loroux Bottereau, 44)**

soutenu publiquement le 17/01/2012

au Département des Sciences de la Terre

devant la commission d'examen composée de :

M. E. FRITSCH  
M. B. RONDEAU  
M. S. KAREMPELAS  
M. F. NOTARI  
M. C. EWELS  
M. Y. MORIZET  
M. B. LASNIER

Professeur  
Maître de Conférences  
Gübelin Gem Lab  
Directeur, GGTL  
Chargé de Recherches  
Maître de Conférences  
*Professeur émérite*

Président  
Vice-Président  
Examineur  
Examineur  
Examineur  
*Invité*

## **Avant-propos**

Le monde minéral a toujours été fascinant et intéressant à mes yeux depuis mon plus jeune âge. Cette passion m'a poussé dans une formation en géologie qui m'apporte une grande satisfaction. La gemmologie est pour moi une branche de la géologie qui correspond au mieux à ma passion de la beauté minérale. La compréhension de la formation de gemmes est l'idéale alliance de la géologie et de la gemmologie.

Ce mémoire a pour but de comprendre la formation de gemme par le processus de silicification de roches ultrabasiques, et ainsi pouvoir relier des caractéristiques de ces gemmes à leur genèse.

## **Remerciements**

Je remercie :

- pour leurs cours et leur aide à la compréhension et la rédaction de ce mémoire, Benjamin Rondeau et Emmanuel Fritsch.

- Bernard Lasnier pour sa connaissance très utile du terrain étudié et des processus qui l'ont façonné.

- Guy Cornen pour son aide précieuse à la récolte des échantillons sur le terrain.

- Anne Gaudin pour son aide à la bibliographie sur les péridotites et leurs sols associés.

- Marc Ulrich et Bernard Pelletier pour leur aide à la compréhension des processus amenant à la formation de silice par altération d'ultrabasites.

- Hervé Loyer pour son expérience et son aide précieuse à la préparation des échantillons.

- tous mes collègues de DUG (et de Master) pour leur aide et leur bonne humeur.

## Sommaire

Introduction .....	1
I- Les silices gemmes d'altération de massifs ultrabasiques .....	2
1) Généralités .....	2
a) Généralités sur la silice .....	2
b) Genèse de la silice par altération de roches ultrabasiques .....	2
2) Les gisements documentés de silice gemme.....	4
a) Gisements de calcédoine et chrysoprase .....	5
b) Gisements d'opale et prasopale.....	11
c) Indices d'opale et de chrysoprase.....	12
II- Etude de cas : La Butte de la Roche (Le Loroux Bottereaux, 44).....	13
1) Contexte géologique .....	13
2) Echantillonnage .....	13
3) Description des échantillons .....	15
4) Méthodes.....	17
a) Méthodes de gemmologie classique et pétrologie.....	17
b) Méthodes de laboratoire .....	18
5) Résultats .....	19
a) Méthodes de gemmologie classique et pétrologie.....	19
b) Méthodes de laboratoire .....	22
6) Discussion .....	28
a) Rôle du fer et fluorescence.....	28
b) Corrélation entre moganite et fluorescence ?.....	28
c) Origine du pic à $73\text{ cm}^{-1}$ ? .....	29
d) Mélange opale-calcédoine ? .....	29
III- Conclusion.....	30
IV- Références.....	31
V-Annexe .....	34
1) Annexe 1 : fiches descriptives des échantillons.....	34
2) Annexe 2 : Photographies des échantillons au UV .....	42

## Introduction

Les roches ultrabasiques sont caractérisées par de très faibles teneurs en silice (< 45%) et des teneurs en magnésium généralement élevées (> 18%). Ce type de roche est assez répandu autour du monde. Ces roches, qui composent l'essentiel du manteau terrestre, se retrouvent à la surface par des processus principalement tectoniques (le magmatisme peut aussi constituer un processus envisageable mais reste relativement rare ; *Bucher et al.*, 1994). L'altération de ces roches ultrabasiques a particulièrement été étudiée car les sols latéritiques issus de ce processus possèdent un intérêt économique certain : minerais de nickel et de chrome. Dans les processus d'altération de ces massifs, la déstabilisation de l'olivine, principal constituant de ces roches (> 40%), en serpentine libère une part non négligeable de silice. La présence de cette silice peut être utilisée comme indicateur de la présence de roches ultrabasiques altérées porteuses de minerais (notamment de nickel ; *Prider*, 1970). Mais que devient cette silice ainsi produite ?

Les phénomènes de libération de silice sont à l'origine de matériaux d'intérêt gemmologique. La chrysoprase (calcédoine verte) et la prasopale (opale verte) de Pologne (*Kievlenko*, 2003) ou de Tanzanie (*Shigley et al.*, 2009), l'opale œil de chat du Brésil (*Gaillou*, 2006) et l'opale verte de Turquie (*Fritsch et al.*, 2011) sont d'excellents exemples de silice gemme issues de l'altération de massifs ultrabasiques utilisées dans la bijouterie. L'objectif de cette étude est de mieux caractériser les silices d'altération (opale, calcédoine, ...) qui sont des produits économiquement et gemmologiquement intéressants.

De nombreuses études ont été effectuées sur la cristallisation de la silice dans des conditions diverses, aussi bien dans des domaines de haute pression et haute température que dans le domaine de surface. Ce présent travail est focalisé sur la silice du domaine de l'altération de surface. Les sols qui se développent sur les massifs ultrabasiques ont souvent été décrits, et de la silice y a été trouvée. Dans ces sols et ces affleurements, il a été observé de nombreux polymorphes de la silice, comme de l'opale (*Boukili et al.*, 1983 ; *Ulrich*, 2010), de la calcédoine (*Ulrich*, 2010), dont du chrysoprase (*Kievlenko*, 2003), et du quartz (*Ulrich*, 2010 ; *Pelletier*, 2003 ; *Camuti et al.*, 1996).

La première partie de ce mémoire, principalement bibliographique, tente de décrire les processus minéralogiques générant la silice ainsi que les principaux gisements de gemmes exploitées issues de ce processus. La seconde partie comporte une étude de cas portant sur un échantillonnage de la silice issue de l'altération d'un massif péridotitique à l'est de Nantes : La Butte de la Roche (commune du Loroux-Bottereaux 44). Grâce à l'étude de *Le Mee* (1999) sur ce massif, le contexte géologique de la Butte de la Roche est bien connu. Cependant, cette silice n'a jamais été bien caractérisée, et c'est au manque de caractérisation que ce travail va tenter de pallier : identification des phases en présence, leurs morphologies, leurs relations génétiques...

## I- Les silices gemmes d'altération de massifs ultrabasiques

### 1) Généralités

#### a) Généralités sur la silice

La silice est le constituant le plus abondant sur Terre. Elle entre dans la composition de 90% des minéraux. Mais elle existe aussi à l'état pur de  $\text{SiO}_2$  comme minéral à part entière. Ce tectosilicate cristallise sous divers polymorphes : le quartz ( $\text{SiO}_2$ , rhomboédrique ou hexagonal selon le domaine de température), la calcédoine (quartz microcristallisé anhydre), la cristobalite et la tridymite (polymorphes de basse pression-haute température, quadratique et monoclinique respectivement), la coésite et la stishovite (polymorphes de haute et très haute pression, monoclinique et quadratique respectivement), l'opale (silice hydratée amorphe) et la moganite (silice hydratée monoclinique). Seul le quartz, la calcédoine, l'opale et la moganite sont des polymorphes de la silice possibles en association avec la serpentine, car ce sont les seuls qui ont un champ de stabilité compatible avec le domaine de surface (Ulrich, 2010). Chacun de ces minéraux possède des propriétés physiques propres (voir figure 1). Il est appelé chrysoprase, la variété verte de calcédoine et prasopale la variété verte d'opale commune.

Nom	Dureté	Densité	Indice de réfraction
Quartz (selon <i>Lulzac</i> , 2001)	7	2,65	1,540 à 1,553
Calcédoine (selon <i>Lulzac</i> , 2001)	7	2,56 à 2,64	1,53 à 1,55
Opale (selon <i>Gaillou</i> , 2006)	5,5 – 6,5	0,67 à 2,3 (généralement 2)	1,37 à 1,47 (généralement 1,44)
Moganite (selon <i>Miehe &amp; Graetsche</i> , 1992)	7	2,52 à 2,58	1,521 à 1,531

**Figure 1.** Données gemmologiques principales des polymorphes de la silice qui nous intéresse.

#### b) Genèse de la silice par altération de roches ultrabasiques

L'olivine, principal minéral qui constitue les roches ultramafiques, subit en surface une altération importante. La présence d'eau dans le milieu provoque la transformation de l'olivine en serpentine. Dans les massifs de péridotite, le pôle d'olivine le plus commun est le pôle forstérite (pôle magnésien de l'olivine). La composante fayalite (pôle ferrifère de l'olivine) libère du fer qui va cristalliser en magnétite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), goéthite ( $\text{FeOOH}$ ) ou hématite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Plusieurs processus d'altération de l'olivine peuvent conduire à la libération de la silice en excès.

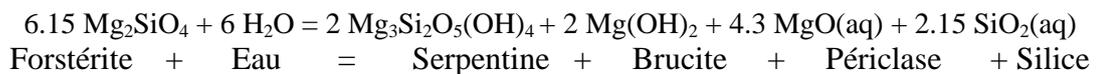
##### i) La serpentinisation

La serpentinisation correspond à l'apparition à des basses températures (< 550°C) de phyllosilicates de formule  $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ . Ce groupe de phyllosilicates contient trois principaux polymorphes, la lizardite (système triclinique), le chrysotile et l'antigorite (tous deux monoclinique). Ces minéraux apparaissent par hydratation des minéraux de la roche

initialement ultrabasique. Cette réaction nécessite un apport d'eau massif dans la roche initiale. L'apparition des polymorphes dépend du stade d'altération. Dans le cas de la serpentinisation d'une roche ultramafique, l'antigorite est le premier polymorphe de la serpentine à apparaître aux dépens des minéraux constitutifs (olivine et pyroxène) à des températures d'environ 500°C. Une fois que l'olivine a totalement disparu, le chrysotile et la lizardite apparaissent en fibres pour des températures inférieures à 100°C (*Le Mee, 1999*). La serpentinisation s'accompagne généralement d'une augmentation de volume de 25% à 45% du massif (*O'Hanley, 1992*). Le processus de serpentinisation peut dans bien des cas conduire au rejet de silice dans le milieu (*Frost et al., 2007*), à condition que l'hydratation se poursuive suffisamment pour séparer la silice des oxydes produits.

ii) Mise en solution par altération primaire

La réaction d'hydratation de l'olivine peut se passer à volume constant, si la roche n'a pas le volume nécessaire pour se dilater. La transformation de la forstérite en serpentine produit alors de la silice selon la réaction isovolumique (*Hostetler et al., 1966*) :



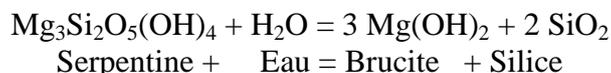
Cette réaction se produit dans un domaine thermo-barométrique compatible avec les conditions de surface.

iii) Mise en solution par altération secondaire

La réaction d'hydratation entrant en jeu dans ce processus est telle que :



Ensuite, la réaction d'hydratation de la serpentine ainsi produite peut conduire à la formation de silice selon la réaction (selon *Frost et al., 2007*) :



Ces réactions par altération secondaire impliquent un changement de volume. La silice se retrouve donc sous forme de colloïde dans le liquide de déstabilisation. Ces réactions se passent en général dans des conditions de température assez élevées (selon *Frost et al., 2007*).

iv) Mise en solution par lessivage

La silice peut être mise en solution aussi par simple lessivage du massif par les eaux météoriques. Il a été montré que la silice passe plus facilement en solution si le pH du fluide est basique (*Williams et al., 1985*). Les péridotites, à cause de leur composition, sont très sensibles à la circulation de fluides météoriques. La silice passe en solution dans les eaux météoriques et va percoler à travers la roche le long des fractures et des joins de grains. Ce fluide, riche en silice peut aussi déstabiliser la serpentine qu'elle traverse en la transformant en talc. Cette silice, intervenant dans la déstabilisation, ne s'exprimera donc pas sous forme de quartz ou autres polymorphes.

### v) Cristallisation

Cette silice se retrouve donc en solution aqueuse, qui va pouvoir circuler dans le massif péridotitique à la faveur de fracture et joints de grain. Cependant, la solubilité de la silice est soumise à de nombreux paramètres, comme le pH ou la température (*Williams et al.*, 1985). Dans les solutions sous-saturées, la silice se présente principalement sous la forme d'acide silicique. Pour pouvoir cristalliser de la silice, il faut une variation des conditions (baisse de pression et/ou de température, acidification du milieu ou augmentation de la salinité ; *Williams et al.*, 1985), qui entraîne une sursaturation de la solution en silice.

Cette sursaturation de la solution implique une polymérisation et une précipitation de la silice colloïdale (*Williams et al.*, 1985). Les observations et les études Raman d'*Ulrich* (2010) sur la semelle serpentinisée du massif de Nouvelle-Calédonie indique que la silice observée a cristallisé à partir d'un gel riche en silice. Les expériences d'*Oelher* (1976) montrent qu'un gel de silice cristallise principalement en calcédoine mais il a aussi été produit de l'opale CT par le même protocole dans une étude antérieure. Selon *Heaney* (1993), la cristallisation de quartz et de calcédoine se passe dans le même domaine thermobarométrique, et la différence tient aux variations de la chimie dans le fluide précurseur. De ce fait, il est donc possible de cristalliser de l'opale, de la calcédoine ainsi que du quartz à partir d'un gel de silice.

Il a été décrit dans la littérature des opales œil de chat, dont la présence d'une raie lumineuse, provoquée par des inclusions aciculaires orientées (la chatoyance), est provoquée par la serpentine (principalement chrysotile) dans le réseau cristallin (*Gaillou*, 2006). Ces opales œil de chat ont un indice de réfraction plus élevée et un spectre Raman qui montre une présence importante de fibres de chrysotile. La chatoyance est possible seulement s'il existe un écart d'indice de réfraction entre le matériau et les inclusions, ce qui, pour le cas du chrysotile (indice de 1,569-1,57) et de l'opale (1,44), est vérifié (*Gaillou*, 2006).

Des mélanges intimes d'opales et de calcédoine sont décrits dans la littérature (*Fritsch et al.*, 2009). Cet échantillon (un camée) présente des bandes de calcédoine et d'opale dont la différenciation est faite grâce leur luminescence au UV (quartz est inerte et l'opale commune présente une luminescence verte aux UV courts et jaune verte au UV longs). Le mélange contient des inclusions rouge à brune sphérique que les auteurs interprètent comme de l'hématite. La fluorescence verte est due à la présence de groupements uranyles dans la structure de l'opale (*Fritsch et al.*, 2001).

### 2) Les gisements documentés de silice gemme

Dans cette partie, des recherches bibliographiques ont permis de faire un inventaire des gisements de silice issu de l'altération d'ultrabasique documentés. Cette partie est divisée selon le type de gemmes que produit le gisement et chacune de ces sous-parties sont subdivisées selon les pays des gisements. Il est important de savoir que la totalité des gisements présentés dans cette partie produisent les deux types de silice étudiée ici, ainsi la division se base sur la production principale de chaque gisement.

