

RAPPORT DE PROJET DE FIN D'ETUDES

Juin 2019 – Octobre 2019

GISEMENTS CUPRIFERES DU DOMAINE INTERNE ALPIN. ORIGINE HYDROTHERMALE OCEANIQUE OU OROGENIQUE ? EXEMPLE DE LA MINE DE CUIVRE DE SAINT-VERAN



Etudiant :

Rémi VAUTIER 3A

Encadrant :

Johann TUDURI (Responsable BRGM Campus, BRGM)

Stéphane SCAILLET (Chargé de recherche, ISTO)

Hugues RAIMBOURG (Maître de conférences, ISTO)

Paolo NIMIS (Professeur, Université de Padoue)

Tuteur :

Philippe MARION (ENSG Nancy)

École Nationale Supérieure de Géologie
2 Rue du Doyen Marcel Roubault - BP 10162
54505 Vandœuvre-lès-Nancy cedex
Tél : 03 72 74 46 00
ensg-contact@univ-lorraine.fr
www.ensg.univ-lorraine.fr



BRGM - Siège social
3 avenue Claude-Guillemin, BP 36009
45060 Orléans Cedex 02
Tél. : +33 (0)2 38 64 34 34
ISTO
1A rue de la Férellerie - 45100 Orléans
Tél. : +33 (0)2 38 49 25 34

Notice analytique

Titre du document :	Rapport de Projet de Fin d'Etude
Cadre et nature du travail :	Travail de recherche scientifique, de laboratoire
Date de début et de fin :	03/06/19 au 31/10/19
Date de publication :	18/11/2019
Auteur :	VAUTIER Rémi
Encadrants :	Philippe Marion, Paolo Nimis, Hugues Raimbourg, Stéphane Scaillet et Johann Tuduri
Résumé :	<p>Les Alpes Occidentales sont un réservoir riche en occurrences métallifères, notamment en cuivre. Dans le complexe des Schistes Lustrés, paléo-prisme d'accrétion océanique, de nombreuses occurrences sont des amas sulfurés de type VMS remobilisés ou non. Le gisement de Saint-Véran présente quelques-unes de ces caractéristiques mais aussi des éléments rejetant l'hypothèse d'un VMS (Nimis et al., 2018; Tuduri, 2001). Des analyses Ar/Ar ont conduit à rejeter l'âge historique K/Ar (Bocquet et al., 1974) le classant en VMS. D'autres analyses Ar/Ar ont donné des âges alpins pour les déformations affectant des phengites ($45,6 \pm 0,6$ Ma) et des stilpnomélanes (15-20Ma), minéraux de roches clefs du gisement. Complétées d'études pétrologiques, sur les isotopes du plomb et d'études sur d'autres zones de subduction (Turquie), le tout a permis de mettre en évidence une minéralisation tardive :</p> <ol style="list-style-type: none">1°) entre 60-50Ma, les phases HP-BT du faciès des Schistes Bleus se mettent en place dans le complexe des Schistes Lustrés avec la déformation D1 puis les riébeckites ;2°) entre 50-45Ma, l'exhumation des Schistes Lustrés débute et la phase D2 affecte les phengites lors de leur croissance, la paragenèse HP et les riébeckites ;3°) vers 38-35Ma, la rétro-morphose dans le faciès des Schistes Verts débute avec la silicification, l'albitisation.4°) à partir de 27Ma, la déformation passe de ductile à ductile-fragile et les fentes sécantes à la schistosité régionale se développent ;5°) à partir de 15Ma, la minéralisation principale à bornite se met en place dans les fentes et se développe sous forme de lentilles concordantes à la schistosité régionale entre les talcschistes et les sédiments océaniques (quartzites et marbres) ;6°) vers 10Ma, la déformation devient fragile et remobilise le minerai.
Mots-clefs	Alpes Occidentales, Cuivre, Prisme d'accrétion, subduction, métamorphisme, Ar/Ar, Plomb, pétrologie, Saint-Véran
Nombres de pages :	40
Annexes :	2

Abstract :

The Western Alps are a reservoir rich in metalliferous occurrences, especially in copper. In the complex Schistes Lustrés, paleo-prism of oceanic accretion, many occurrences are sulphide clusters of VMS type remobilized or not. The Saint-Véran deposit presents some of these characteristics but also elements rejecting the hypothesis of a VMS (Nimis et al., 2018, Tuduri, 2001). Ar / Ar analyzes led to the rejection of the historical K / Ar age (Bocquet et al., 1974) classifying it as VMS. Other Ar / Ar analyzes yielded alpine ages for deformations affecting phengites (45.6 ± 0.6 Ma) and stilpnomelanes (15-20Ma), key ore minerals in the deposit. In addition, petrological studies, lead isotope studies and studies of other subduction zones (Turkey) have led to a late mineralization model:

- 1 °) between 60-50Ma, the HP-BT phases of the facies of Blue Schists cristallized in the complex of Schists Gloss with the deformation D1 then the riébeckites;
- 2 °) between 50-45Ma, the exhumation of the Schistes Lustrés begins and the phase D2 affects phengites during their growth, paragenesis HP and riébeckites;
- 3 °) towards 38-35Ma, the retromorphosis in the facies of the Green Schists began with the silicification, the albitization.
- 4 °) from 27Ma, the transition from ductile to ductile-brittle occurred and the secant gashes to the regional schistosity developed;
- 5 °) starting from 15Ma, the principal mineralization to bornite cristallized in the gashes and developed in lenses concordant with the regional schistosity between the talcschists and the oceanic sediments (quartzites and marbles);
- 6 °) towards 10Ma, the deformation became brittle and remobilized the ore.

Table des matières

INTRODUCTION	8
I. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET METALLOGENIQUE DU GISEMENT DE SAINT-VERAN	10
A. La géologie des Alpes	10
1. La structure des Alpes Occidentales	10
2. Modèle de formation des Alpes Occidentales.....	10
3. Le métamorphisme alpin.....	12
B. La distribution des occurrences cuprifères dans les Alpes Occidentales	13
1. Généralités	13
2. Le domaine interne des Alpes occidentales	13
C. Le gisement particulier de Saint-Véran	14
1. Géologie du gisement	14
2. Minéralisation	15
II. METHODOLOGIE	17
A. Microscopie optique	17
B. Microscopie électronique à balayage et microsonde électronique	17
C. Datation Ar/Ar	17
D. Isotopes du plomb	18
III. ETUDES PETROGRAPHIQUES, GEOCHRONOLOGIQUES ET DES ISOTOPES DU PLOMB	19
A. Le contexte métamorphique du gisement de Saint-Véran	19
1. L'enregistrement métamorphique de HP/BT des roches encaissantes.....	19
2. L'enregistrement métamorphique d'une rétomorphose.....	20
B. Les structures minéralisées	21
1. Les structures concordantes, filons et lentilles.....	21
2. Les structures sécantes, fentes de tension	23
C. Datation Ar/Ar	24
D. L'isotopie du plomb sur les roches de la mine du Clausis	26
IV. DISCUSSION	27
A. Rappels des principaux résultats	27
B. Les phases métamorphiques à Saint-Véran	27
C. Des âges cohérents et un âge réfuté	27
D. Mise en place de la minéralisation	28

E.	Discussion sur les isotopes du plomb.....	30
1.	Les interprétations de Nimis et al (2018).....	30
2.	L'apport du plomb sur la mise en place de la minéralisation de Saint-Véran.....	32
3.	La chalcopyrrite issue d'un métamorphisme des Schistes Bleus ou de la rétro-morphose.....	32
4.	La signature éclogitique du gisement de Saint-Véran.....	33
5.	Pas d'âge modèle déterminable.....	33
F.	Discussion sur l'histoire géodynamique du gisement.....	33
1.	Les riébeckites, des roches formées durant l'épisode HP du faciès Schistes Bleus des Alpes .	33
2.	La minéralisation, un évènement tardif.....	34
G.	Discussion sur la concentration en cuivre pour expliquer la minéralisation	34
V.	MODELE GEODYNAMIQUE-CONCLUSION.....	35
BIBLIOGRAPHIE		37
ANNEXE 1 : COMPOSITIONS CHIMIQUES DES AMPHIBOLES SODIQUES		42
ANNEXE 2 : SPECTRES COMPLEMENTAIRES DES DATATION AR/AR.....		43