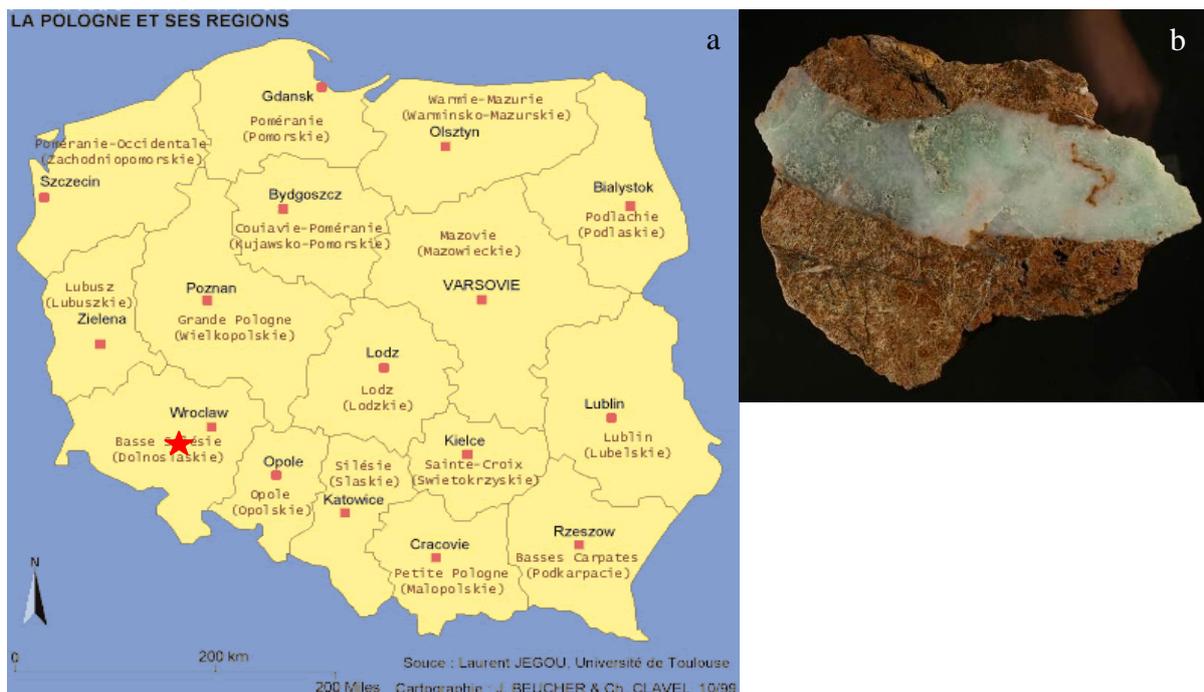
## a) Gisements de calcédoine et chrysoprase

Une très grande majorité des informations sur les différents gisements présentés ci-après sont tirées de *Kievlenko (2003)*.

### i) Pologne

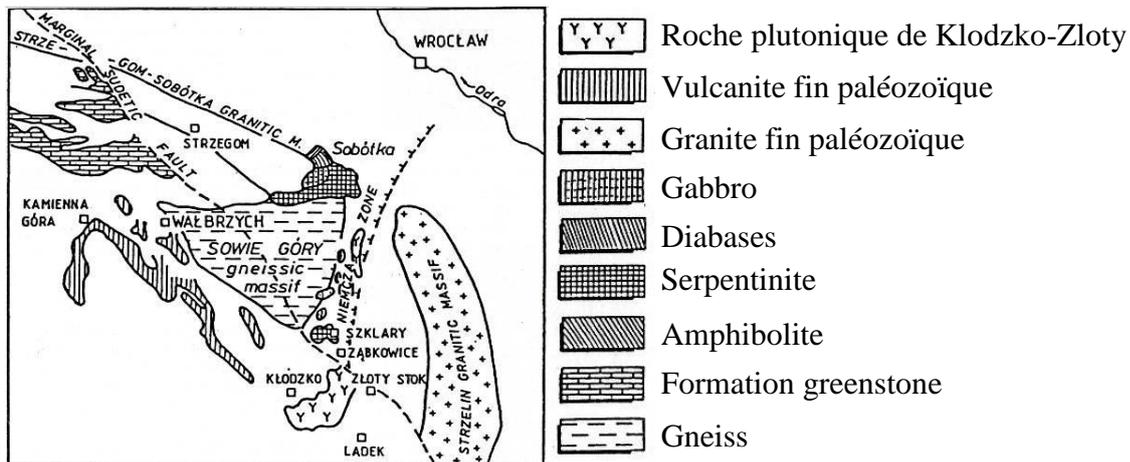
Le principal gisement de chrysoprase polonais connu se situe dans le massif de Szklar, en Basse Silésie, au Sud de la Pologne (voir figure 2). L'unité géologique qui contient ce gisement fait partie du massif précambrien formant les montagnes de Sowie Gory. Ce massif est principalement composé de gneiss, amphibolites et mylonites. Cette région est très déformée et possède de multitudes de failles, atteignant parfois le manteau supérieur. Ces failles contrôlent la distribution des petits massifs péridotitiques. *Heflik et al. (1989)* propose que ces failles profondes ont permis la remontée de roches ultrabasiques jusqu'à la surface. Ce massif de Szklar est composé d'une lentille serpentinitique de 5 km de long et de 1 km de large (voir figure 3). Ce massif est traversé par de nombreuses veines ou dykes de gabbro, kersantite ou de roches plus acides (aplite ...). Les roches ultramafiques sont datées du protérozoïque ou du dévonien supérieur (548 à 390 Ma).

Cette serpentinite est couverte d'une croûte d'altération de 20 à 30 m d'épaisseur située à une profondeur de 60 à 85 m. Cette croûte d'altération serait paléogène ou plus âgée. Elle est caractérisée par un horizon de silice ocre pénétrant profondément dans la serpentinite. Elle présente aussi de la silice rouge-marron ainsi que des roches cavernueuses dont les pores sont remplis d'hydroxyde de fer. Les zones silicifiées sont principalement composées de d'opale blanche laiteuse dans les veines de quartz avec une ségrégation en lentille dans lesquels la chrysoprase est peu abondante (figure 2-b).



**Figure 2 :** En a : Carte de la Pologne avec les régions représentées. Les carrés rouges sont les villes capitales de ces régions. L'étoile rouge représente le gisement de Szklar (source : Université de Toulouse.). En b, échantillon de veine de silice dans roche fortement altérée. (Echantillon : Université de Nantes, Photo : B. Chauviré).

La chrysoprase de Szklar est principalement vert pomme. La chrysoprase verte émeraude, qui est la plus appréciée est translucide et se trouve à 5-6 cm sous la surface. Les échantillons examinés par *Heflik et al.* (1989) sont de la calcédoine micro à finement cristallisé. Les indices de réfraction sont de  $1,530 \pm 0,003$ . Des larges cristaux de quartz et des zones cristallisées sont localement présents. Les pores dans les échantillons sont partiellement (et parfois entièrement) rempli de cristaux de quartz ou de calcédoine fibreuse. Des inclusions d'amphibole (actinolite) et de chlorite sont trouvées dans ces échantillons. Le spectre en IR montre, en plus du signal du quartz, la présence de tridymite, cristobalite, saponite nickélique et de chlorite. *Kievlenko* (2003) indique également la présence de talc, magnétite, chromite et divers argiles. L'origine de la couleur verte est assez débattue mais *Heflik et al.* (1989) considère que ce sont les composants nickélicifères, notamment sous forme de bunsénite (NiO), qui en sont responsable.



**Figure 3 :** Carte des unités géologiques autour du massif de Szklar tiré de *Heflik et al.* (1989).

D'autres gisements sont connus en Pologne. De la chrysoprase a été trouvée dans de la magnésite à Wiry, près de Wrocław. Les veines de magnésite contenant la chrysoprase traverse la serpentinite à 50 m sous la surface. Ici, la chrysoprase est associée à la magnésite, pimélite (variété de smectite nickélique de couleur verte) et de la saponite magnésienne.

## ii) Kazakhstan

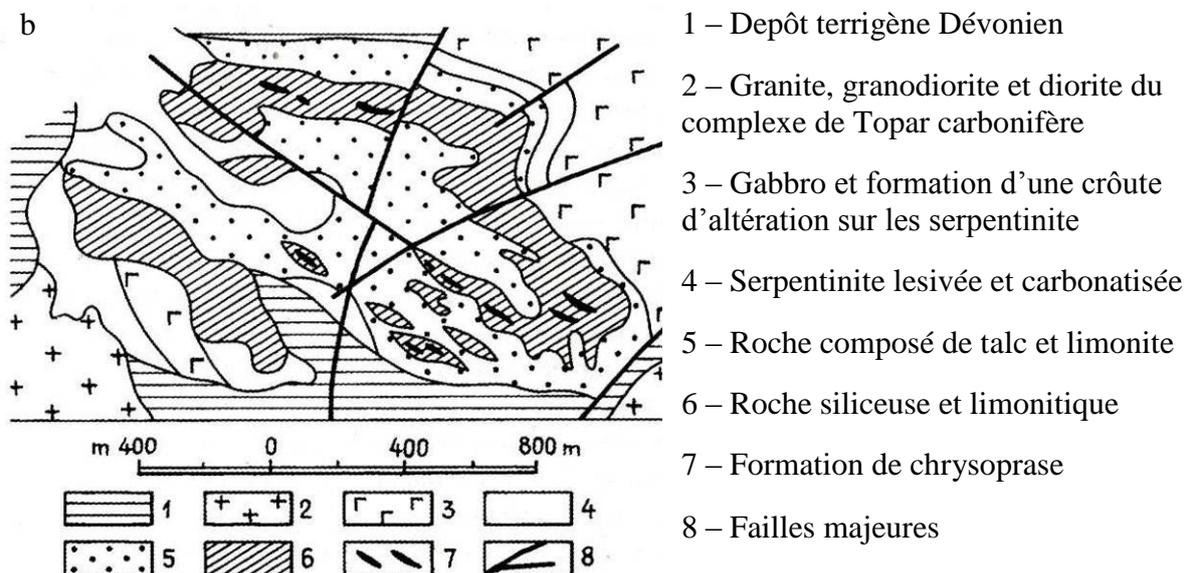
Au Kazakhstan, dans le centre du pays, 2 gisements de chrysoprase sont connus et exploités dans les années 1970 et 1980 : le gisement de Sarykulboldy et Pstan.

Le gisement de Sarykulboldy (localisation sur figure 4) est un massif serpentinitique contenu dans la ceinture gabbro-péridotitique de Tekturmas, dans l'est de l'unité de Dzhungaria-Balkhash. Ce massif de 2,2 par 1,4 km est coupé par des dykes de gabbro amphibolitisé, de porphyres et de petits corps de rodingite, plagiogranite, anorthosite ou de veines de quartz tourmalinifères. Ce massif est inclus dans une séquence volcano-sédimentaire métamorphisée ordovicienne couverte par une séquence terrigène dévonienne et une séquence volcanique carbonifère.

Le massif serpentinitique est couvert d'une croûte d'altération supposée mésozoïque de 10 à 30 m (atteignant localement 90 m d'épaisseur). Cette croûte est divisée en 3 horizons ; un horizon de silice ocre incluant de la serpentinite silicifiée, un horizon de talc et limonite et un horizon de serpentinite lessivée et carbonatisée. De la roche silicifiée se trouve en poche

linéaire horizontale sub-parallèle aux fractures. Ces poches sont associées avec du talc altéré ou avec de la serpentinite tachetée de fer. En carte, ces zones silicifiées sont orientées selon l'axe nord-ouest, parallèlement aux dykes gabbroïques. Ces zones font 100 m à 1 km de long pour une largeur de 50 m. La chrysoprase se trouve dans les silicifications, où elle est associée avec de l'opale ou de la calcédoine grise, en forme de veines de 0,2 à 5 m de long pour 0,5 à 20 cm d'épaisseur. La chrysoprase est plus abondante dans les veines au Sud du gisement.

La silicification de ce massif serpentinitique s'est faite en 2 temps. Une première silicification massive a formé des veines de chrysoprase ou de prasopale. Ensuite, la seconde silicification forme des veines suivies par le remplacement de la chrysoprase par une calcédoine incolore saccharoïde. Durant ce stade, la silice migre et précipite dans la croûte d'altération formée par la silicification précédente. Ces deux stades de silicification sont sûrement séparés dans le temps et probablement causé par un changement des conditions d'altération. La silice formée dans le premier stade de silicification se modifie progressivement dans le temps. Elle est composée essentiellement de calcédoine ou d'un mélange de calcédoine et de quartz dans la partie supérieure de la croûte, d'un mélange d'opale et de calcédoine dans la partie moyenne, et essentiellement d'opale CT dans la partie inférieure. La chrysoprase est concentrée dans la partie de transition entre la calcédoine et l'opale.

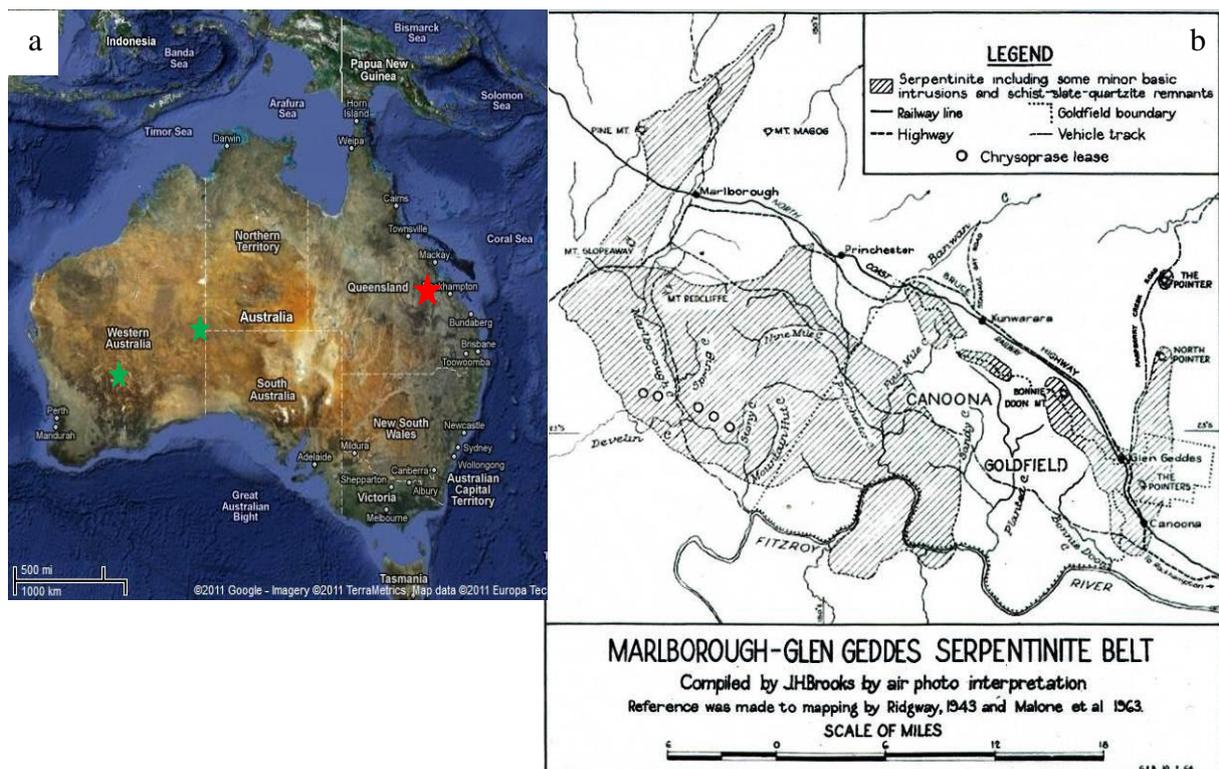


Dans le gisement de Sarykuboldy, la chrysoprase la plus commune est de couleur verte pomme à verte pelouse et possède une structure sphérolitique fine. Elle est translucide jusqu'à 2 à 5 cm. De la chrysoprase cryptocristalline de couleur émeraude profonde d'excellente qualité est souvent utilisée en joaillerie. Une variété verte pâle à bleuté, légèrement translucide avec des points blanchis de quartz ou de calcédoine, très hétérogène en structure, est également trouvée en quantité.

Le second gisement kazakh de Pstan est très similaire mais fournit des gemmes de moins bonne qualité. Ce gisement fait partie de la ceinture ultramafique de Chu-Balkhash dans le sud-est de la province du Dzhezkazgan (voir figure 4). Les veines d'opale-calcédoine (contenant la chrysoprase) traversent la silice ocre (formant la croûte d'altération) qui s'est développée sur les dykes gabbroïques. Les zones silicifiées forment des veines de plusieurs centaines de mètres de long pour 20 à 30 m de largeur.