Tables des figures

Figure 1 : Présentation des infrastructures minières et localisation des différents travers bancs..	8
Figure 2 : Carte tectonique des Alpes simplifiée.....	11
Figure 3 : Modèle de scénario géodynamique des Alpes.	12
Figure 4 : Le cuivre dans les Alpes selon la typologie des occurrences et les domaines alpins..	13
Figure 5 : [A] Carte des occurrences de cuivre dans les Alpes Occidentales [B] Carte des occurrences de cuivre dans le domaine interne des Alpes Occidentales selon les spécificités décrites par Nimis et al, 2018.	14
Figure 6 : Schéma structural du secteur de la mine de cuivre de Saint-Véran.	15
Figure 7 : Colonne lithostratigraphique établie dans le TB3.	15
Figure 8 : Bloc diagramme synthétisant les expressions de la minéralisation dans la mine des Clausis.	16
Figure 9 : Deux exemples de spectres pouvant être obtenus après une analyse en step-heating (rouge et bleu) et après une ablation in-situ (rouge).....	17
Figure 10 : [A] Paragenèse HP-BT (lw-gl-phg) du faciès Schistes Bleus présente dans les roches du secteur de la mine. [B]-[D]Chlorite remplaçant les minéraux de la paragenèse HP (ici glauophane) [C] Stilpnomélanes et chlorite remplaçant les riébeckites orientées au niveau des fentes de tension minéralisées.	19
Figure 11 : Détermination de la nature des amphiboles sodiques selon Leak, 1997 (gauche) et des pyroxènes sodiques selon Morimoto 1988 (droite).	20
Figure 12 : Mise en évidence de la double-schistosité présente dans les roches de la paragenèse HP-BT.	20
Figure 13 : Photo prise à l'intérieur d'un travers banc dans la mine du Clausis.	21
Figure 14 : [A] Remplacement de l'aegyrine (irisée) par la riébeckite (bleue sombre), LPA. [B] Riébeckites en rosette, LPNA. [C] "Riébeckites" silicifiées, remplacement des riébeckites par du quartz et de l'albite, LPA [D] Microfracture dans les « riébeckites » silicifiées à remplissage de quartz-albite-calcite, LPA [E] Transformation progressive des riébeckites de gauche à droite en ferroglaucophanes, LPNA	22

Figure 15 : [A] Clastes d'encaissant pris dans la minéralisation (bornite), amphiboles bleues déformées et non déformées, aegyrines, quartz, albite... (LPA) [B] Peignes de quartz, albite, calcite et de stilpnomélane entre la minéralisation et l'encaissant silicifié. (LPA) [C] Fente de tension minéralisée avec peigne de quartz, albite, calcite.(LPA)[D] Sphalérite en boudin (brun) étirée et émietlée dans une lentille de minéralisation. (LPNA)	23
Figure 16 : Montage photo d'une fente minéralisée typique du gisement de Saint-Véran dans les quartzites (LPNA)..	24
Figure 17 : Spectres obtenus par la méthode Ar/Ar.	25
Figure 18 : Rapports isotopiques du plomb pour les veines métamorphiques et post-métamorphiques de la zone Piémontaise d'après Nimis et al,2018.	26
Figure 19 : Tableau paragénetique de la minéralisation de Saint-Véran	28
Figure 20 : Synthèse de la mise en place de la minéralisation de la mine de cuivre de Saint-Véran.	29
Figure 21 : Comparaison entre les gisements de VMS étudiés et les réservoirs potentiels de Pb, représentés par les basaltes de type MORB	30
Figure 22 : Scénario schématique pour la circulation des fluides et des composantes isotopiques du plomb, de la propagation de l'océan à l'orogénèse alpine.....	31
Figure 23 : Modèle géodynamique pour le gisement de Saint-Véran dans l'orogénèse alpine..	36

Introduction

Depuis près de 50 ans, le Service de la carte géologique, rattaché au BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) a piloté le plus important programme de recherche scientifique national dans le domaine des géosciences en assurant la gestion de la totalité de la chaîne de production de cartes géologiques, depuis le lever sur le terrain jusqu'à l'édition. Prolongement du programme de la carte géologique de la France, le Référentiel Géologique de la France (RGF) vise à fournir une information géologique 3D, numérique, homogène et cohérente sur l'ensemble du territoire national. Depuis 2018, ce nouveau programme s'intéresse aux massifs des Alpes et aux bassins périphériques.

Le présent projet de Master s'intéresse à la caractérisation de gisements cuprifères localisés dans le domaine interne des Alpes occidentales. En effet, les Schistes Lustrés des Alpes occidentales constituent un exemple de paléo-prisme d'accrétion océanique développé à l'avant d'une zone de subduction (Schwartz, 2000). Ils sont caractérisés par d'abondants volumes de calcschistes, des sédiments supra-ophiolitiques et des fragments d'ophiolites auxquelles peuvent être associées des occurrences à Cu(-Zn-Co-Ni-Pb-Au) (Bouladon & Picot, 1968; Nimis et al., 2018; Routhier, 1946). Les conditions métamorphiques observées évoluent d'ouest en est, depuis le faciès des Schistes Bleus à celles du faciès éclogitique. La formation des gîtes métallifères est, par ailleurs, fréquemment rattachée à l'histoire précoce et océanique du domaine liguro-piémontais (Ayoub, 1984; Bouladon & Picot, 1968; Sinojmeri, 1987) en raison notamment de leur morphologie, stratiforme, rappelant celle des amas sulfurés (Galley et al., 2007; Herrington et al., 2005). Cependant, la déformation et le métamorphisme observés dans ce domaine questionnent sur les possibles effets des remobilisations alpines, voire, sur la possible présence d'une métallogénèse alpine. Mieux comprendre les processus à l'origine de la mobilité des fluides et des métaux au cours de l'enfouissement et de l'exhumation des roches de HP constitue donc un enjeu important pour mieux contraindre la formation de gîtes orogéniques atypiques (*i.e.* autres que l'or) et donc la prospection de nouveaux modèles de gisements.

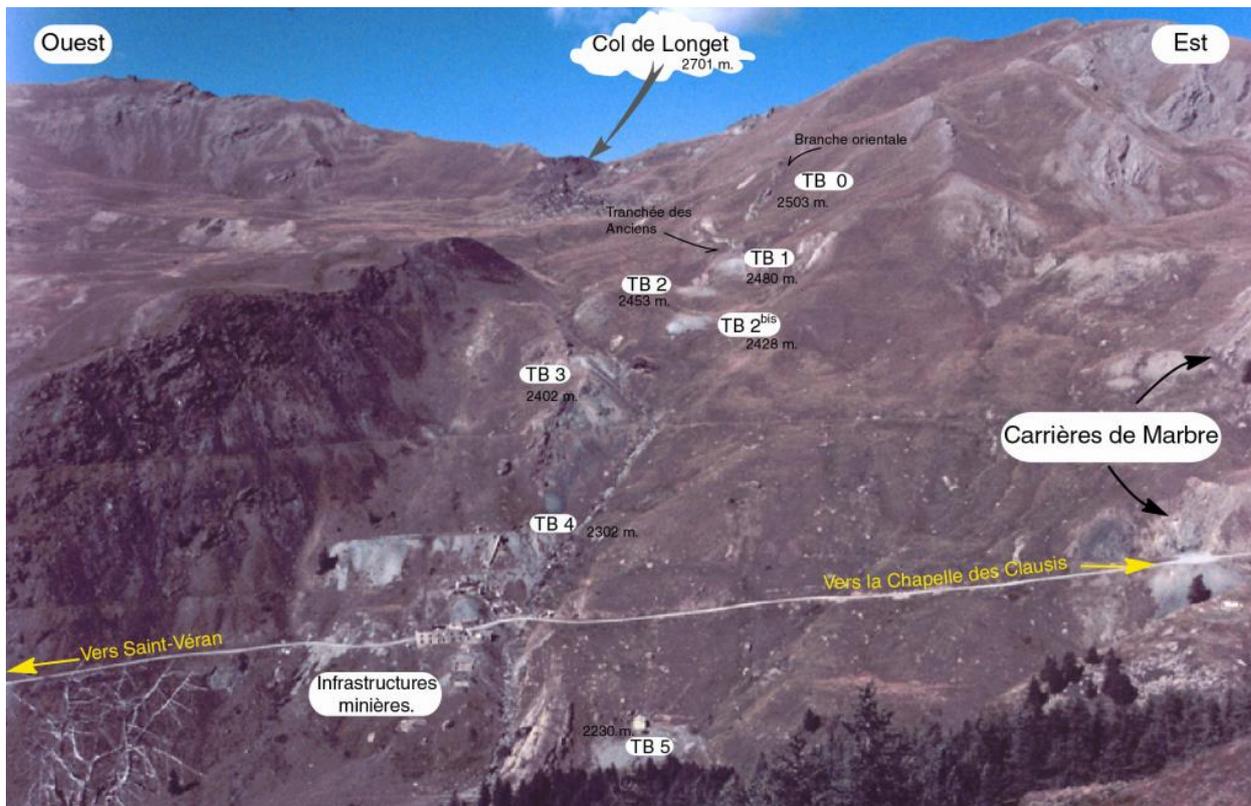


Figure 1 : Présentation des infrastructures minières et localisation des différents Travers Bancs. La photographie est prise en direction du Nord. D'après Tuduri, 2001.

Cette étude intégrée combine la pétrologie métamorphique, la métallogénie, la géochimie isotopique et la géochronologie afin de préciser la nature océanique ou orogénique de ces différentes occurrences et leur relations spatiales et temporelles avec leur contexte tectonique et métamorphique.

Elle se concentrera sur le gisement de Saint-Véran. Le gisement de Saint-Véran (également nommé Mine de Clausis) est situé à 8km à l'Est de la commune de Saint-Véran (Hautes-Alpes) dans le Massif du Queyras proche de la frontière italienne. Il a été exploité depuis le Chalcolithique/Bronze Ancien jusqu'en 1961 pour son cuivre avec un arrêt entre le I^{er} siècle ap. JC et 1901. 2500t de concentrés à 40% ont été produites dans l'exploitation et traitées sur place. L'exploitation s'est faite sur 5 travers bancs pour ce qui est de l'époque moderne et au niveau de la Tranchée des Anciens pour les travaux de l'Antiquité. (Barge et al., 1998) (Figure 1). Dans les années 1960-80, la genèse du gîte de Saint Véran a été rattachée aux processus hydrothermaux exhalatifs et assimilée aux amas sulfurés volcanogéniques à Cu(-Zn) de type Chypre (Ayoub, 1984; Bouladon & Picot, 1968). Plus récemment, Tuduri (2001) et Nimis et al.(2018) ont suggéré que la minéralisation pouvait avoir été remobilisée au cours de l'orogène alpin, voire même, suggère que cette dernière pourrait être *in-fine* syn-orogénique. Le débat autour des processus de remobilisation reste donc ouvert. En effet, peut-on considérer le gisement de Saint Véran comme un amas sulfuré remobilisé, partiellement ?, totalement ?, lors de la subduction puis la collision ou bien est-ce que cette remobilisation est inexistante et un autre processus syn-orogénique est à prendre en compte ?

Ce présent rapport apportera des éléments discriminants à travers une étude pétrographique, de géochimie isotopique (Pb), et un travail de datation par la méthode Ar/Ar pour aboutir à un modèle de formation du gisement.

I. Contexte géologique et métallogénique du gisement de Saint-Véran

A. La géologie des Alpes

1. La structure des Alpes Occidentales

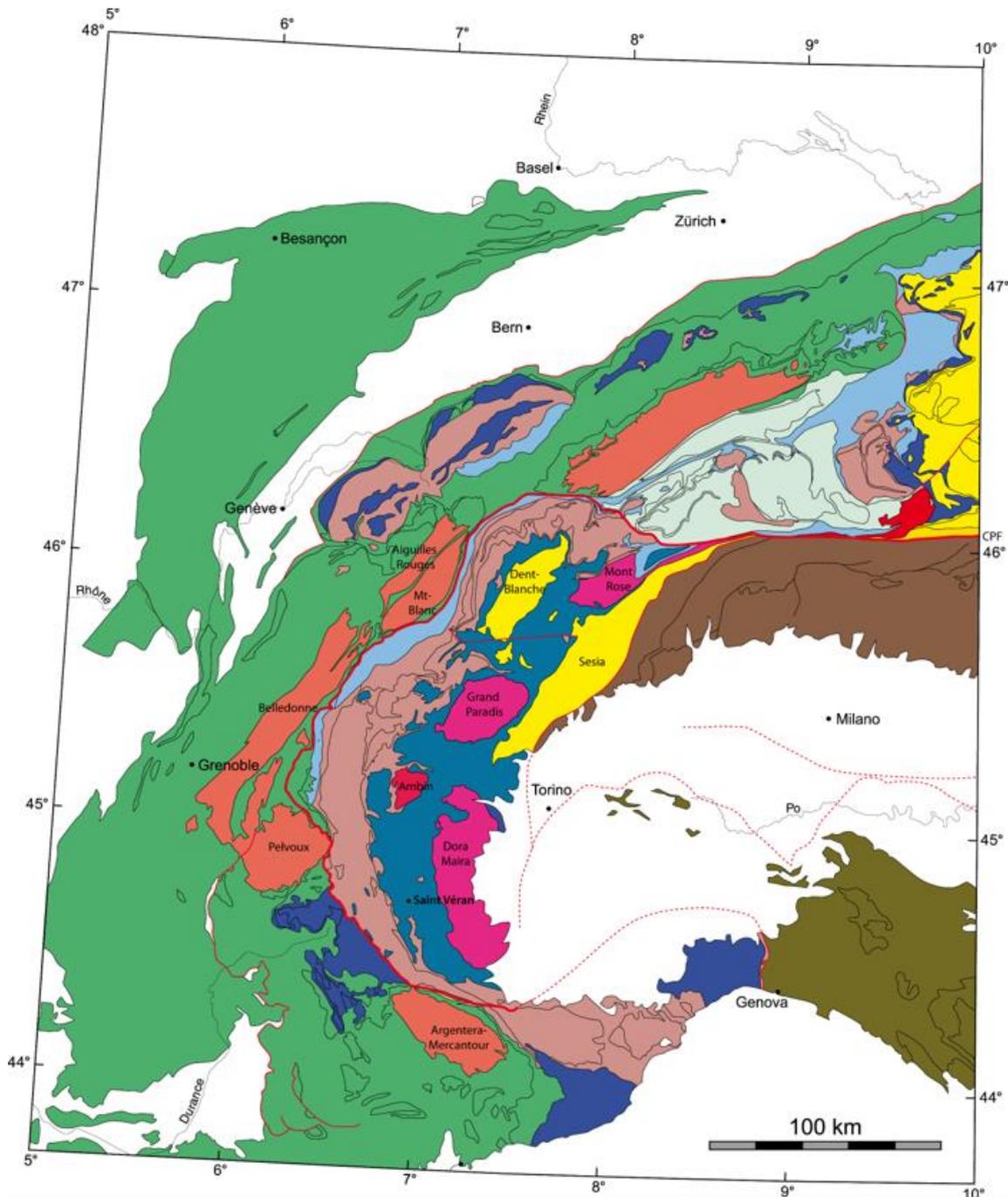
La chaîne alpine s'étend sur une partie de l'Europe de la France à l'Autriche. Elle résulte de la collision entre la plaque eurasienne et la partie apulienne de la plaque africaine, la partie eurasienne plongeant sous la partie apulienne.