### iii) Australie

Il existe plusieurs gisements de chrysoprase en Australie. Dans la région de Wingellin, la ceinture de roches vertes de Wiluna-Norseman, qui est une zone d'exploitation de nickel, produit de la chrysoprase. La région de Balont District, dans l'ouest de l'Australie montre aussi des gisements de chrysoprase, tout comme dans l'état du Queensland, sur les roches ultramafiques de Kalkivan-Waish, Marlborough-Kanuna et Grinvailant Garnet. Il a été récemment cité de la chrysoprase de Warrawanda Creek, une importante zone minière (notamment dans l'exploitation du nickel). L'Australie est le principal exportateur de chrysoprase depuis la découverte d'un gros gisement près de Marlborough en 1963 : Marlborough Creek (voir localisation figure 5).



**Figure 5 :** En a, carte de l'Australie avec les principaux gisements de chrysoprase. En vert, les gisements de l'ouest australien, celui dans Wingellin region à l'est et du district de Balont à l'ouest. En rouge, le gisement de Marlborough Creek. (Source : google map 2011). En b, carte géologique de Marlborough Creek (tiré de *Brooks*, 1965).

Une partie des informations sur le gisement de Marlborough Creek sont tirées de *Brooks* (1965). Ce gisement est situé sur le massif de serpentinite éponyme, qui est le plus gros massif de la ceinture de roches ultramafiques de Rockhampton-Brisbane. Ce massif est en contact à l'est avec une unité géologique datant du paléozoïque inférieur (composé de quartzite, quartz-mica, amphibole et schiste à talc), et avec une unité volcanique datée au permien inférieur ainsi que des roches sédimentaires tertiaires à l'ouest. Les roches entourant ce massif sont fortement déformées et sujettes à un mélange chaotique de roches d'âge divers, ce qui suggère que ce mélange date de la fin du dévonien ou du carbonifère (car présente un mélange d'âge exclusivement plus ancienne et n'affecte pas les roches plus récente). Des intrusions de granitoïdes datant du fin permien est visible au nord du massif (figure 5).

La serpentinite est d'aspect massif et plus rarement schisteux, et est recoupée par de multiples dykes de gabbro ou dolérites. La serpentinite est intensément érodée et présente une croûte d'altération (supposée néogène) d'une épaisseur de 20 à 75 m. Cette croûte est essentiellement composée de silice ocre et devient, à 50 m de profondeur, un enchevêtrement de blocs de roches jaspoïdes incluses dans une matrice rouge sombre.

La chrysoprase est souvent associée à de la calcédoine, de l'opale et du quartz incolore en forme de veines qui font de 15 à 20 m de long pour 3 à 10 cm d'épaisseur. La périphérie de ces veines a l'apparence de tuff et ces veines sont généralement intersectées par un réseau de veines plus fines de calcédoine.

La chrysoprase de meilleure qualité semble se trouver dans la serpentinite verte-grise lessivée et silicifiée. Elle est variablement translucide, de couleur verte claire et se compose de quartz fibreux très fin tandis que la chrysoprase verte pâle à incolore, est généralement composé de calcédoine, ou d'un mélange de calcédoine et d'opale, ou encore de quartz exclusivement. Elles contiennent une proportion d'oxyde de nickel de l'ordre de 2 à 4 % poids pour les vertes claires et de 0,65 % pour les pierres plus pâle.

#### iv) Etats-Unis

Aux Etats-Unis, les premiers gisements de chrysoprase ont été trouvés dans les formations ultrabasiqes de la Coast Range, dans les montagnes de Klamath ou de la Sierra Nevada Range (à l'ouest des Etats-Unis). Quelques pierres mentionnées dans la littérature scientifique sont originaires des gisements de nickel de Nickel Mountain, près de Riddle, Comté de Douglas, Oregon. Trois gisements d'importance économique sont présents dans le centre de la Californie, sur le versant ouest de Sierra Nevada Range dans Tulare District ; celui de Venice Hill (près de Exeter), de Lindsay et de Porterville. Les chrysoprases de meilleure qualité (très translucide) ont été extraites d'un gisement à 12 km au sud-est de Porterville.

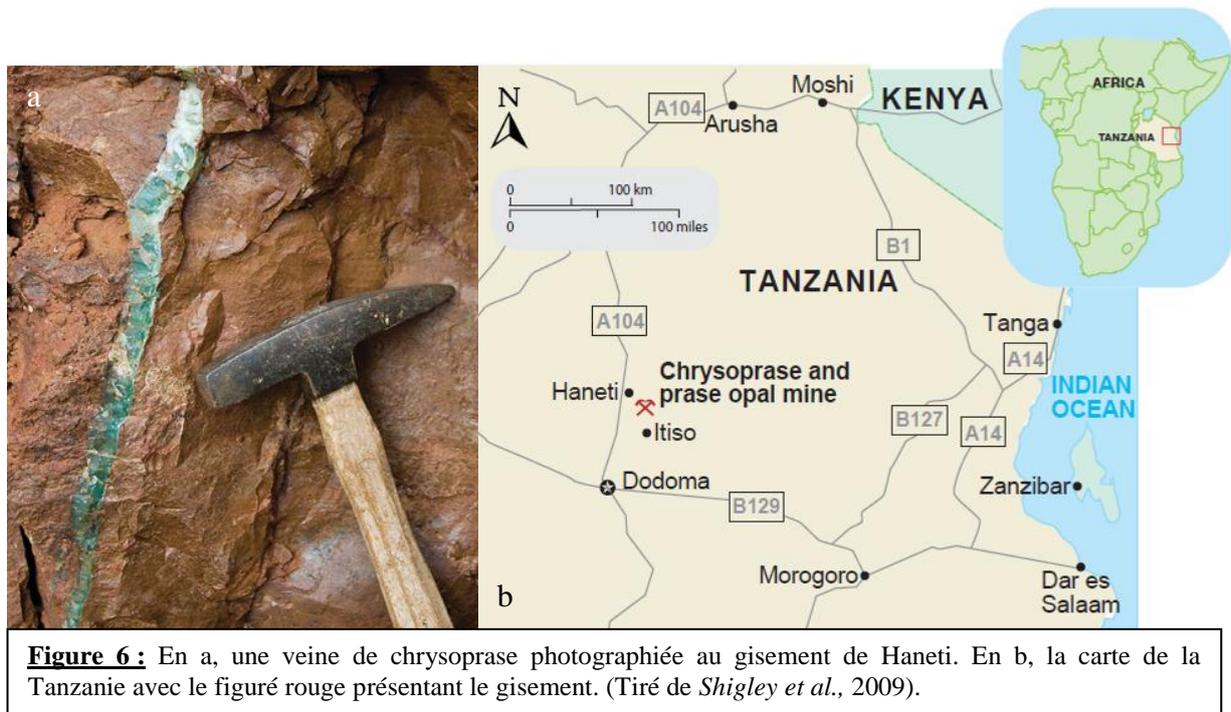
Dans le gisement près de Porterville, la serpentinite altérée affleure sur des collines. La croûte d'altération a été intensément érodée et il ne reste sur le terrain que des poches de serpentinite lessivée. Ces formations sont entrecoupées par de multiples veines de magnésite, d'opale et de calcédoine associées avec de la chrysoprase et de la garnièrite. Ces veines de plus de 25 cm d'épaisseur sont localement présentes dans la serpentinite altérée. Beaucoup d'échantillons ont été trouvé dans des blocs de serpentinite altérée présents dans les talus d'éboulis à la base des collines. De la prasopale a également été trouvée en association avec cette chrysoprase. Des échantillons d'excellente qualité ont été trouvés à l'ouest de Plano, à 3 km au sud de Porterville.

v) Tanzanie

Le gisement de Haneti, en Tanzanie centrale, a été étudié en détails par *Shigley et al.* (2009), le paragraphe qui suit est essentiellement inspiré de ce travail.

Ce gisement s'étend sur 3 collines adjacentes à environ 12 km au sud-est du village d'Haneti et 12 km au nord du village d'Itisio (figure 6). Il est accessible seulement durant la saison sèche. Il se trouve sur une formation ultramafique très métamorphisée d'âge archéen qui s'étend sur les 3 collines. Ces collines sont alignées selon une direction nord-ouest qui suit l'orientation d'une zone de failles régionale. La chrysoprase se trouve dans la serpentinite silicifiée riche en fer sous forme de veines centimétriques à métriques (figure 6). Le matériel dans ces veines ou entre ces veines est très variable ; la chrysoprase peut être d'une excellente transparence comme elle peut être totalement opaque. Il semblerait que la qualité soit liée avec le matériel qui entoure les veines ; l'argile rouge serait un bon indicateur de pierres de bonne qualité.

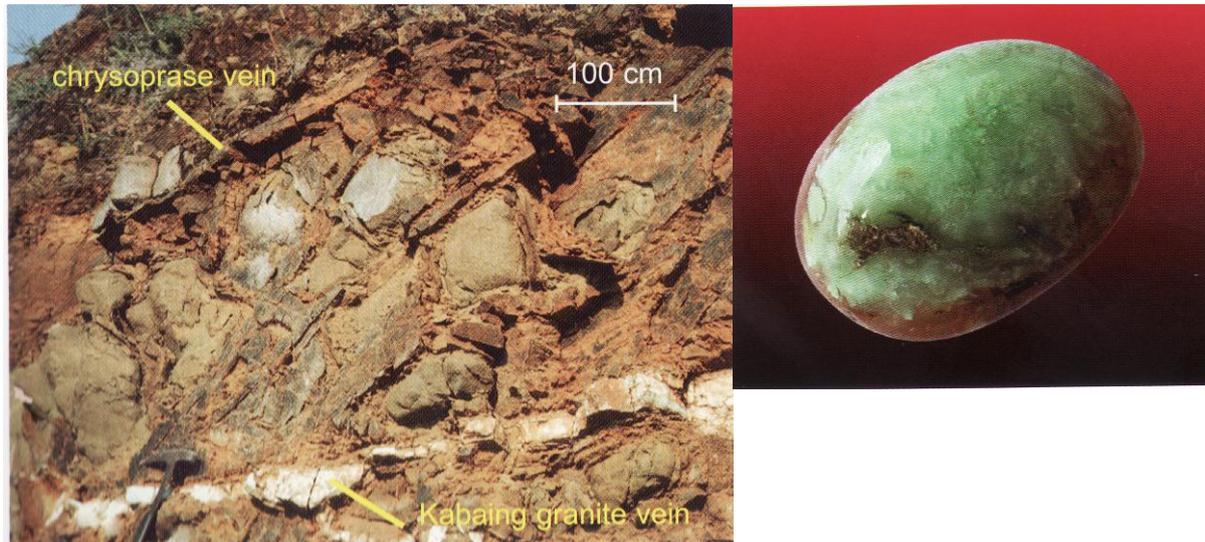
La chrysoprase fournie par ce gisement est de qualité extrêmement variable. Elle va de couleur claire à moyennement foncé nuancé de bleu, et la transparence s'échelonne de l'opaque au translucide. La distribution de couleur dans ce matériel peut être très uniforme comme elle peut être légèrement tachetée. L'indice de réfraction est de 1,549 ( $\pm 0,002$ ), et la densité varie de 2,57 à 2,63. Elles sont inertes aux UV et montrent une absorption entre 450 et 650 nm au spectroscope à main.



vi) Myanmar (Birmanie)

La région de Mogôk, très connue pour ces multiples mines de gemmes, produit également de la chrysoprase. Dans les roches ultramafiques de type dunitique de Pyaung-gaung (dans la région de Bernardmyo), de multiples veines de granite et de pegmatite recoupe la roche altérée (*Thu, 2007 ; Themelis, 2008*). La chrysoprase est visible en veines à travers la dunitite très fortement serpentinisée (voir figure 7). *Themelis (2008)* indique que cette

chrysoprase s'est formée lors de la serpentinisation de la dunite affleurante. Aucun des auteurs indiquent une possible implication des veines de pegmatite comme apport d'eau. La chrysoprase trouvée à Mogôk possède des tons de couleur très variable. Elle est caractérisée par une couleur verte-bleue et structure finement fibro-radiée (Themelis, 2008 ; voir figure 7).



**Figure 7 :** A gauche ; photo d'un affleurement de dunite fortement serpentinisée à (Pyaung-gaung) recoupée par une veine de granite et une veine de chrysoprase (flèches). A droite ; cabochon de chrysoprase de 20,83 ct originaire de Sakhan-gyi. (photo issu de Themelis, 2008).

## b) Gisements d'opale et prasopale

### i) Australie

Seules les opales associées avec la chrysoprase dans les gisements présentés précédemment (partie I-2-a-iii) sont citées, mais pas décrites précisément. D'autres opales issues de l'altération de roches ultramafiques existent, mais ce sont que des indices et leurs descriptions sont absentes de la littérature ou simplement cité dans les profils d'altération et ne sont pas exploités (Prider, 1970 ; Camuti, 1996). Cette opale fait par contre office de traceur pour les minerais de nickel auxquels elle est souvent associée (Prider, 1970).

### ii) Tanzanie

L'opale verte de Tanzanie est décrite par Shigley *et al.* (2009), et correspond au même gisement fournissant la chrysoprase précédemment décrite dans la partie I-2-a-v. Elle se trouve également en veines centimétriques à métriques traversant la serpentine archéenne.

Les indices de réfraction et les densités des pierres sont plus basse que pour la chrysoprase qui lui est associée. Les indices de réfraction sont de 1,455 ( $\pm 0,004$ ) et la densité d'échelonne de 2,09 à 2,13. Elles ont inertes aux UV et montrent une absorption entre 450 et 650 nm au spectroscope à main.

### iii) Pologne

En Basse Silésie, des opales ont souvent été décrites en association avec la serpentine. Elles sont souvent associées avec de la hyalite, sous forme de veines. Ces opales sont blanches laiteuses pour la majorité des gisements ultramafiques décrits. Seul le gisement de

Szklar, qui fournit déjà de la chrysoprase (voir partie I-2-a-i), produit des opales communes de divers couleurs, notamment verte (Eckert, 1997).

#### iv) Brésil

Un gisement de prasopale (associée à de la calcédoine brune) est présent également au Brésil (au Sud de l'état de Bahia) et produit des opales verte (de jaune-vert à vert périclase) de densité moyenne de 2,07 et d'indice de réfraction moyen de 1,45. Cet indice se trouve en veines dans l'ultrabasite décomposée (Cassedane & Cassedane, 1975). Des opales avec un effet chatoyant est également cité comme provenant du Brésil, mais le site exact n'est pas connu (Gaillou, 2006). Cet effet de chatoyance est dû à la présence de fibres de chrysotile (groupe de serpentine) orientée, ce qui apporte la preuve que cet échantillon a été formé en présence de roches ultrabasiques altérée (ou en cours d'altération).

#### v) Turquie

Un gisement d'opale verte issue de l'altération de roches ultrabasiques a récemment été décrit par Fritsch *et al.* (2011) dans le nord-est de la Turquie. Ce gisement est situé à Turnali, un village de la province d'Erzurum (figure 8). Ces opales d'un vert profond, très utilisées dans la joaillerie locale (figure 8), se trouvent en lentille dans des veines traversant un massif de périclase fortement serpentinisé. La circulation d'eau dans les failles a causé la serpentinisation qui rejette une quantité de silice qui va précipiter sous forme d'opale et de calcédoine. Des analyses au Microscope Electronique à Balayage ont montré que la couleur verte de ce matériel était probablement due à des inclusions chromifères comme de la serpentine.



**Figure 8 :** En haut, la localisation du gisement en Turquie. A droite, exemple de l'utilisation des opales issues du gisement de Turnali en joaillerie locale.