La présente étude va se concentrer sur les Alpes Occidentales (France, Suisse, Italie). Les Alpes Occidentales se découpent en deux grandes zones, elles-mêmes découpées en unités structurales (Debelmas & Mascle, 1997; Dercourt, 1997; Lagabrielle, 1987) (Figure 2). Ainsi il est classiquement distingué :

- Les zones externes (plongeant vers l'est sous les autres unités plus internes) :
 - Les chaînes dauphinoises, helvétiques et du Jura : zones les plus à l'Ouest de la chaîne et la couverture sédimentaire de la plaque européenne. C'est l'unité qui couvre la plus grande superficie de cette partie des Alpes.
 - Les Massifs Cristallins Externes : socle cristallin européen mis en place lors de l'orogénèse hercynienne.
- Les zones internes (séparées des zones externes par un important chevauchement, le Chevauchement Pennique Frontal) :
 - La Zone Briançonnaise : marge européenne de la Téthys alpine autrement appelée domaine océanique Ligure.
 - La Zone Piémontaise : couverture sédimentaire de la Téthys alpine, constituée de l'unité des Schistes Lustrés, chevauchant les unités de la zone briançonnaise. Cette zone est également caractérisée par les lambeaux et nappes ophiolitiques plus ou moins métamorphisées du domaine océanique Ligure (Chenaillet, Queyras, Viso).
 - Les Massifs Cristallins Internes : socle cristallin de la marge européenne.
- Les zones austro et sud-alpines : marge apulienne de la Téthys chevauchant les autres unités et retrouvée parfois en klippe comme le massif de la Dent Blanche et du Servin. Ces unités sont séparées des domaines internes par la ligne périadriatique.
- Le Nord des Apennins : autres vestiges de l'océan liguro-piémontais au sud de la plaine du Pô (Carminati & Doglioni, 2012). Dans ces unités, on retrouve des lambeaux d'ophiolithes n'ayant pas subi de métamorphisme.

2. Modèle de formation des Alpes Occidentales

La formation des Alpes se découpe en 4 grandes étapes (Agard et al., 2009)(Figure 3). La subduction océanique de la plaque eurasienne commence au Crétacé supérieur. Les parties de lithosphère océanique qui deviendront les Schistes Lustrés et les complexes ophiolitiques sont enfouies et commencent à subir du métamorphisme. Vers 45Ma, la subduction continentale commence avec l'enfouissement du dôme de Dora Maira sous des conditions PT de Ultra Haute Pression (UHP). A ce moment, les complexes ophiolitiques et des Schistes Lustrés sont au début de leur phase d'exhumation. Vers 38-35Ma débutent la collision continentale et l'exhumation de Dora Maira. Le Mont Viso se rapproche de la surface et le complexe des Schistes Lustrés est déjà mis en place à la surface. Vers 35-30Ma, la collision continentale est active. Depuis 25-20Ma, il y a de l'affaissement extensif dans les zones internes et l'érosion commence vraiment à avoir un effet prépondérant vers 15Ma.



Domaines sud-alpins



Domaines austro-alpins



Domaines externes

- Zones dauphinoise et helvétique et Jura
- Massifs cristallins externes

Nord des Apennins



CPF : Chevauchement Pennique Frontal

Domaines internes

Zone piémontaise

- Complexe des Schistes Lustrés et complexes ophiolithiques
- Nappes des Flyschs à Helminthoïdes, d'Antola et des Préalpes
- Massifs cristallins internes

Nappes sub-penniques (marge européenne distale)



Zone Briançonnaise

- Massifs cristallins internes de la zone Briançonnaise
- Sédiments et couverture de la zone Briançonnaise

Zone valaisanne



Figure 2 : Carte tectonique des Alpes simplifiée d'après Schmid et al, 2004. 4 grandes unités sont définies sur cette carte : les domaines apuliens (sud-alpines et austro-alpines) et les domaines internes (zone piémontaise avec les Schistes Lustrés, zone Briançonnaise, zone valaisanne et nappes sub-penniques) séparés des domaines externes (massifs cristallins internes et zones dauphinoise et helvétique) par le CPF (ligne rouge) et le Nord des Apennins.

3. Le métamorphisme alpin

Le métamorphisme alpin augmente d'Ouest en Est de la zone dauphinoise aux massifs cristallins internes.

a) Le métamorphisme de Haute Pression - Basse Température (HP-BT) :

Dans les massifs cristallins internes de la Dora Maira du Grand Paradis et même du Mont Viso des roches ont atteint le faciès éclogitique (Rolland et al., 2000; Schwartz et al., 2000) aussi bien en reprise alpine du socle varisque que dans les ophiolites liguriennes subductées, la paragenèse la plus fréquemment décrite est à grenat - omphacite. Certains minéraux, dans la Dora Maira et le Grand Paradis, telle la coésite impliqueraient même une pression de l'ordre de 30kbar et 700°C (Chopin, 1984). On parle à leur propos de faciès de Ultra Haute Pression (UHP).

Le domaine des Schistes Lustrés liguro-piémontais sont quant à eux métamorphisés dans un faciès Schistes Bleus. Les conditions de pression et température augmentent d'Ouest en Est d'une paragenèse lawsonite - jadéite-glaucophane (8 kbar pour 300°C) à une paragenèse zoïste- jadéite - glaucophane (13 kbar pour 450°C) (Schwartz, 2000). La caphrolite constitue l'assemblage HP des métapélites. Les paragenèses les plus fréquemment observées étant les suivantes : Glaucophane – Grenat - Epidote et Glaucophane –Lawsonite - Epidote ± phengite (Kienast, 1983; Rolland et al., 2000).

b) Le métamorphisme Lépontin, Moyenne Pression - Moyenne Température (MP-BT/MT) :

Ce faciès est largement répandu. On lui attribue les roches de faciès Schistes Verts et il s'observe aussi bien en conditions rétro-morphiques que dans des associations typomorphes acquises lors du pic de métamorphisme (Caby et al., 1978). Les minéraux symptomatiques sont la chlorite, l'albite, la pumpellyite, l'actinote et la biotite verte-brune. Ce métamorphisme reprend les unités précédentes mais déborde aussi largement vers l'ouest dans la zone dauphinoise.

c) Le métamorphisme de Basse Pression - Basse Température (BP-BT) :

La zone à prehnite - pumpellyite n'est décelable que dans la partie externe du domaine dauphinois, où des cristallisations, dans des fentes alpines, de prehnites et de quartz automorphes font le bonheur des cristalliers de la région de l'Oisans.

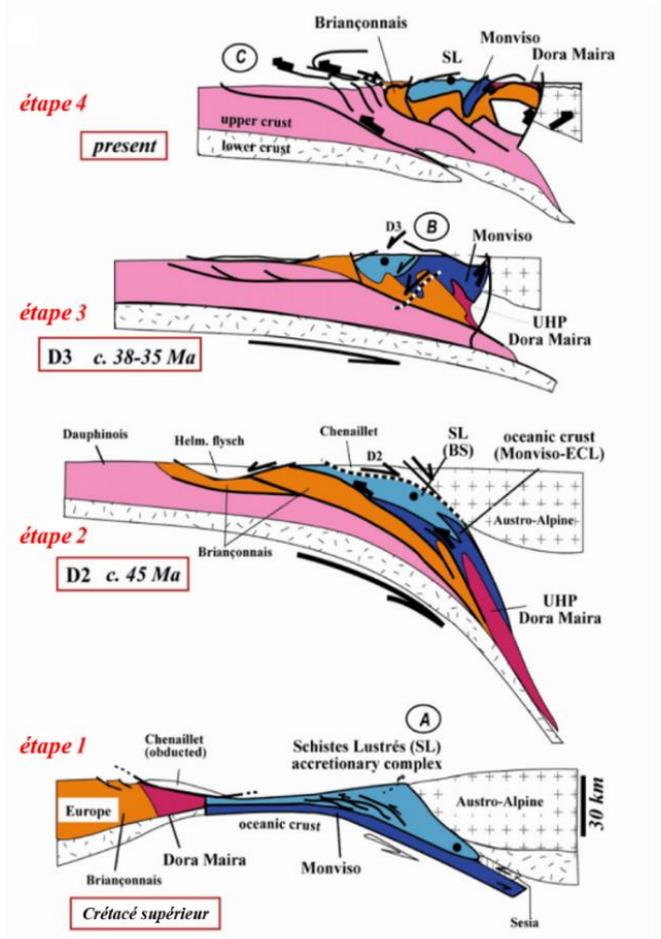


Figure 3 : Modèle de scénario géodynamique des Alpes selon Agard 2009. 4 étapes sont définies : la subduction océanique qui débute vers la fin du Crétacé, la subduction continentale vers 45Ma avec une phase de déformation D2 définie par Agard et al, 2002, la collision vers 38-35Ma. La 4^{ème} étape correspond à l'état actuel de la chaîne.

B. La distribution des occurrences cuprifères dans les Alpes Occidentales

1. Généralités

Les Alpes occidentales sont riches en occurrences de métaux notamment le cuivre, comme le plomb ou le zinc. Ces occurrences se distribuent dans toutes les différentes unités alpines décrites en §I.A.1.

Elles sont regroupées en 4 grands groupes. Les plus importants sont les filons puis les amas suivis des types « disséminés » et enfin ceux indéterminés (Figure 4A).

La grande partie de ces indices, environ 70%, se trouvent dans les zones externes des Alpes (Dauphinois, Helvétique et Massifs Cristallins Externes, Figure 4B). Les autres principales zones d'occurrences sont le Briançonnais et le Piémontais dans les zones internes (Figure 4B).

Lorsque ces occurrences sont localisées dans les différentes unités alpines, il ressort que les types filons sont présents dans toutes les zones des Alpes mais moins présents que les amas dans les zones les plus internes des Alpes (Figure 4C).

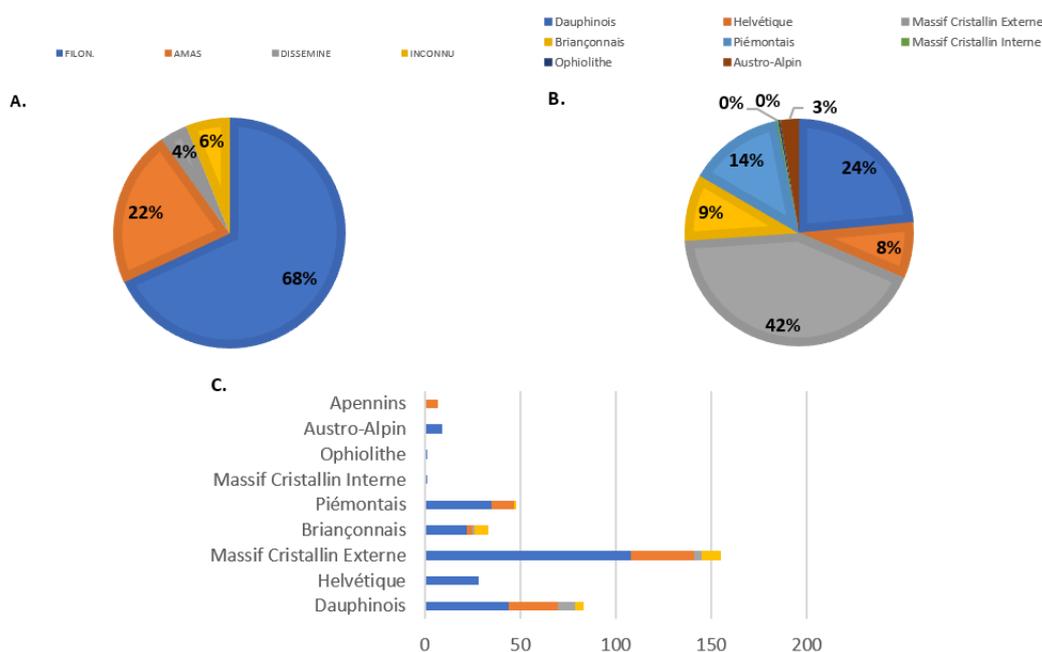


Figure 4 : Le cuivre dans les Alpes selon la typologie des occurrences et les domaines alpins. [A] Pourcentage des différentes typologie dans les Alpes Occidentales [B] Répartition des occurrences dans les différents domaines structuraux alpins [C] Diagrammes en barres empilées représentant la répartition des typologies dans chaque domaine structural alpin. Les filons sont la typologie la plus représentée dans toutes les Alpes Occidentales. Les amas sont présents dans presque toutes les unités des Alpes et bien représentés dans la zone piémontaise.

2. Le domaine interne des Alpes occidentales

Sur la Figure 5, il est possible de constater que les occurrences filoniennes se localisent principalement de part et d'autre du Chevauchement Pennique Frontal, c'est à dire dans et autour des massifs cristallins externes et dans les unités du briançonnais. Les occurrences ayant une typologie d'amas se situent quant à elles plus en retrait dans les zones internes, à l'exception des quelques occurrences autour du Massif d'Argentera-Mercantour au sud des Alpes ainsi que dans les Apennins. en effet, les types filons se situent proche des grandes structures régionales (failles, chevauchements) par rapport aux types amas qui paraissent plutôt distribués dans la zone des Schistes Lustrés.

Dans le domaine interne des Alpes, l'essentiel des occurrences de type amas appartiendrait au modèle géologique de type amas sulfurés volcanogéniques (VMS) selon Nimis et al. (2018). Si l'on se concentre sur le complexe des Schistes Lustrés, on peut ainsi distinguer différentes types de VMS grâce à Nimis et al. (2018) (Figure 5B). On peut aussi souligner la présence de veines riches en cuivre. Ces deux catégories peuvent être subdivisées selon le faciès métamorphique (Schistes Bleus et Eclogites).

Une question qui pourrait venir suite à ces remarques : le lien entre le métamorphisme et la typologie. En effet, le métamorphisme augmente des zones les plus externes vers les zones les plus internes. Un gisement référencé, le gisement de Saint-Véran, pourrait permettre d'avancer sur le lien entre métamorphisme et mise en place de la minéralisation : ce gisement a une origine discutée et se situe dans les Schistes Lustrés à proximité d'un complexe ophiolithique.