#### c) Indices d'opale et de chrysoprase

Un indice est la présence avérée de matériel mais qui a aucun intérêt économique (ou gemmologique) avéré. Dans les multiples profils d'altération sur les massifs ultramafiques a été cité de la silice amorphe de type opale ou calcédoine. Cette silice est peu décrite et font l'objet de très peu d'étude car l'intérêt de ces profils était la prospection des minerais (nickel notamment). Elle est seulement citée dans la description de profils latéritiques au Brésil (Melfi *et al.*, 1980 ; Boukili *et al.*, 1983 ; Oliveira *et al.*, 1992), à Cuba (Segalen *et al.*, 1980), en Nouvelle-Calédonie (Trescases, 1969 ; Pelletier, 2003) et en Australie (Prider, 1970 ; Camuti, 1996). Elle est également présente sous forme de veines dans la semelle de l'ophiolite de Nouvelle-Calédonie (Ulrich, 2010 ; Pelletier 2003), dans lesquelles elle est associée avec de la magnésite.

## II- Etude de cas : La Butte de la Roche (Le Loroux Bottereaux, 44)

Cette étude de cas a pour but de décrire et comprendre dans le détail le contexte géologique qui amène à la formation de la silice par altération de roches ultrabasiques. La Butte de la Roche ne produit pas de silice de qualité de gemme, mais la très bonne compréhension de sa géologie, sa proximité géographique et son intense phénomène de serpentinisation en ont fait une excellente zone d'étude.

### 1) Contexte géologique

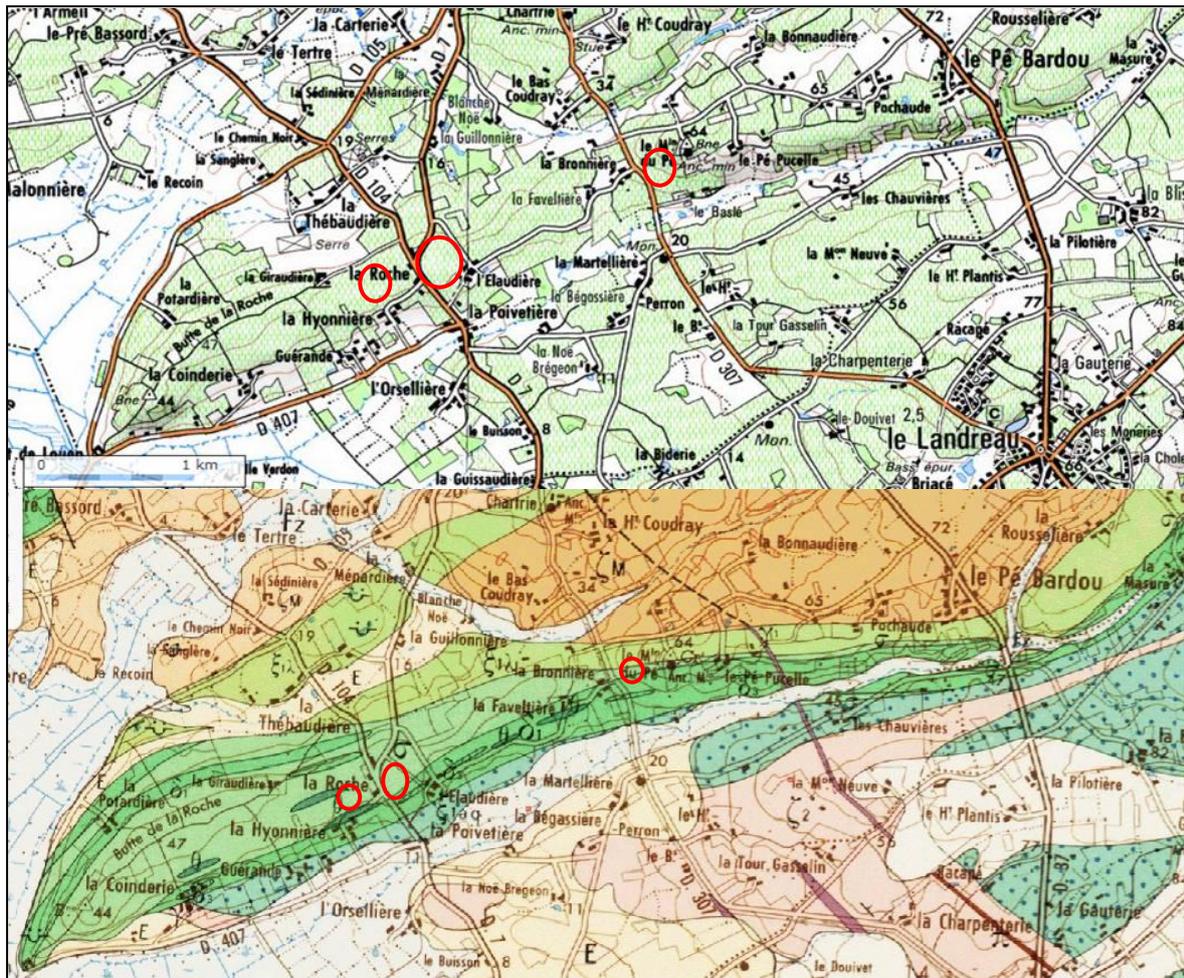
Les informations sur la géologie de La Butte de la Roche sont principalement tirées de *Le Mee* (1999). La Butte de la Roche constitue un massif serpentinisé important à l'est de Nantes (voir figure 9). La péridotite initiale se retrouve très fortement serpentinisée. Le massif qui constitue la Butte de la Roche est entouré d'unités géologiques qui inhibent totalement ou en partie l'augmentation de volume impliquée par la serpentinisation. L'augmentation de volume ne pouvant se produire, l'évacuation de l'énergie mécanique ainsi produite se fait par silicification (réaction isovolumique précédente). De ce fait, la Butte de la Roche est recouverte d'un épais massif siliceux (également décrit par *Lasnier*, 1972). Incluses dans la serpentine, de nombreuses lentilles de roche sont présentes. Il a été notamment observé des lentilles gabbroïques (voir figure 10).



**Figure 9 :** Localisation de la Butte de la Roche sur une carte IGN (Géoportail).

### 2) Echantillonnage

L'échantillonnage s'est déroulé le 11 février 2011 sur la Butte de la Roche (voir localisation partie II-1). Avec l'aide de M. Rondeau, M. Lasnier et M. Cornen, des échantillons de silice ont été prélevés sur la zone (figure 10). Les échantillons ont été récoltés dans 2 zones restreintes de la Butte de la Roche. Une première zone se situe aux alentours du lieu-dit la Roche, tandis que la deuxième est située dans les environs du lieu-dit le Moulin du Pé (voir figure 9). Ces zones sont bien distinctes pour les analyses. Dans la première zone (au lieu-dit la Roche), il a été essentiellement récolté des roches siliceuses massives présentant des lits de couleurs différentes. Des échantillons de silice très cavernueuse ont aussi été prélevés. La seconde zone a été essentiellement riche en échantillons de silice brune à jaune ne présentant pas de stratifications de couleur. Les mêmes échantillons de silice très cavernueuse ont été observés.



	Serpentinite ( $\sigma$ )		Micaschiste albitique à 2 micas ( $\xi_{1a}$ )
	Amphibolite ( $\delta$ )		Micaschiste et gneiss à 2 micas ( $\zeta_2$ )
	Lentilles gabbroïques ( $\theta$ )		Gneiss anatectique ( $\zeta_M$ )
	Leptynite à Biotite ( $\xi_{1\lambda}$ )		Dépôts de pente (E)
	Granite à 2 micas		Dépôts alluvionnaires

**Figure 10 :** Carte IGN de la zone étudiée (en haut) et carte géologique BRGM de la Butte de la Roche (en bas). Les cercles rouges représentent les zones d'échantillonnage.

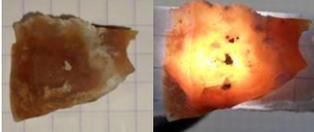
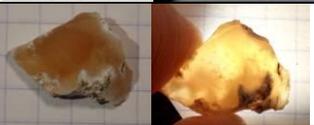


**Figure 11** : Zone d'échantillonnage du Moulin du Pé.

### 3) Description des échantillons

Sur les nombreux échantillons prélevés sur le terrain, 7 ont été préparés pour les analyses. Un échantillon supplémentaire venant de la même zone (appartenant à la collection minéralogique de l'université de Nantes) m'a été gracieusement donné pour étudier la couche superficielle blanche opaque soupçonnée d'être de l'opale. Les échantillons provenant du lieu-dit de la Roche ont été notés BR suivi d'un chiffre les caractérisant. Les échantillons provenant du Moulin du Pé ont été notés BMP suivi d'un chiffre les identifiant. L'unique échantillon appartenant à la collection de l'université de Nantes a été noté BDR01. Les échantillons sont présentés en figure 12.

Les échantillons les plus imposants ont été sciés et polis dans l'atelier de lithopréparation de l'Université de Nantes pour en faire des lames à faces polies pour faciliter les observations à la loupe binoculaire ainsi que les analyses Raman. Ces lames, appartenant à un échantillon, sont notées par un b à la fin de leurs noms. L'épaisseur des lames (voir figure 12) a été choisie pour permettre les observations en lumière transmise (donc assez fine) tout en permettant l'attaque chimique (mais trop fine ; voir partie 4-b-i). Les a et c sont les deux autres morceaux de l'échantillon. L'échantillon BR04-b se présente en deux morceaux dont l'un d'eux a été préparé en lame mince (d'épaisseur 45  $\mu\text{m}$ ) afin de faire des observations au microscope pétrographique.

Nom	Dimension (en mm) (longueur/largeur/épaisseur)	Poids (en ct)	Photos (lumière réfléchi/lumière transmise)
BDR01-b	25/7,9/5,6	10,41	
BR01-b	43/25/2,5	26,63	
BR02-b	40/15,3/2,6	19,71	
BR03-b	31/11/2,5	8,19	
BR04-b (2 morceaux)	33/17,5/2 28/13,6/2	11,85 6,88	
BR05-b	45/20/3	32,89	
BMP01-b	22,2/14/6	14,02	
BMP02	5,35/19,4/12.3	8,18	

**Figure 12 :** Récapitulatif des données des échantillons pour les analyses.

#### 4) Méthodes

##### a) Méthodes de gemmologie classique et pétrologie

###### i) Le réfractomètre

Le réfractomètre utilisé pour les mesures d'indice de réfraction des échantillons est un modèle russe (Рефрактометр РФ-1) avec un lampe Rayner (England) SVLS orange. Un liquide de contact est utilisé pour la mesure, il possède un indice de réfraction de 1,79, ce qui limite les indices mesurés à cette valeur. Etant donné que les échantillons présentent différentes bandes de couleur et de nature différente, de multiples indices ont été mesurés. Les indices indiqués dans la partie résultats sont des moyennes de ces valeurs.

###### ii) Balance hydrostatique

Les densités ont été mesurées grâce à un dispositif s'adaptant à une balance électronique. Cette balance est une Tanita 1210 de précision 0,01 ct. Le dispositif permet de mesurer la masse de l'échantillon à l'air libre puis dans de l'eau. La division de la masse à l'air libre par la différence entre la masse à l'air libre et la masse dans l'eau donne une densité, avec une précision de l'ordre du 0,01 (précision variable selon le poids des pierres).

###### iii) Lampe UV

La lampe UV utilisée est de la marque A-KRÜSS OPTRONIC 240. Elle possède les deux plages de l'UV utiles en gemmologie ; les UV courts, à 254 nm, et les UV long à 365 nm. Les échantillons ont été déposés sur un support noir pour éviter la réflexion de la lumière.

###### iv) La loupe binoculaire

La loupe binoculaire utilisée est une Leica MZ 9 allant de 6,3 à 40 fois de grossissement. La loupe binoculaire est un outil très important pour visualiser l'intérieur des échantillons (inclusions et figures de croissance par exemple). Tous les échantillons ont été observés en lumière diffuse transmise pour voir par transparence les figures de croissance et les inclusions.

###### v) Le microscope pétrographique

Le microscope utilisé est un Wild Makroskop M420 grossissant de 6,3 à 40 x. La lame étant plus épaisse que les lames habituellement fabriquées, les teintes de biréfringence sont d'un ordre plus élevé, c'est-à-dire que le quartz qui apparaît généralement du premier ordre apparaît ici au second ordre.

## b) Méthodes de laboratoire

### i) L'attaque chimique

L'attaque chimique est une méthode de préparation d'échantillon qui vise à observer les structures internes de la silice au MEB (Microscopie Electronique à Balayage). Les échantillons de silice sont plongés durant un temps déterminé dans de l'acide fluorhydrique (HF). Cet acide, principalement corrosif avec la silice, permet de dissoudre une partie superficielle de l'échantillon. Si cet échantillon possède de la silice sous différente forme, l'attaque permettra de créer des reliefs qui seront ensuite visibles au MEB. Les échantillons de BR01-b, BR02-b, BR05-b, BDR01-b, BMP01-b et BMP02 ont subis ce traitement avec de l'acide fluorhydrique à 10%. Les échantillons BMP02 et BMP01-b ont subi une attaque sur une seule de leur face polie pendant 30 secondes. Les autres échantillons ont été progressivement plongés dans l'acide jusqu'à 30 secondes. Ceux-là présentent donc une attaque progressive (de 30 secondes à zéro) sur leurs faces polies.

### ii) MEB (Microscopie Electronique à Balayage)

Les échantillons sont disposés sur des plots en laiton et fixés grâce à de la laque d'argent pour permettre le contact électrique. Les échantillons sont ensuite métallisés (dépôt d'une couche de 5 nm de carbone) pour améliorer le contact électrique. La Microscopie Electronique à Balayage utilise un faisceau d'électron (d'où la nécessité d'un bon contact électrique) bombardés sur la surface à étudier pour en imager la structure. Il a été utilisé le MEB Jéol JSM-7600F au Centre de Microcaractérisation de l'Institut des Matériaux Jean Rouxel de Nantes. Pour cette imagerie, un capteur d'électron secondaire récolte les électrons rebondissant sur la surface de l'échantillon, cette imagerie est sensible au relief de l'échantillon (mode SE, « secondary electron »). Un autre capteur permet d'avoir une image grâce à l'analyse des électrons rétrodiffusés par le matériel (mode BSE, « back scattered electron »). Ces électrons proviennent du faisceau incident et ils sont captés après un court passage (ordre du nm) dans le matériel. La quantité qui ressort est dépendante du numéro atomique moyen du matériel. Plus la zone regardée apparaît claire en BSE, plus le numéro atomique du matériel est élevé. Cette analyse permet une cartographie qualitative de la chimie sur l'échantillon. Le MEB permet également de faire des analyses chimiques (qualitative ou quantitative) grâce à l'analyse de photons X émis par les atomes excités grâce au capteur Bruker AXS Microanalysis GmbH installé sur l'appareil. Il convient de bien distinguer les produits de métallisation du signal de l'échantillon sur ces spectres en dispersion d'énergie.

### iii) Microsonde Raman

La microsonde Raman permet de faire des spectres Raman de zone très restreinte dans les échantillons. Ce type de spectrométrie vibrationnelle identifie le matériel par analyse de la diffusion Raman. La microsonde utilisée est un Labram de la marque Jobin-Yvon du Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes avec une excitatrice à 514 nm (laser argon ionisé). L'adaptation avec un microscope donne la possibilité de faire des analyses sur des inclusions ou des zones microscopiques des échantillons. Les spectres obtenus permettent d'avoir des informations sur les vibrations moléculaires, donc indirectement sur la chimie et la structure de l'échantillon.

## 5) Résultats

### a) Méthodes de gemmologie classique et pétrologie

#### i) Le réfractomètre

Les indices de réfraction des échantillons s'échelonnent de 1,531 à 1,552 avec une moyenne de 1,543. L'échantillon BDR01-b présente un indice de réfraction assez bas pour de la silice (1,531). Les échantillons BR01-b, BR02-b, BR05-b et BMP01-b ont des indices proches de 1,54. Les autres échantillons (BR04-b, BMP02, BR03-b) ont des indices qui dépassent 1,545. Toutes ces valeurs sont résumées en figure 13.