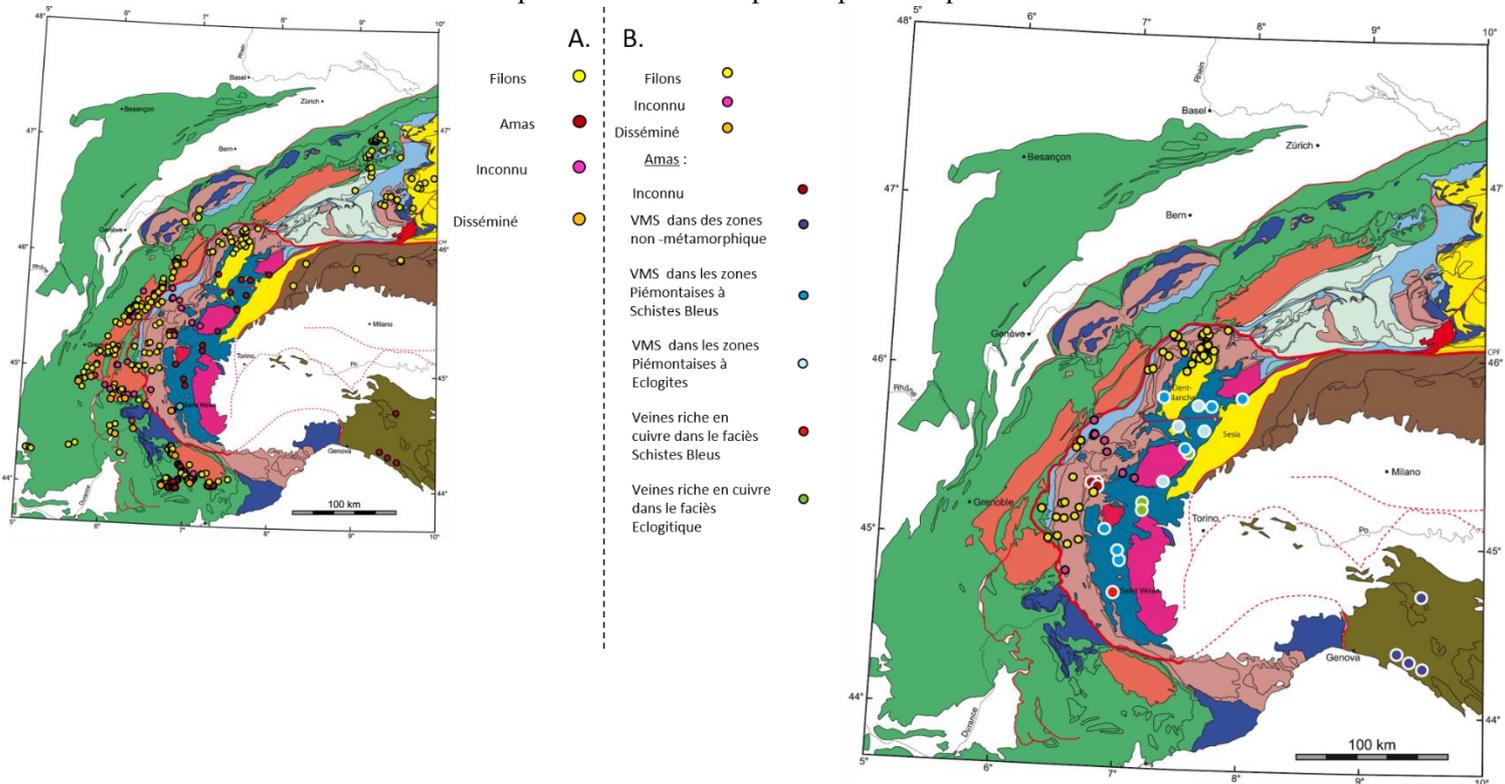


Figure 5 : [A] Carte des occurrences de cuivre dans les Alpes Occidentales [B] Carte des occurrences de cuivre dans le domaine interne des Alpes Occidentales selon les spécificités décrites par Nimis et al, 2018. Dans les deux cartes ci-dessus, les filons sont présents dans les zones les plus externes par rapport aux amas qui se situent dans les zones les plus internes. Dans les zones internes, les amas sont principalement des VMS et situés dans les Schistes Lustrés

C. Le gisement particulier de Saint-Véran

1. Géologie du gisement

Le gisement de Saint-Véran se trouve dans le complexe des Schistes Lustrés du Queyras (Figure 2). Ce complexe occupe le centre des Alpes Occidentales entre les unités Briançonnaise et Apulienne. Il représente le prisme d'accrétion de la subduction et est composé de calcschistes du Jurassique Supérieur au Crétacé Supérieur (Schwartz, 2000). Dans ce complexe se retrouvent des lentilles d'ophiolites, reliques de la croûte océanique la plupart serpentinisées (Schwartz, 2000) (Figure 6). Tout ce complexe est intensément déformé et métamorphisé essentiellement dans le faciès Schistes Bleus. Accolé à l'Est de ce complexe une deuxième unité composée de lentilles de lithosphère océanique est identifiée : le complexe éclogitique du Mont Viso. Ces deux unités sont séparées par une faille normale ductile nord-sud à pendage ouest (Schwartz et al., 2000). Les complexes ophiolithiques sont kilométriques dans les éclogites et métriques à kilométriques dans les Schistes Lustrés.

Au niveau de Saint Véran et de la mine des Clausis, 5 unités ont été mises en évidence pour définir la série lithostratigraphique du gisement faisant partie de la base des Schistes Lustrés avec de bas en haut (Figure 7) (Ayoub, 1984) :

1. des talcschistes et chloritoschistes à serpentine fortement foliés et déformés ; parfois, sont présent des niveaux de lawsonites tabulaires associées à des glaucophanes et des phengites.
2. puis, des amas d'amphiboles bleues pluri-décimétriques de deux types : des riébeckites caractérisées par des accumulations non déformées de riébeckites non orientées car en « rosette » (Termier, 1904 ; Routhier, 1946 ; Bouladon et Picot, 1968 ; Ayoub, 1984 ; Tuduri, 2001). Dans le faciès non déformé, les aiguilles de riébeckites remplacent des

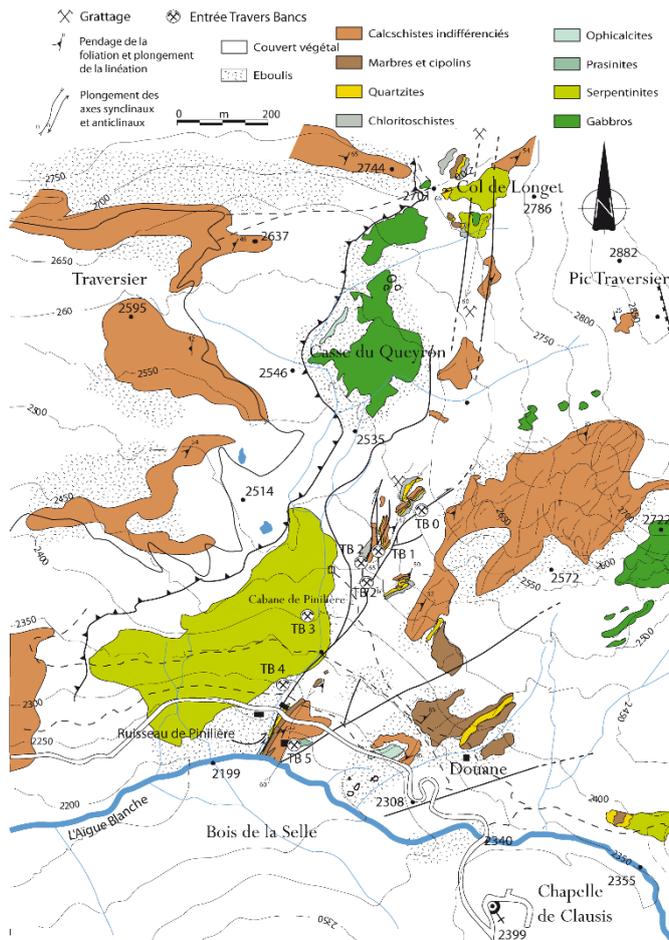


Figure 6 : Schéma structural du secteur de la mine de cuivre de Saint-Véran d'après Tuduri (2001). On retrouve les différentes unités stratigraphiques du log ainsi que des lentilles ophiolithiques proches de la mine. La schistosité régionale est NS. Des failles NS sont identifiables dans la zone et séparent notamment les unités serpentinisées des sédiments océaniques.

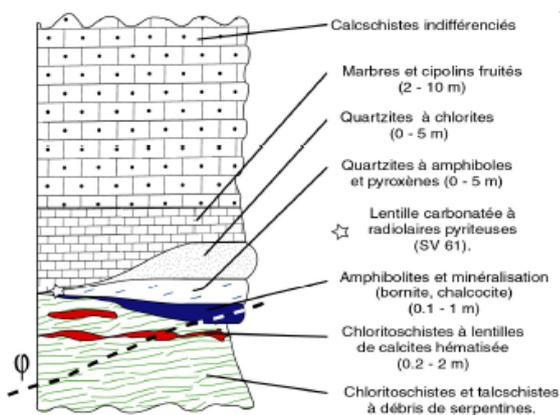


Figure 7 : Colonne lithostratigraphique établie dans le TB3 d'après Tuduri 2001. On retrouve la série classique de la mine des Clausis de bas en haut : talcschistes serpentinisés, amphibolites et minéralisation, quartzites, marbres et cipolins le tout surmonté des calcschistes indifférenciés typiques des Schistes Lustrés.

cristaux également en baguettes d'aegyrine non orientées (Routhier, 1946 ; Ayoub, 1984 ; Tuduri 2001). La minéralisation en sulfures de cuivre est intimement liée à ce niveau.

3. les premières unités sédimentaires recouvrent ces unités ophiolithiques. Un faciès de quartzites rubanées localement carbonatées (Routhier, 1946), un faciès de quartzites à amphiboles bleues et pyroxènes et un faciès de quartzites à chlorites sont distinguables et interprétés comme des métaradiolarites (Ayoub, 1984). A la base de cette série, des radiolaires ont été datés de l'Oxfordien \pm 10Ma (De Wever & Caby, 1981)

4. des marbres et cipolins tachetés d'oxydes de fer leur conférant un aspect truité ;

5. enfin, cette série est recouverte par les calcschistes indifférenciés des Schistes Lustrés du Queyras, localement appelée : série de la Replatte.

Cette série est recouverte par des calcschistes indifférenciés des Schistes Lustrés du Queyras. Parfois, sont présent des niveaux de lawsonites tabulaires associées à des glaucophanes et des phengites.

Toutes ces formations sont fortement affectées par deux phases de déformations (Tuduri, 2001).

Une première phase contemporaine du métamorphisme dans le faciès Schistes Bleus affecte la zone, associée à des plis à vergence ouest dont les plans axiaux sont parallèles à la schistosité régionale (D1S1). Cette déformation est marquée par la foliation dans les quartzites.