#### ii) Balance hydrostatique

Les valeurs de densité se trouvent entre 2,45 et 2,63. L'échantillon BDR01-b possède la densité la plus faible (2,45). L'échantillon BMP01-b et BMP02 possèdent des densités inférieures à 2,6 (2,57 et 2,54 respectivement). Les autres échantillons ont une densité supérieure à 2,6. Toutes les densités sont résumées en figure 13.

#### iii) Lampe UV

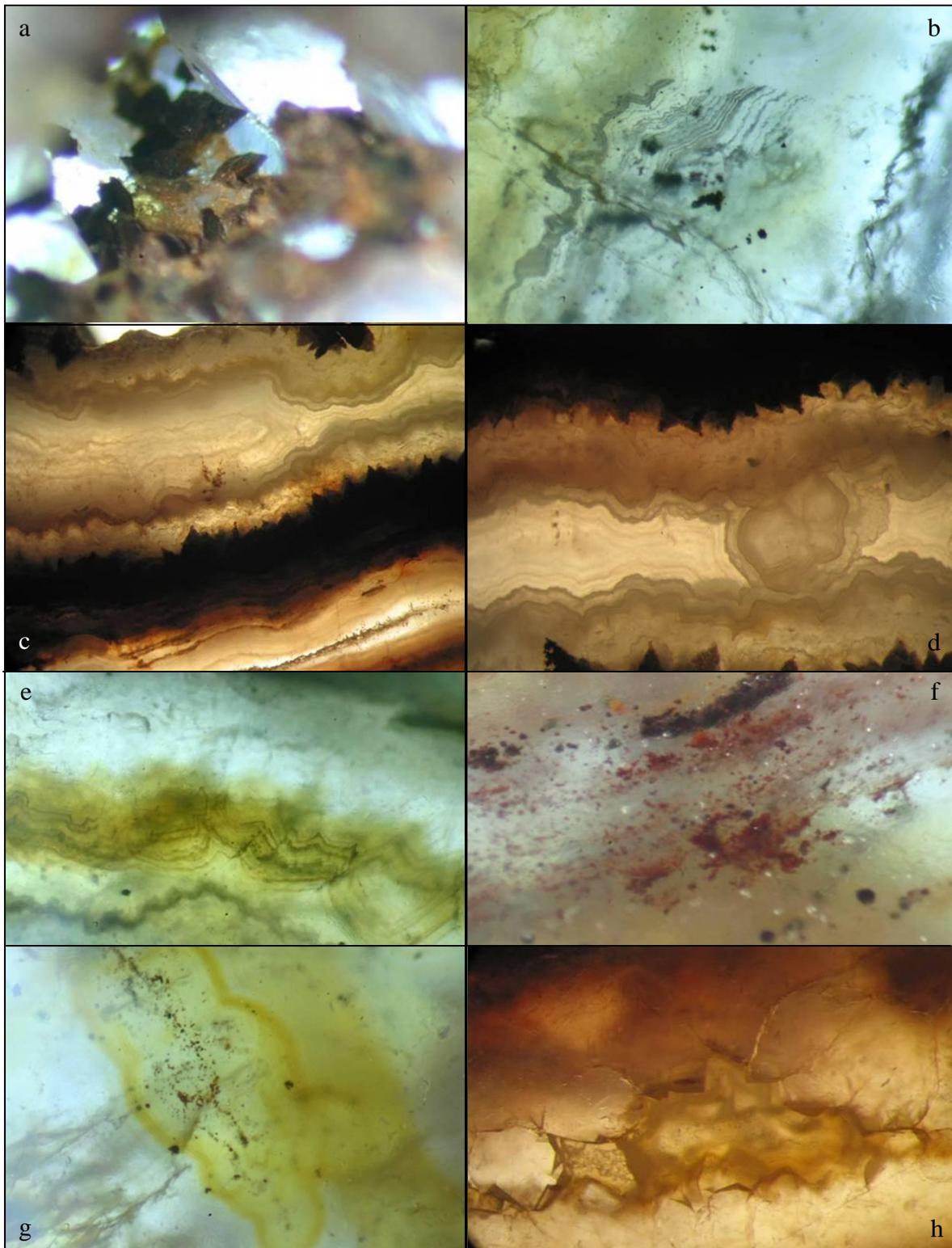
La lampe à UV a montré que des bandes précises dans certains échantillons montraient une luminescence. En général, ce sont les bandes les moins riches en inclusions, ou les plus transparentes qui possèdent la luminescence la plus forte. Deux types de fluorescence ont été observés. La plus souvent observée est de couleur jaune-verte au UVC parfois tirant vers le brun au UVL. Seuls les échantillons BMP02, BMP01-b et BDR01-b présentent une luminescence violette qui se localise dans les taches blanches de la pierre. L'échantillon BMP02 présente une forte fluorescence verte dans la masse et une bande fine dans l'échantillon BR02-b présente une très forte fluorescence. Aucune phosphorescence n'a été observée. Tous les résultats sont résumés en figure 13 et les photos sont montrées en annexe 2.

#### iv) La loupe binoculaire

Grâce à la loupe binoculaire, il a été observé des inclusions et des figures de croissance dans les échantillons. De nombreux échantillons montrant des bandes de constitutions différentes présentent des figures en chevron (voir figure 14-a). Des échantillons possèdent également des inclusions de type « mie de pain » rouges à brunes (voir figure 14-b) parfois entourées de bandes de silice jaune (voir figure 14-c). De nombreuses cavités sont minéralisées en quartz et certaines sont remplies de silice jaune (voir figure 14-d). Dans des cavités vides minéralisées, des minéraux noirs à bruns ont été observés (voir figure 14-e). Il a aussi été observé des figures zébrées formant une cavité (voir figure 14-f). Des minéralisations mamelonnées ont été trouvées dans les bandes les plus claires (voir figure 14-g et 14-h).

Nom	Densité	Indice de réfraction	Luminescence UVL			Luminescence UVC		
			Couleur	Intensité	Zonage	Couleur	Intensité	Zonage
BDR01-b	2,45	1,531	Jaune Violette	Faible Faible	Bandes Tâches	Jaune pâle Brun foncé	Faible Faible	Bandes Tâches
BR01-b	2,63	1,539-1,548	Orange Jaune brun Violette	Faible Faible Très faible	Bandes réduites Bandes larges	Orange Jaune brun	Faible Faible	Bandes réduites Bandes larges
BR02-b	2,62	1,540-1,544	Jaune Violette	Forte Moyenne	Bandes fines	Jaune à brun Violette	Moyenne Très faible	Bande fines
BR03-b	2,63	1,552	Brune	Faible	Bandes	Brune	Faible	Bandes
BR04-b (2 morceaux)	2,61 2,63	1,548 1,548	Vert brun Jaune Violette	Faible Moyenne faible	Bandes	Vert brun jaune	Faible Moyenne	Bandes
BR05-b	2,63	1,540-1,543	Jaune à vert Violette	Moyenne Faible	Bandes	Jaune Violette	Faible à très faible	Bandes
BMP01-b	2,57	1,538	Jaune pâle vert	Moyenne Moyenne	Bandes Tâches	Jaune pâle	Moyenne	Bandes
BMP02	2,54	1,547	Violette Verte	Moyenne Moyenne	Tâches Masse	Violette	Moyenne	Tâches

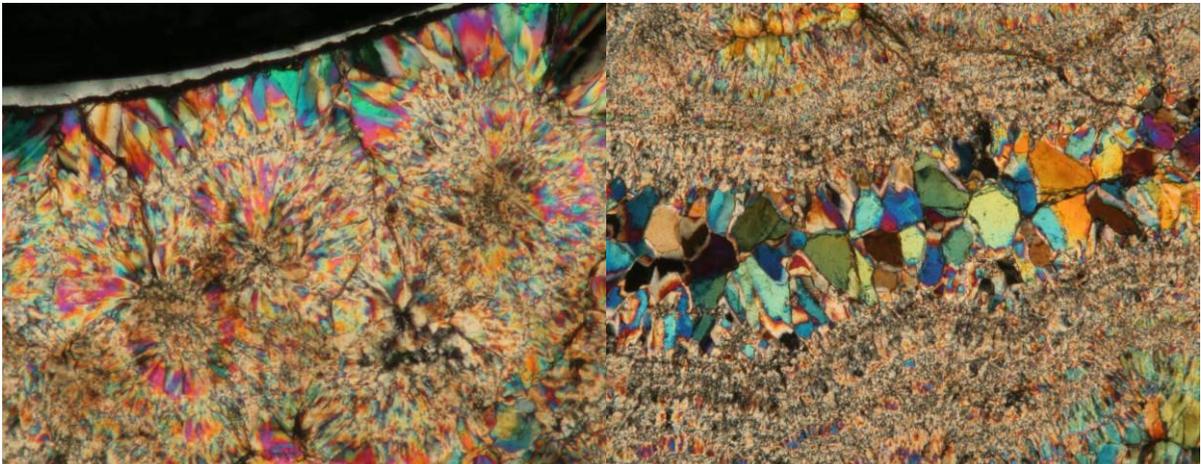
**Figure 13 :** Tableau récapitulatif des résultats des méthodes de gemmologie classique sur les différents échantillons.



**Figure 14 :** Photos en lumière transmise diffuse et réfléchi. Les images a, b, e, f et g sont prises au grossissement 40x dans l'échantillon BR01-b. Les images c, d et h sont prises respectivement à 20x, 40x et 40x dans l'échantillon BR02-b. La photo a présente les cristaux noirs à brun présents dans les cavités minéralisées des échantillons. La photo b montre les figures zébrées. Les photos c et d montrent des minéralisations mamelonnées dans les bandes translucides à transparente. L'image h a été prise sur l'échantillon BR02-b. L'image e montre les figures en chevrons visibles dans tous les échantillons BR. L'image f montre des inclusions en mie de pain rouges à brune présentes dans la quasi-totalité des échantillons (sauf BDR01-b). L'image g montre des auréoles jaunes entourant des inclusions brunes à rouges. L'image h montre une cavité remplie de silice jaune.

v) Le microscope pétrographique

La microscopie pétrographique a permis de constater que la totalité de l'échantillon (BR04-b) est composé de quartz. Ce quartz est souvent en fibre plus ou moins fine et présente fréquemment des structures fibroradiées (calcédoine). Les cristaux deviennent plus gros et automorphe près des cavités et parfois même obstrue totalement d'anciennes cavités. Ces fibres de quartz sont orientées perpendiculairement aux bandes observées. (figure 15 ci-dessous).



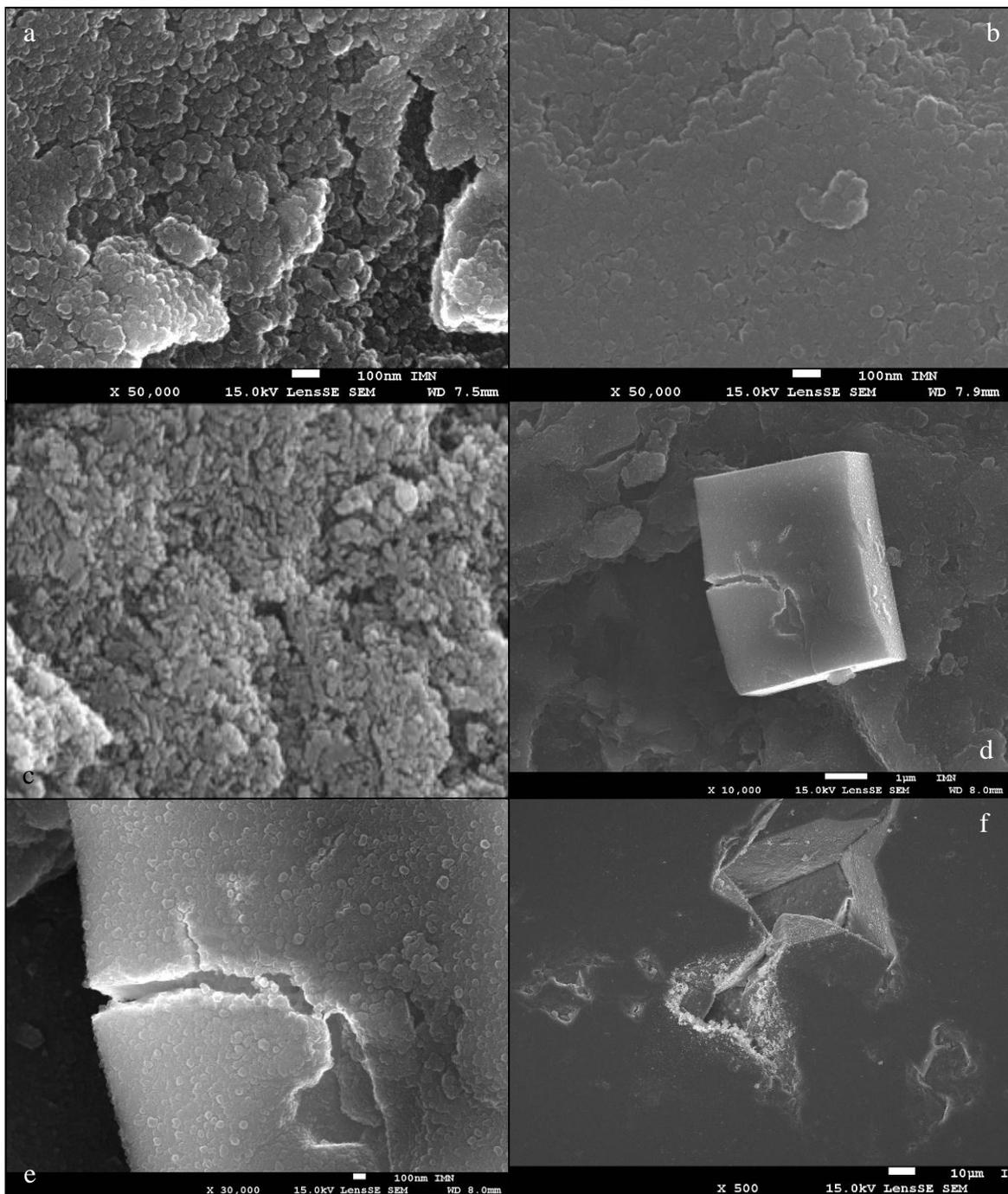
**Figure 15 :** Photo en lumière polarisée-analysée. L'image de gauche présente les fibres de quartz fibroradiées à 25x, la bande noire en bordure de l'échantillon se trouve être de la colle (pouvant se confondre avec de l'opale). L'image de droite présente les bandes de calcédoine et les cristaux automorphes trapus entourant une cavité.

b) Méthodes de laboratoire

i) MEB (Microscopie Electronique à Balayage)

L'imagerie MEB n'a pas permis de bien caractériser la silice. La métallisation carbone fait apparaître des granules de carbone sur la surface observée. Ces granules sont du même ordre de grandeur (30 nm environ) que les granules de silice composant les opales (voir figure 16-c). De ce fait, il a été impossible de discerner les granules de métallisation des granules d'opales. Ce problème a été identifié grâce à la surface granuleuse que présentaient l'ensemble de la surface de l'échantillon. D'abord pris pour des granules de silice, elles étaient également présentes sur des cristaux de fluorure de potassium (identifié par analyse chimique). Ces cristaux sont des produits de l'attaque chimique, donc postérieurs à la cristallisation de la silice (voir figure 16-d). La métallisation carbone n'est donc pas une bonne technique pour identifier morphologiquement les différentes silices dans les échantillons.

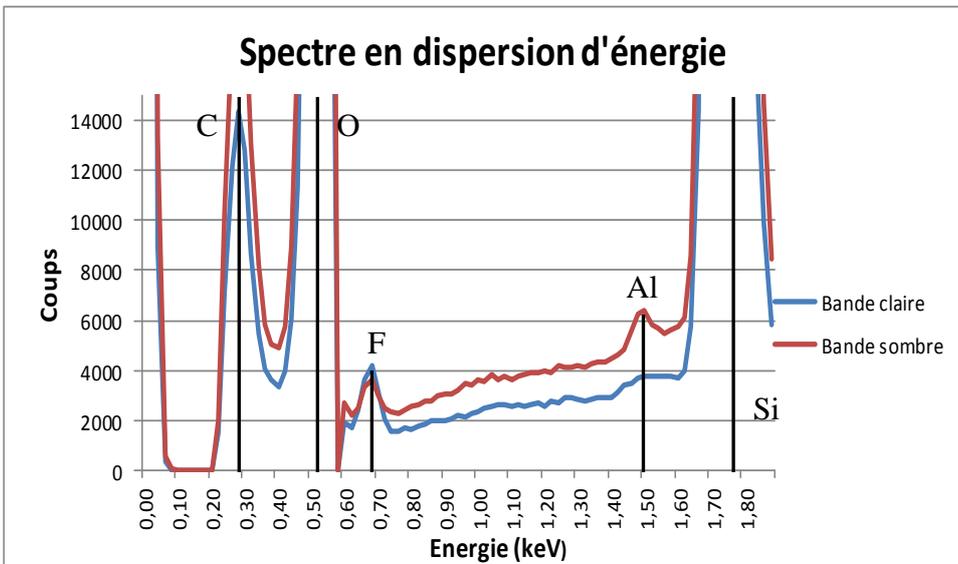
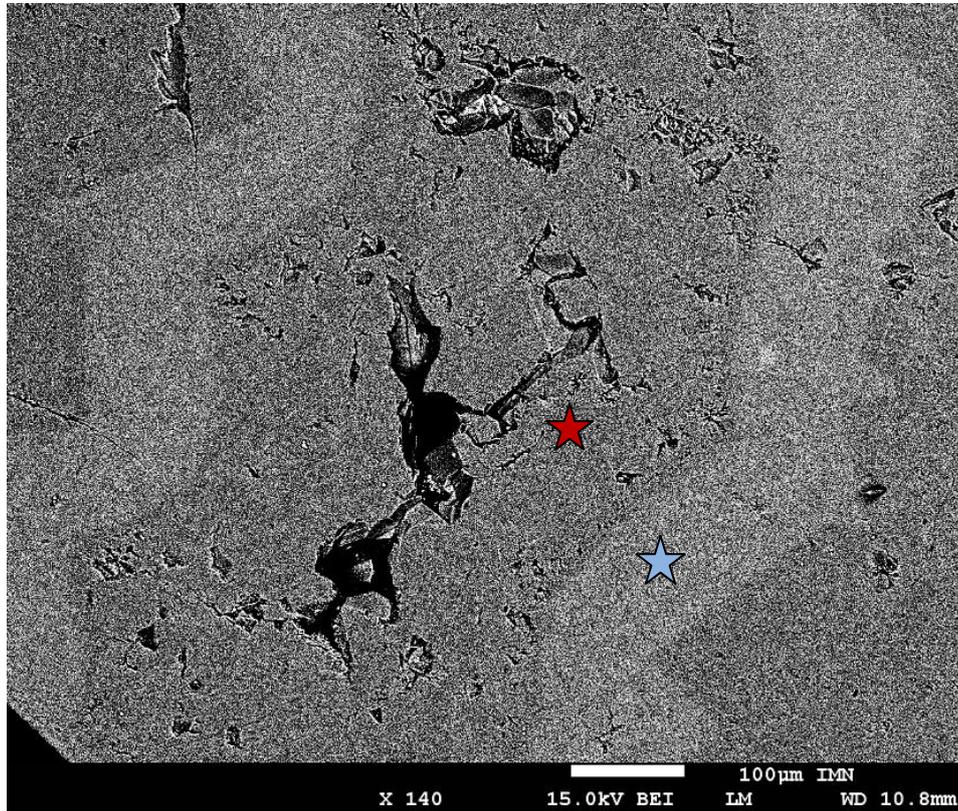
Cependant, la surface des échantillons est restée uniforme malgré l'attaque chimique ce qui suggère que la silice est du même type sur toute la surface de l'échantillon. Les surfaces attaquées et non attaquées présentent la même surface granuleuse due à la métallisation (voir figure 16-a et 16-b). L'observation de cavités, souvent allongées, a permis de constater que celles-ci présentaient une cristallisation de quartz automorphe (voir figure 16-f) avec une surface granuleuse.



**Figure 16 :** Images de MEB en SE avec une tension de 15 kV et une intensité de 56  $\mu$ A. L'image a présente une surface non-attaquée chimiquement à 50000x et l'image b présente une surface attaquée à 50000x. L'image c représente la surface d'une opale du Kazakhstan à 50000x tiré de Gaillou, 2006 et qui montre une surface granuleuse d'opale. La surface présente le même ordre de grandeur de granules que les surfaces métallisées au carbone. L'image d montre le cristal entier de KF (grossissement 10000x) et l'image e montre la surface de celui-ci (zoom) au grossissement 30000x. La surface présente un aspect granuleux dû à la métallisation. Cet aspect granuleux, uniforme sur tout l'échantillon, n'a pas permis de distinguer les surfaces de cristaux de quartz des surfaces d'opale. L'image f présente un cristal automorphe de quartz dans une cavité (500x).

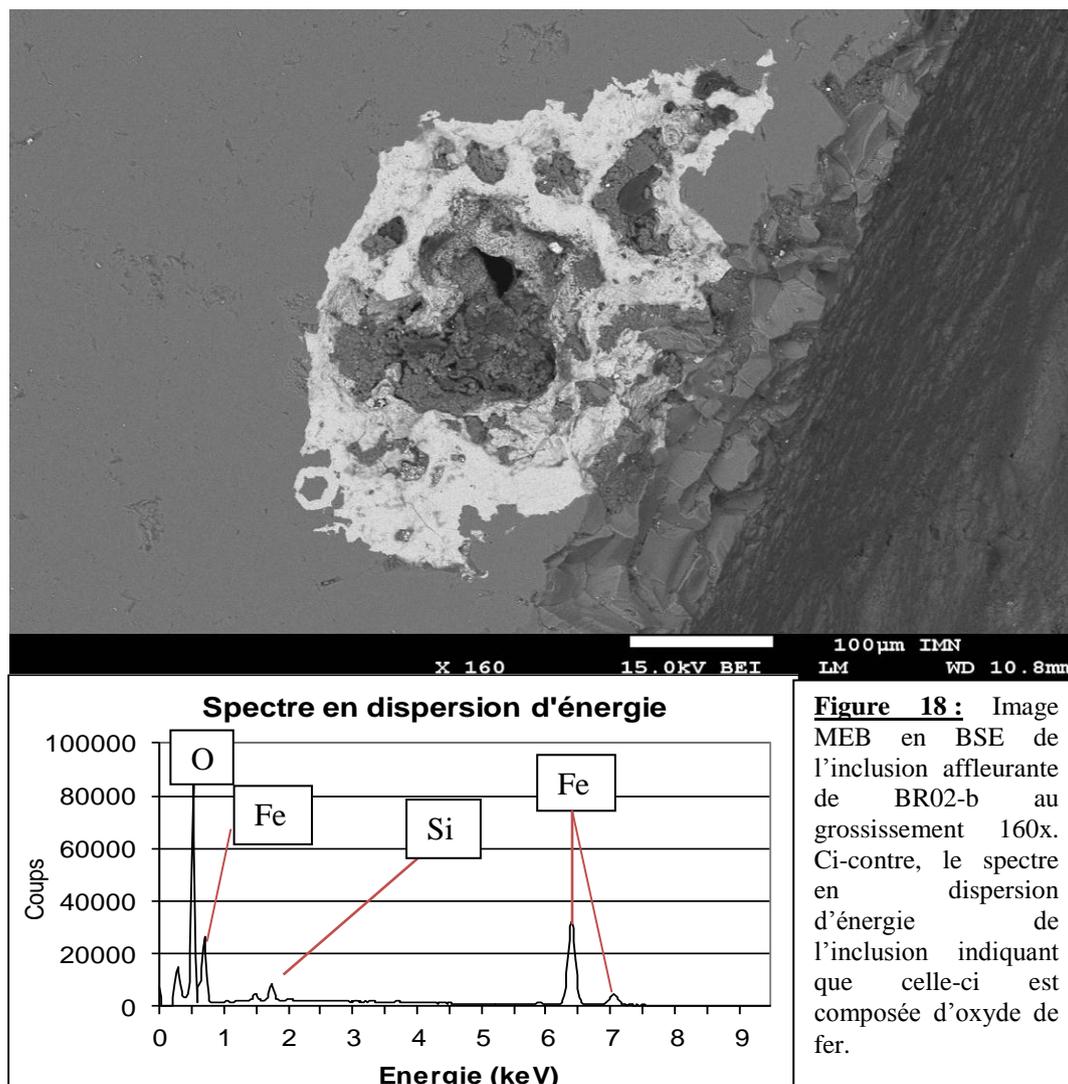
L'échantillon BR02-b présente des bandes de fluorescence très marquées (voir résultats UV : II-5-a-iii). L'imagerie en électrons rétrodiffusés montre facilement ces bandes ce qui indique une différence de composition (voir figure 17). Ces bandes fluorescentes sont de l'ordre de 100  $\mu$ m de large et entourent des cavités allongées. Les bandes claires suivent la même direction que ces cavités. Ces bandes ont souvent une

forme en dent de scie, qui rappelle les pointes pyramidales des cristaux automorphes de quartz. Les analyses chimiques effectuées ont permis de voir que les bandes qui fluorescent contiennent une quantité moindre d'aluminium (voir figure 17). Les autres échantillons présentent cette quantité d'aluminium (ou plus importante) dans leurs spectres en dispersion d'énergie.



**Figure 17 :** Image au MEB en BSE avec une tension de 15 kV et une intensité de 56  $\mu$ A avec un grossissement de 140x sur l'échantillon BR02-b. En bas, les spectres en dispersion d'énergie prise dans la matrice sombre (en rouge), puis dans les bandes plus claires (en bleu). Ce sont ces bandes claires qui présentent une luminescence jaune-verte au UVC. Le pic correspondant à l'aluminium est très présent dans les bandes claires et peu visible dans la matrice sombre. Le pic de carbone est associé à la métallisation des échantillons. Le pic du fluor est dû au résidu de l'attaque acide (HF).

Dans les échantillons observés, il a été trouvé des traces d'oxyde de fer identifié grâce à l'analyse chimique. Ces traces se présentent en tâches très claires en BSE et souvent associé à des aspérités (voir figure 18).



**Figure 18 :** Image MEB en BSE de l'inclusion affleurante de BR02-b au grossissement 160x. Ci-contre, le spectre en dispersion d'énergie de l'inclusion indiquant que celle-ci est composée d'oxyde de fer.

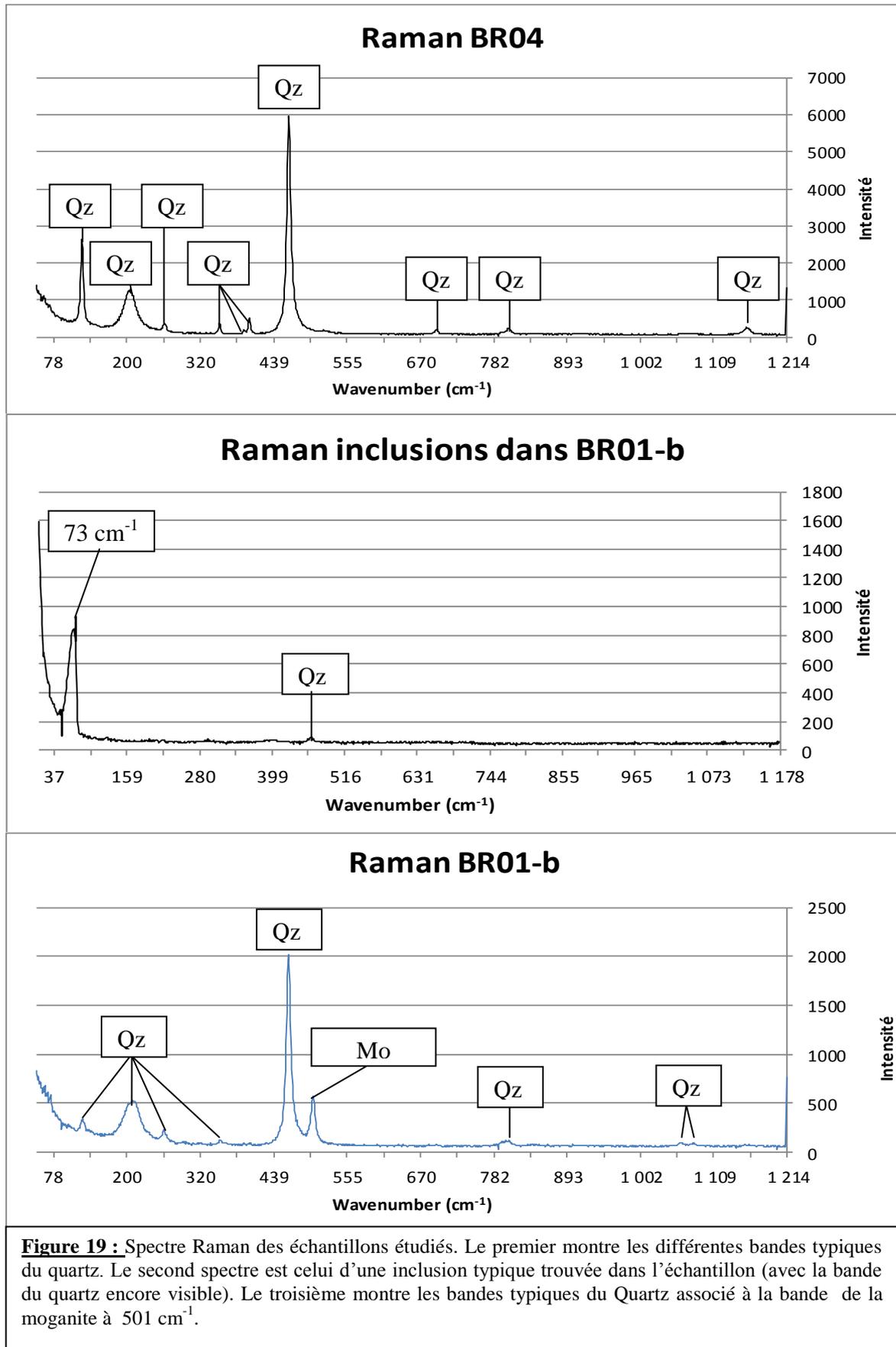
### ii) Microsonde Raman

Certains spectres montraient une importante fluorescence. Les spectres les plus représentatifs sont donnés en figure 19 et 20. La microsonde Raman a permis de faire des spectres dans des endroits très localisés des échantillons. Grâce aux spectres de références disponibles sur le site <http://rruff.info/>, il a été identifié les pics caractéristiques du quartz (126, 200, 250, 344, 398, 401, 463, 687, 795, 1063, 1151, 1225  $\text{cm}^{-1}$ ). La plupart des spectres présente le signal évident du quartz, notamment le pic principal à 463  $\text{cm}^{-1}$ . Quelques autres pics ont été répertoriés. Un pic à 401  $\text{cm}^{-1}$  peut être imputé au quartz, ce pic apparaît selon l'orientation du minéral, et est souvent associé à une forte intensité du pic à 126  $\text{cm}^{-1}$ . D'autres pics ou bandes mineurs ont été identifiés et imputés au quartz.