Une deuxième phase contemporaine de la rétomorphose des Schistes Lustrés (D2S2). Cette phase est associée à une activation de failles décrochantes dextres (N020) et à une rotation du champ de contrainte caractérisée par un serrage SE-NW, entraînant la mise en place de plis à plans axiaux verticaux et à axes plongeant vers le SW ainsi qu'à des fentes de tension perpendiculaires à ces axes. Les failles contrôlent la géométrie du gisement.

2. Minéralisation

D'après les observations de Tuduri (2001), deux types de minéralisation peuvent être définis (Figure 8):

- En lentilles plus ou moins allongées (i.e. filoniennes) mais parallèles à la schistosité régionale des Schistes Lustrés. Elles sont localisées dans la partie supérieure (stratigraphiquement) des chloritoschistes et talcschistes : soit en contact avec les unités sus-jacentes (marbres, quartzites) en structures de puissances

variables de l'ordre de la dizaine de centimètres jusqu'au mètre selon les archives minières ; soit en veinules centimétriques à pluri-centimétriques dans la partie sommitale de ces mêmes talcschistes (100 à 50 derniers centimètres de la formation).

- Certaines veines minéralisées sont localisées dans des fractures. Elles sont franchement sécantes voir perpendiculaires à la schistosité. L'orientation de ces veines (N 160 40NE) correspond à celle des fentes de tension appartenant à la phase D2 (Tuduri, 2001).

Les études de Ayoub (1984), Bouladon & Picot (1968), Tuduri (2001) et Sinojmeri (1987) ont permis de dresser l'inventaire complet. Avec la bornite, sont associés la sphalérite, la chalcocite, la digénite, la covellite, la cuprite, l'idaïte, la cobalt-pentlandite, la carrollite, l'hématite et la magnétite ainsi que des tellures et des séléniures. De la pyrite et de la chalcopyrite peuvent être trouvées dans des endroits spécifiques du gisement. Sinojméri a aussi décrit la présence d'une solution solide intermédiaire (chalcopyrite+idaïte+bornite).

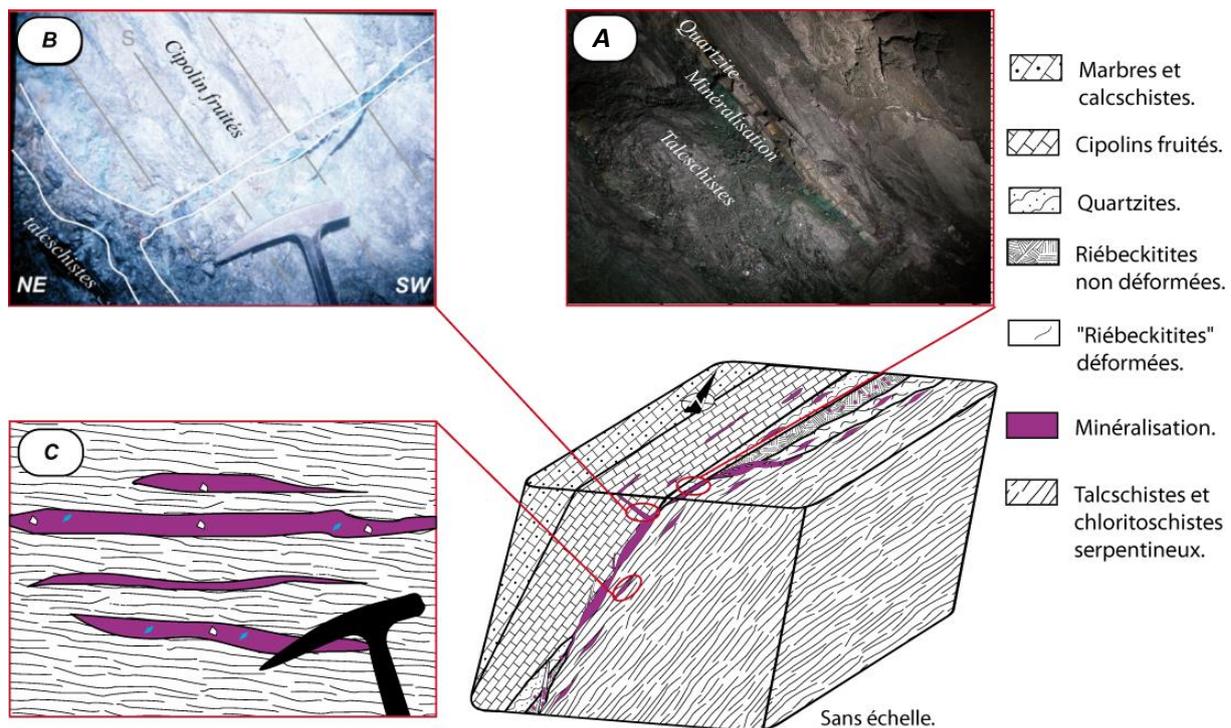


Figure 8 : Bloc diagramme synthétisant les expressions de la minéralisation dans la mine des Clausis. [A] Lentille concordante à la foliation entre le mur de talcschistes et un toit de quartzites. [B] Veine parallèle à la Sn et fente (N120 45 NE) à quartz et albite aux épontes minéralisée. [C] Horizons minéralisés multiples (veines parallèles à la Sn) dans les talcschistes. 2 types de minéralisation se retrouvent : des lentilles et veines concordantes à la schistosité régionale que l'on retrouve dans le toit et dans le mur (taille de l'ordre de la dizaine de centimètre jusqu'au mètre) et des fentes de tensions sécantes à perpendiculaires à la schistosité régionale.

Les éléments de géologie sur lesquels, l'ensemble des auteurs semblent avoir trouvé un consensus sont les suivants :

1. l'arrivée de la minéralisation sulfurée après la mise en place des riébeckites ;
2. la mise en place précoce des oxydes de fer puis de la chalcopyrite par rapport à la bornite (suggérant une diminution de la fugacité en soufre dans l'histoire du gisement) ;
3. la richesse en amphiboles bleues de plusieurs types dans le gisement entre les paragenèses de haute pression et les amphibolites à riébeckites en rosette et les mêmes niveaux déformées. Des échantillons de roches ophiolitiques en lien avec les roches du gisement présentent aussi des amphiboles bleues;
4. la remobilisation de la minéralisation principale (i.e. filonienne) dans des fentes de tension.

Comme évoqué plus haut, l'origine de cette minéralisation est sujet à discussion : d'un côté Ayoub (1984) et Bouladon et Picot (1968) déterminent ce gisement comme issu d'un hydrothermalisme

océanique (modèle VMS de type Chypre). Pour eux, les riébeckites présentes sont des sédiments chimiques. Cette origine chimique et donc océanique a été renforcée par l'âge K/Ar obtenu par Bocquet et al. (1974) de 154 ± 47 Ma. Ayoub évoque cependant des évidences de remobilisation alpine. D'un autre côté, Tuduri (2001) et Nimis et al. (2018) arrivent à une autre conclusion d'origine orogénique. Tuduri (2001) s'appuie sur la relation structurale et les relations pétrologiques pour définir une succession d'événements pendant l'orogénèse alpine. Nimis et al. (2018) va en ce sens en s'appuyant sur l'étude des isotopes du Pb sur des échantillons du secteur de la mine. Cette étude montre une composition en plomb pour la minéralisation principale correspondant à une composition orogénique avec des apports de plomb provenant d'un complexe ophiolithique enfoui sous des conditions métamorphiques du faciès éclogitique.

Pour comprendre l'histoire du gisement de Saint-Véran, il va donc falloir lever l'ambiguïté sur l'âge des riébeckites et de leur mise en place. Un autre point serait d'affiner l'étude des isotopes du plomb avec des échantillons bien identifiés pour mieux comprendre l'ordre de mise en place des différents minéraux du gisement. Après avoir fait cela, il faudra comprendre comment le cuivre se concentre pour mettre en place des sulfures plus riches en cuivre qu'en soufre. Tout cela sera mis en relation avec le canal de subduction alpin et les potentiels processus qui ont lieu dans celui-ci.

II. Méthodologie

A. Microscopie optique

Les observations des lames minces ont été réalisées sur un microscope optique LEICA DMP2500 en lumière réfléchie et transmise.