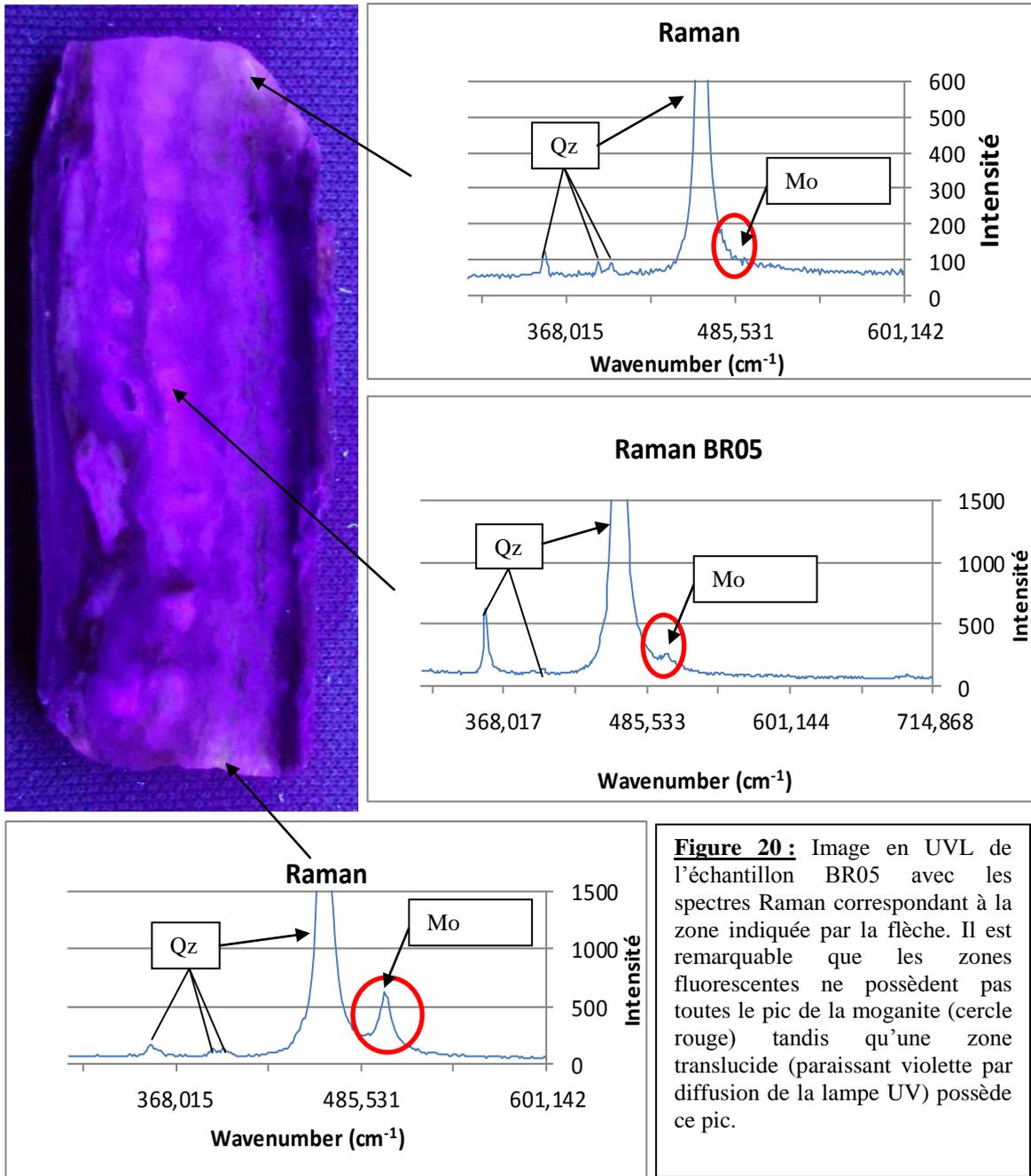
Le pic situé à 501  $\text{cm}^{-1}$  et qui apparaît assez fréquemment est attribué à la présence de moganite (Garcia-Guinea et al., 2009 ; Kingma & Hemley, 1994 ; voir figure 20).

Un spectre a été fait sur une inclusion à l'intérieur de l'échantillon, ce spectre montre une bande caractéristique à 73  $\text{cm}^{-1}$ , cette bande n'a pas été clairement identifiée. Il apparaît dans de nombreux spectres mais pas dans la totalité, ce qui exclut l'artefact de

mesure (voir figure 19).



**Figure 19 :** Spectre Raman des échantillons étudiés. Le premier montre les différentes bandes typiques du quartz. Le second spectre est celui d'une inclusion typique trouvée dans l'échantillon (avec la bande du quartz encore visible). Le troisième montre les bandes typiques du Quartz associé à la bande de la moganite à 501 cm<sup>-1</sup>.

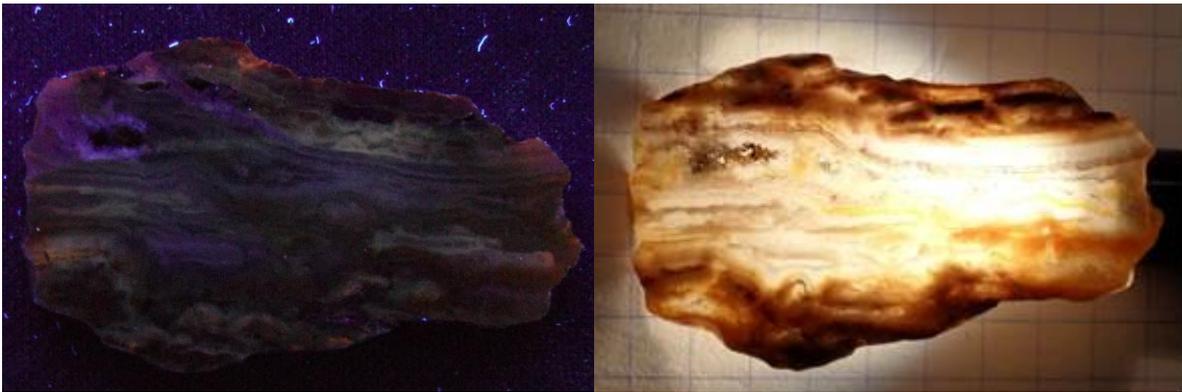


## 6) Discussion

### a) Rôle du fer et fluorescence

Les inclusions indiquent une possible présence d'oxyde de fer. L'analyse en dispersion d'énergie au MEB d'une de ces inclusions affleurantes a montré que ce matériel était bien un oxyde de fer (figure 18), probablement de l'hématite ou un hydroxyde de fer.

Le fer présent en quantité est connu pour être en général un fort poison de la luminescence (comme dans l'exemple de *Pascoal et al.*, 1999). Donc, il serait possible que cette concentration en fer contraigne la luminescence. Les inclusions donnant la couleur brune aux différentes bandes sont principalement composées de fer, il est donc logique de constater que celle-ci ne possèdent pas de luminescence (figure 21).



**Figure 21 :** Photo de l'échantillon BR01-b aux UVC à gauche en lumière naturelle transmise à droite. Il est facilement remarquable que les zones les plus brunes (plus riche en inclusions) ne présentent pas de luminescence. La luminescence est présente que dans les zones les plus claires et translucides.

Cependant, les analyses en dispersion d'énergie ont permis (en plus de l'analyse des inclusions affleurantes) de constater que les bandes à forte fluorescence de l'échantillon BR02-b présente une plus faible concentration en aluminium (voir figure 17). Cette différence de concentration en aluminium a été décrite par *Wang et al.*, 1990, où la structure des fibres de calcédoine (tordue ou non) serait dépendante de la substitution de Al et Si (plus il y a de Al en substitution, plus les fibres se tordent). Ces différences structurales peuvent induire des figures en chevrons (selon *Wang et al.*, 1990) comme celle observées à la loupe binoculaire (voir figure 14-e). Mais aucune relation avec la luminescence en UV n'a été décrite.

### b) Corrélation entre moganite et fluorescence ?

Les mêmes bandes fluorescentes présentent un signal Raman qui possède les caractéristiques du quartz, ainsi que la bande de la moganite à  $501 \text{ cm}^{-1}$ . Ce pic Raman se retrouve aussi dans les bandes qui ne fluorescent pas. Cependant, il est facilement remarquable que toutes les bandes possédant de la moganite sont soit translucides à transparentes et peu incluses, soit possèdent une fluorescence (figure 20).

Il est important de noter que les analyses Raman, et plus particulièrement les visées sur l'échantillon, se font en lumière visible. Donc, il a été difficile de sonder très précisément les zones qui fluoresce uniquement. Pour pallier à ce problème, il aurait fallu viser sur les échantillons sous UV, mais ce dispositif ne pouvait pas être mis en place. Il est donc possible, mais non prouvé, que la présence de moganite soit liée à la présence de fluorescence.

De plus, la présence, parfois infime, de fer, peut inhiber totalement la fluorescence

(comme dans l'exemple de *Pascoal et al.*, 1999). Il est donc difficile de valider avec certitude le lien entre la présence de la moganite et la fluorescence.

c) Origine du pic à 73 cm<sup>-1</sup> ?

Les analyses Raman des inclusions ont montré un pic significatif à 73 cm<sup>-1</sup>. Ce pic est présent dans de nombreux spectres, ce qui indique que cette inclusion est aussi présente dans de nombreux endroits des différents échantillons. Cependant, les recherches dans les spectres de référence n'ont pas abouti à l'identification de l'inclusion. Grâce aux spectres de référence disponibles sur <http://rruff.info/>, il a été possible de confirmer que ces inclusions ne soient pas de la serpentine (antigorite, lizardite ou chrysotile), de la brucite, de l'hématite ou de la magnétite.

d) Mélange opale-calcédoine ?

Les indices de réfraction et les densités de certains échantillons (BMP01-b et BDR01-b) sont trop bas pour être de la calcédoine (ou de la moganite) mais trop hauts pour être de l'opale. Cette différence peut s'expliquer de différentes manières. Une porosité élevée peut faire baisser la densité des échantillons de cet ordre de grandeur, mais une porosité ne modifie que peu l'indice de réfraction. La présence de minéraux légers (comme des argiles) peut expliquer les données de gemmologie classique, mais la présence d'oxyde de fer contrecarrerait ces effets. Enfin, un mélange intime de calcédoine, de moganite et d'opale peut aussi expliquer ces données. De plus, certaines bandes dans les échantillons présentent une fluorescence caractéristique de la silice nano-structurée. L'échantillon BMP02 présente une importante fluorescence verte ce qui indique que cet échantillon est principalement composé de silice nano-structurée (avec les groupements uranyles qui implique la fluorescence ; *Fritsch et al.*, 2001). L'imagerie MEB n'a donné aucuns résultats sur la structure de la silice, à cause d'un artefact de métallisation. Mais, l'imagerie MEB a montré que malgré l'attaque chimique, la topographie de l'échantillon est restée très uniforme, ce qui indique que la silice est de la même forme sur tout l'échantillon.

L'analyse Raman n'indique aucunes bandes caractéristiques de l'opale, cependant l'opale est connue pour avoir un signal Raman difficile à mesurer. Toutes les analyses indiquent que les échantillons sont principalement constitués de quartz, notamment sous forme de calcédoine (forme fibroradiée visible au microscope pétrographique). Or, ce matériel ne présente normalement jamais de fluorescence. Cette anomalie est peut-être en lien avec la présence de moganite (pic à 501 cm<sup>-1</sup>) ou encore au fait que de la silice nano-structurée (qui peut présenter de la luminescence jaune à verte) se trouve intimement liée à la calcédoine. Les mélanges intimes de calcédoine et d'opale peuvent montrer une fluorescence de ce type (*Fritsch et al.*, 2009).

De plus, les échantillons BDR01-b et BMP01-b soupçonnés d'être un mélange de calcédoine et d'opale possèdent le signal de la moganite. Ces mêmes échantillons présentent une fluorescence. La présence de cette silice nano-structurée induirait donc la luminescence observée.

La présence de volumes de silice nano-structurée peut s'expliquer par le fait que la calcédoine pourrait être issue d'un réarrangement de silice amorphe (*Williams*, 1985 ; *Mizutani*, 1977). La silice, d'abord amorphe, issue des liquides d'altération aurait subi un réarrangement progressif de sa structure, tandis que des volumes de silice amorphe subsisteraient.

### III- Conclusion

La première partie montre que les gisements exploitant les produits d'érosion de roches ultrabasiques documentés fournissent les deux types de silice, calcédoine et opale. Ces gisements sont très bien répartis autour du monde et montrent que la majorité des gemmes trouvées (que ce soit calcédoine ou opale) se trouvent dans des veines traversant la roche ou le profil d'altération.

L'étude de cas indique que la silice issue de la silicification du massif péridotitique de la Butte de la Roche (Le Loroux Bottereaux 44) est principalement constituée de couches successives de calcédoine. La microscopie pétrographique montre bien des fibres de calcédoine, parfois radiaires. Les échantillons présentent des couches de silice avec des concentrations en inclusions (notamment des oxydes de fer) variables, ainsi qu'une fluorescence qui peut être importante. Cette fluorescence de la calcédoine est une anomalie qui ne trouve pas d'explication précise, la calcédoine doit théoriquement rester inerte sous une lampe UV.

Les spectres Raman qui ont été effectués sur tous les échantillons présentent dans tous les cas, le spectre évident du quartz. Le pic à  $501\text{ cm}^{-1}$  dans des bandes très précises des échantillons est caractéristique de la présence de moganite. Il est possible que cette phase puisse avoir un lien avec la fluorescence. Le spectre des inclusions présente un pic à  $73\text{ cm}^{-1}$  qui ne se retrouve pas dans les spectres de référence des minéraux du groupe des serpentines, des oxydes et hydroxydes de fer et magnésium.

Les imageries MEB ont montré, grâce à la topographie, qui ne présente pas de reliefs significatifs après l'attaque chimique, que le type de silice est le même sur tous les échantillons, ou que les différents types de silice (rassemblés dans un mélange) réagissent de la même manière à l'acide fluorhydrique. Les analyses chimiques effectuées ont permis de constater que les inclusions étaient principalement des oxydes de fer. Elles ont aussi permis de montrer que des zones de calcédoine présentent une concentration en aluminium variable.

Les données peuvent suggérer que ces échantillons contiennent un mélange de calcédoine, de moganite et d'opale. Les indices de réfraction, associés avec les densités faibles et à la fluorescence observée, sont compatibles avec le fait qu'il peut résider dans les échantillons des zones de mélange entre de la calcédoine, de moganite et de la silice nano-structurée. Cependant, les analyses Raman ne présentent dans aucun des cas des bandes caractéristiques de la silice nano-structurée (cristobalite, tridymite, opale). Il est possible que les échantillons aient connu une phase où ils étaient essentiellement formés de silice amorphe, qui, au fil du temps, se sont réarrangés en quartz, notamment de la calcédoine (Williams 1985 ; Mizutani 1977). Il serait donc possible que des volumes de silice amorphe subsistent après ce réarrangement.

Une étude plus approfondie sur les processus génétiques de ce type de silice pourrait apporter des éléments de réponse. La présence de moganite et/ou de calcédoine à la structure légèrement différente pourrait avoir des effets sur la luminescence. Sinon, il pourrait être dû à la présence de silice nano-structurée en mélange avec les fibres de calcédoine, ce qui pourrait expliquer les données de gemmologie classique.

Nantes, le 20 Juin 2011, ère Quaternaire.

#### IV- Références

- Boukili H., Navikoff A., Soubies Y., Queiroz C., (1983). « Pétrologie des produits de l'altération des roches ultrabasiques a chromites de Campo Formoso, Etat de Bahia - Brésil ». *O.R.S.T.O.M*, Sciences Géologiques, vol .72, p. 19-28.
- Bucher K., Frey M. (1994). « Petrogenesis of Metamorphic Rocks ». *6<sup>th</sup> Edition Complete Revision of Winkler's Textbook*, Springer-Verlag Ed, Berlin, 307 p.
- Brooks J.H. (1965). « Marlborough Creek chrysoprase deposits ». *Gems and Gemology*, Fall 1965, p. 323-330.
- Camuti K.S., Riel R.G, (1996). « Mineralogy of the Murrin Murrin Nickel Laterites ». *Mineral to Market, Kalgoorlie, Western Australia*, 17-29 November, 1996, Series 6/96, p. 209-210.
- Cassedanne, J.-P. & Cassedanne, J.-O. (1975). « L'opale verte de la Fazenda Brejinho (Brésil) ». *Revue de gemmologie A.F.G.*, vol. 45, p.6-7.
- Eckert A.W., (1997). « The World of opals ». *John Wiley and Sons edition*, 448 p.
- Fritsch E., Mihut L., Baibarac M., Baltog I., Ostrooumov M., Lefrant S., Wery J., (2001). « Luminescence of oxidized porous silicon : surface-induced emissions from disordered silica micro- or nanostructures. » *Journal of Applied Physics*, vol. 90, n°9, p 4777-4782.
- Fritsch E., Feydiou C., Lulzac Y., Fauran J., Rondeau B., (2009). « Un camée exceptionnel d'opale et de calcédoine ». *Revue de l'Association Française de Gemmologie*, n°168, p. 4-7.
- Fritsch E., Rondeau B., Kolayli H., (2011). « Cr<sup>3+</sup>-green common opal from Turnali, North-eastern Turkey ». *32<sup>ème</sup> International Gemmological Conference, Interlaken, Suisse*.
- Frost B.R., Beard J.S., (2007). « On Silica Activity and Serpentinization ». *Journal of Petrology*, vol. 48, n°7, p. 1351-1358.
- Gaillou E., (2006). « Relations entre nanostructure, propriétés physiques et mode de formation des opales A et CT ». *Thèse de doctorat*, Université de Nantes, facultés des sciences et des techniques, France, 307 p.
- Garcia-Guinea J., Bustillo M.A., Crespo-Feo E., Finch A.A., Townsend P.D., Hole D.E., Correcher L.V., (2009). *Conference on Micro-Raman Spectroscopy and Luminescence Studies in the Earth and Planetary Sciences - Program and Abstract*, vol. 32 (LPI-Contrib-1473).
- Heaney P., (1993). « A proposed mechanism for the growth of chalcedony ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, p. 66-74.
- Heflik W., Kwiecincka B., Natkaniec-Nowak L., (1989). « Color of chrysoprase in the

- light of mineralogical studies ». *Australian Mineralogist*, vol. 17, n°2, p.43-46/58-59.
- Hostetler, P.B, Coleman, R.G, Mumpton, F.A, Evans, B.W (1966). « Brucite in alpine serpentinites ». *American Mineralogist*, vol. 51, p. 75-98.
- Kievlenko E.Y., (2003). « Geology of Gems ». *Dr Art Soregaroli edition*. 468 p.
- Kingma K.J., Hemley R.J., (1994). « Raman spectroscopic study of microcrystalline silica ». *American Mineralogist*, vol. 79, p. 269-273.
- Lasnier B., (1972). « Notice explicative de la carte géologique de Vallet ». BRGM.
- Le Mee L., (1999). « Etude d'une portion du flanc sur de la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux : la Butte de la Roche (Commune du Loroux-Bottereau 44) ». *Rapport de TER*, Université de Nantes, 40 p.
- Lulzac Y., (2001). « Manuel de détermination des pierres taillées et de joaillerie ou de collection ». *Edité par Yves Lulzac*, 99 p.
- Melfi A.J., Trescases J.J., Barros de Oliveira S.M., (1980). « Les "latérites" nickélicifères du Brésil ». *O.R.S.T.O.M*, série Géologie, vol. XI, n°1, p.15-42.
- Miehe G., Graetsch H., (1992). « Crystal structure of moganite : a new structure type for silica ». *European Journal of Mineralogy*, vol. 4, p. 693-706.
- Mizutani S., (1977). « Progressive Ordering of cristibaltic silica in the early stage of diagenesis ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 61, p. 129-140.
- Oehler J.H., (1976). « Hydrothermal crystallization of silica gel. » *Geological Society of American Bulletin*, vol.87, p. 1143-1152.
- O'Hanley D.S., (1992). « Solution to the volume problem in seprentinization ». *Geology*, vol. 20, p.705-708, p. 705-708.
- Oliveira (Barros de) S.M., Trescases J.J., Melfi A.J., (1992). « Lateritic nickel deposits of Brazil ». *Mineralium Deposita*, vol.27, p. 137-146.
- Pascoal H.B., Pontuschka W.M., Rechenberg H. (1999). « Luminescence quenching by iron in calcium aluminoborate glasses ». *Journal of Non-Crystalline Solids*, vol. 258, p.92-97.
- Pelletier B.G., (2003). « Minerais de nickel de Nouvelle-Calédonie ». *Bulletin de L'Union Française des Géologues*, vol .138, p.30-38.
- Prider R.T., (1970). « Opal in the nickel search in western Australia ». *The Australian Mineralogist*, May 1970, p.7-11.
- Ségalen P., Bosch D., Cardenas A., Camacho E., Bouleau A., Guenin H., Rambaud D, (1980). « Aspects minéralogiques et pédogénétiques de deux sols dérivés de

péridotites ». *Cahier O.R.S.T.O.M.*, série Pédologie, vol. XVIII, numéros 3-4, p. 273-284.

Shigley J.E., Laurs B.M., Renfro N.D., (2009). « Chrysoprase and Prase Opal from Haneti, central Tanzania ». *Gems & Gemology*, Winter 2009, p. 271-279.

Trescases, J.J., (1969). « Premières observations sur l'altération des peridotites de Nouvelle Calédonie ». *O.R.S.T.O.M.*, vol I, n°1, p.27-57.

Themelis T., (2008). « Gems and Mines of Mogôk ». *Ed. Ted Themelis*. 352 p.

Thu K., (2007). « The Igneous Rocks of the Mogok Stone Tract ». *Thèse de doctorat*, Department of Geology, University of Yangon, Myanmar, 142 p.

Ulrich M., (2010). « Péridotites et serpentinites du complexe ophiolitique de la Nouvelle-Calédonie. ». *Thèse de doctorat*. Co-direction de l'université de la Nouvelle-Calédonie et l'université Joseph Fourier de Grenoble, France, 213 p.

Wang Y., Merino E., (1990). « Self-organizational origin of agates : Banding, fiber twisting, composition, and dynamic crystallization model ». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 54, issue 6, p 1627-1638

Williams L.A, Crerar D.A (1985). « Silica Diagenesis : II- General Mechanism ». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 55, n°3, p. 312-321.

Williams L.A, Parks G.A, Crerar D.A (1985). « Silica Diagenesis : I-Solubility Controls ». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 55, n°3, p. 301-311.

## V-Annexe

### 1) Annexe 1 : fiches descriptives des échantillons

#### Echantillons BDR01-b

Couleur : brune hétérogène

Transparence : translucide

Dimension : Longueur : 25 mm  
                  Largeur : 7.9 mm  
                  Epaisseur : 5.6 mm

Poids : 10.41 ct (2.08 g)

Polariscope : rétablit constamment

Indice de réfraction : 1.531

Densité : 2.45

Réaction au Chelsea : inerte

Spectromètre à main : rien de visible

Réaction aux UV :

UV long : une luminescence jaune faible situé dans les bandes et une luminescence violette faible dans les tâches

UV court : luminescence jaune pâle faible dans les bandes et fracture et luminescence brune foncée faible dans les tâches



**Echantillons BR01-b**

Couleur : brun à jaune selon les bandes, une bande fine violette

Transparence : translucide et transparent selon les bandes

Dimension : Longueur : 43 mm  
                  Largeur : 25 mm  
                  Épaisseur : 2.5 mm

Poids : 26.63 ct (5.33 g)

Polariscope : rétablit constamment

Indice de réfraction : 1.539-1.548

Densité : 2.63

Réaction au Chelsea : inerte

Spectromètre à main : rien de visible

Réaction aux UV :

UV long : luminescence faible jaune-brun dans des bandes larges et bandes à luminescence violette très faible.

UV court : luminescence faible jaune brun en bandes larges



**Echantillons BR02-b**

Couleur : selon les bandes, brun, rouge, blanc, noir opaque

Transparence : transparent à opaque

Dimension : Longueur : 40 mm  
                  Largeur : 15.3 mm  
                  Épaisseur : 2.6 mm

Poids : 19.71 ct (3.94 g)

Polariscope : rétablit constamment

Indice de réfraction : 1.540-1.544

Densité : 2.62

Réaction au Chelsea : inerte

Spectromètre à main : rien de visible

Réaction aux UV :

UV long : luminescence jaune forte dans des bandes spécifique et luminescence violette moyenne en bandes

UV court : luminescence forte jaune à brun faible dans des bandes spécifiques et luminescence violette très faible en bande



**Echantillons BR03-b**

Couleur : incolore à brun

Transparence : translucide à opaque

Dimension : Longueur : 31 mm  
                  Largeur : 11 mm  
                  Épaisseur : 2.5 mm

Poids : 8.19 ct (1.64 g)

Polariscope : rétablit constamment

Indice de réfraction : 1.552

Densité : 2.63

Réaction au Chelsea : inerte

Spectromètre à main : rien de visible

Réaction aux UV :

UV long : luminescence faible brune en bande

UV court : luminescence faible brune en bande



**Echantillons BR04-b**

Couleur : incolore, blanc et gris

Transparence : transparent à translucide

Dimension : Longueur : 33 mm / 28 mm  
                  Largeur : 17.5 mm / 13.6 mm  
                  Épaisseur : 2 mm / 2 mm

Poids : 11.85 ct (2.37 g) / 6.88 ct (1.38 g)

Polariscope : rétablit constamment

Indice de réfraction : 1.548 / 1.548

Densité : 2.61 / 2.63

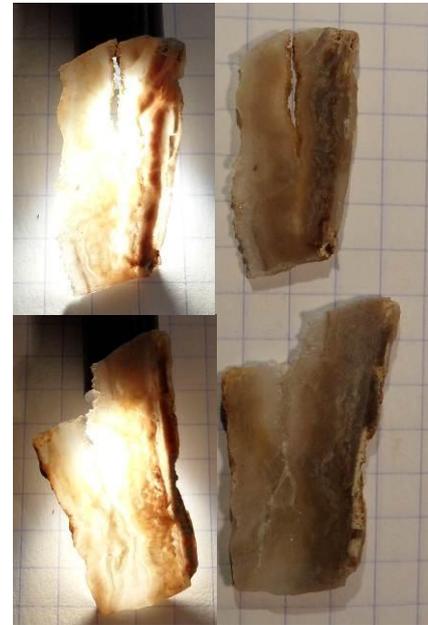
Réaction au Chelsea : inerte

Spectromètre à main : rien de visible

Réaction aux UV :

UV long : luminescence faible verte-brune en bande, luminescence moyenne jaune en bande, luminescence violette faible en bandes.

UV court : luminescence faible verte-brune en bande, luminescence moyenne jaune en bande



**Echantillons BR05-b**

Couleur : incolore, blanc, jaune, brun à noir selon les bandes

Transparence : transparent à translucide

Dimension : Longueur : 45 mm  
                  Largeur : 20 mm  
                  Epaisseur : 3 mm

Poids : 32.89 ct (6.58 g)

Polariscope : rétablit constamment

Indice de réfraction : 1.540 – 1.548

Densité : 2.63

Réaction au Chelsea : inerte

Spectromètre à main : rien de visible

Réaction aux UV :

UV long : luminescence moyenne jaune à verte en bandes ou lentilles,  
luminescence violette faible

UV court : luminescence faible à très faible jaune en bande et luminescence violette  
très faible en bandes

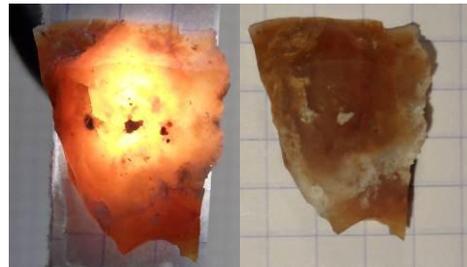


**Echantillons BMP01-b**

Couleur : brune avec des tâches blanches

Transparence : translucide

Dimension : Longueur : 22.2 mm  
                  Largeur : 14 mm  
                  Épaisseur : 6 mm



Poids : 14.02 ct (2.8 g)

Polariscope : rétablit constamment

Indice de réfraction : 1.538

Densité : 2.57

Réaction au Chelsea : inerte

Spectromètre à main : absorbe du bleu jusqu'au vert (jusqu'à 530 nm)

Réaction aux UV :

UV long : luminescence moyenne jaune pâle ou vert en bande

UV court : luminescence moyenne jaune pâle en bande

## Echantillons BMP02

Couleur : miel (brun jaune), tache blanche

Transparence : Translucide

Dimension : Longueur : 5.35 mm  
                  Largeur : 19.4 mm  
                  Epaisseur : 12.3 mm

Poids : 8.18 ct (1.64 g)

Polariscope : rétablit constamment

Indice de réfraction : 1.547

Densité : 2.54

Réaction au Chelsea : inerte

Spectromètre à main : absorption totale du bleu jusqu'à 520 nm

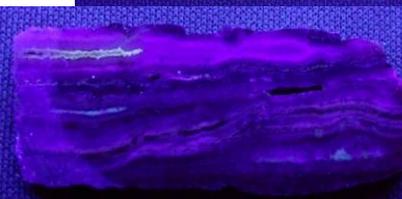
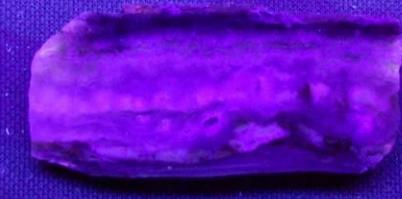
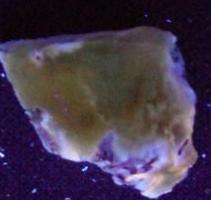
Réaction aux UV :

UV long : luminescence violette moyennement intense localisée dans les taches blanches et luminescence verte moyenne dans la masse.

UV court : luminescence pourpre intense localisée dans les taches blanches



2) Annexe 2 : Photographies des échantillons au UV

Nom	Luminescence UVL	Luminescence UVC
BDR01-b		
BR01-b		
BR02-b		
BR03-b		
BR04-b		
BR05-b		
BMP01-b		
BMP02		

## **Résumé**

Les massifs ultrabasiques sont répandues autour du monde et constituent un intérêt économique pour les métaux (sols latéritiques riche en nickel et chrome) et pour les gemmes (chrysoprase, prasopale, opale œil de chat). Un inventaire des principaux gisements de silice gemme (essentiellement chrysoprase et prasopale) issue de l'altération de roches ultrabasiques a montré que la totalité des gisements produisent de la chrysoprase et de la prasopale. Dans la majorité des gisements documentés, cette silice gemme se trouve en veines traversant soit la roche, soit le profil d'altération. L'étude de cas a permis la caractérisation de la silice issue de l'altération du massif péridotitique de la Butte de la Roche (Loroux-Bottereaux 44), et a permis de comprendre ce que devient la silice qui est rejetée lors des processus d'altération d'ultrabasites. Les études sur celle-ci de gemmologie classique (réfractomètre, balance hydrostatique, lampe UV ...), de pétrologie (microscope pétrographique) et de laboratoire (MEB, Raman ...) ont permis de constater que la silicification de la Butte de la Roche était principalement sous forme de quartz microcristallisé (calcédoine). Cependant, cette calcédoine présente une étrange luminescence jaune-verte. Il est probable que ces silices soient constituées d'un mélange intime de quartz (calcédoine), de moganite et de silice nano-structurée.

## **Abstract**

Ultrabasic massifs are very widespread and constitute an economic interest about metal (lateritic soil rich in nickel and chromium) and about gems (chrysoprase, prasopale, cat's eye opal). An inventory of gem silica's main deposit (mainly chrysoprase and prasopal) from weathering of ultrabasic rocks showed that the most deposits provide chrysoprase and prasopal. For the most documented deposit, this gem silica are localised in veins through rocks or weathering profile. The case study enabled to characterize silica from the weathering of the peridotitic massif of the Butte de la Roche (Le Loroux-Bottereaux 44), and enabled to understand that becoming of the silica from weathering's process. Studies about this silica of classic gemmology (refractometer, UV light ...), petrology (polarized microscope) and gemmology of laboratory (MEB, Raman ...) enabled to notice that silicification of Butte de la Roche was mainly formed by microcrystallized quartz (chalcedony). However, this chalcedony presents strange yellow-green luminescence. This silica is probably constituted by a mix between quartz (chalcedony), moganite and nano-crystallized silica.