B. Microscopie électronique à balayage et microsonde électronique

Les analyses chimiques réalisées sur les amphiboles et les pyroxènes ont été faites sur deux appareils de l'Institut des Science de la Terre d'Orléans (ISTO) : la microsonde électronique SX Five (source à Tungstène) de Cameca appartenant à l'UMR Université/CNRS/BRGM et le microscope à balayage Merlin Compact ZEISS équipé d'une colonne GEMINI I utilisé à une tension de 20kV. Le système de microanalyse utilisé sur ce MEB est le détecteur EDS (sans azote) Bruker (QUANTAX - XFlash6 – 30mm² – résolution 129 eV) fait pour la microanalyse ponctuelle des éléments majeurs.

C. Datation Ar/Ar.

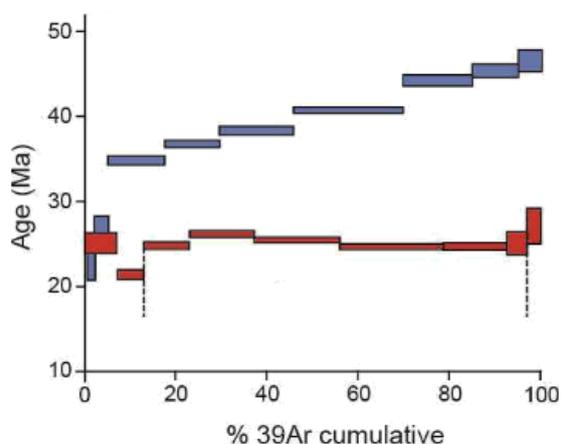


Figure 9 : Deux exemples de spectres pouvant être obtenus après une analyse en step-heating (rouge et bleu) et après une ablation in-situ (rouge). Le spectre bleu montre une perte d'argon. Le rouge montre un âge plateau.

La méthode $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ permet de déterminer un âge apparent sur une fraction de gaz extraite de l'échantillon, sans devoir procéder à sa fusion totale ouvrant la voie à l'analyse thermique différentielle (chauffage par 'step-heating') ou l'ablation ponctuelle in situ. Cette méthode est privilégiée à la méthode K/Ar parce que les instruments se sont développés sur cette méthode et que la quantité d'argon nécessaire pour avoir un âge correct est beaucoup plus faible donc possible sur des minéraux contenant très peu d'argon. Néanmoins, les deux méthodes doivent donner un âge similaire lorsque réalisables toutes les deux sur le même échantillon.

Le chauffage par paliers successifs permet d'analyser le gaz libéré et de donner un âge à chaque étape de température. Les résultats

sont présentés sur un diagramme ayant pour ordonnée l'âge apparent (rectangle dont la hauteur représente l'erreur à 1σ de l'âge et la longueur la fraction de ^{39}Ar libéré) et en abscisse le pourcentage d' ^{39}Ar dégazé par étape. Cette représentation, en plus de donner un âge sur chaque palier, permet de visualiser la distribution de l'argon dans l'échantillon par rapport à la température. Un spectre homogène caractérisé par des âges constants est considéré symptomatique d'un système non perturbé ayant évolué en système clos depuis l'âge indiqué par le spectre (âge plateau). La Figure 9 montre un tel type de spectre (en rouge). Le spectre est homogène entre 15 et 95 % de dégazage de ^{39}Ar , indiquant une fermeture isotopique vers 25 Ma. A contrario, le spectre bleu montre une évolution progressive des âges apparents de 20 Ma jusqu'à 45 Ma. Sur la base de l'hypothèse que l'expérience de dégazage progressif simule la diffusion de l'Ar au sein du bulk, ce type de spectre perturbé est typiquement interprété comme résultant d'un mécanisme de perte d'argon, avec remise à zéro (ouverture) partielle du système après l'âge de première fermeture (au moins égal à 45 Ma). L'âge total (TGA pour « total gaz age ») calculé en sommant toutes les fractions individuelles de chaque spectre est théoriquement équivalent à l'âge K-Ar de l'échantillon. Cet âge est bien évidemment sans signification géologique dans le cas du système perturbé.

Dans le cas d'analyses sur pastille, chaque point de mesure est représenté comme pour un step heating. Le spectre obtenu sur un échantillon contenant assez d'argon pour avoir un âge exploitable doit être homogène et dans ce cas il est de forme comparable au spectre rouge de la Figure 9.

Toutes les analyses ont été réalisées au laboratoire de datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de l'université d'Orléans et supervisées par Stéphane Scaillet. Les échantillons et standards ont été chargés sur un porte échantillon, lui-même introduit dans une cuve ouverte sur la ligne d'extraction. La ligne a été préalablement étuvée à 180°C pendant au moins 24 heures pour la purifier de l'air introduit pendant le chargement. Le dégazage a été effectué via un laser CO_2 pour les analyses en step-heating et les standards et un laser LSX213-G2 pour les analyses in-situ. Le gaz extrait dans la ligne a été ensuite purifié pendant 6 minutes via un piège de type Getter avant d'être introduit dans le spectromètre de masse (Thermo HELIX SFT). Les échantillons ont bénéficié d'un piège froid supplémentaire placé en amont du getter, à travers lequel un morceau de la ligne est refroidi par un mélange d'éthanol et d'azote liquide placé à l'extérieur de la ligne. Dans le spectromètre de masse, le gaz est ionisé et les différents isotopes (^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{38}Ar , ^{39}Ar et ^{40}Ar) sont mesurés via un multiplicateur d'électrons et une cage de Faraday. 10 cycles pour les échantillons et les standards ont été utilisés pour régresser les mesures. Une analyse de blanc entre chaque analyse d'échantillon et de standards a été réalisée dans des conditions identiques.

Les standards analysés sont des sanidines volcaniques. Les 3 roches analysées ont été préparées avant le début de ce stage et 2 types d'analyses ont été réalisées : step-heating sur bulk et in-situ sur pastille.

D. Isotopes du plomb

L'ensemble des mesures réalisées sont sur des échantillons obtenus par Nimis et al. (2018) et sur des échantillons récoltés par Johann Tuduri. Les analyses des échantillons de Johann Tuduri ont été récupérées et interprétées à Padoue au mois d'octobre. Les phases analysées sont les phases sulfurées, principales phases porteuses du plomb.

Les échantillons ont été préparés pour l'analyse à l'Université de Padoue. Les analyses isotopiques du plomb ont été effectuées avec un ICP-MS multi-collecteur (Nu Plasma II) à l'*Institut für Geologie* de l'Université de Berne (Suisse). La solution de l'échantillon a été ionisée en l'introduisant dans un plasma à 9000 K. L'étalonnage a été effectué à l'aide de la norme internationale NIST SRM 981. Des analyses ICP-MS supplémentaires ont été effectuées sur les éléments traces à l'aide d'un spectromètre de masse Agilent Technologies 7700X ICP de l'*Università degli Studi di Padova*.

Les rapports isotopiques du plomb ont été corrigés pour tenir compte de la désintégration de ^{235}U et ^{232}Th (système fermé), en utilisant les concentrations en U, Th et en Pb obtenues par analyse ICP-MS. Les corrections ont été calculées à des âges pouvant correspondre à la fermeture isotopique ou bien à des âges plus vieux, *id est*, l'âge maximum connu du stade océanique (170 Ma) pour le dépôt de VMS, l'âge maximum de la haute pression métamorphisme (62 Ma) pour les veines syn-

métamorphiques et l'âge maximum du faciès des schistes verts (36Ma) pour les veines post-métamorphiques. L'effet des corrections est généralement minime, malgré le fait que les âges utilisés pour les calculs étaient souvent des âges maximum pouvant ainsi provoquer des surestimations. Cette remarque peut être particulièrement pertinente pour les VMS métamorphiques, dans lesquels une réinitialisation isotopique peut avoir eu lieu pendant le Paléocène (?) – métamorphisme de haute pression de l'Éocène ou au cours du rétro-morphisme dans le faciès Schistes Verts durant la période Eocène – Oligocène.

III. Etudes pétrographiques, géochronologiques et des isotopes du plomb

Les observations de lames minces ont été réalisées pour approfondir et compléter les observations faites par Ayoub (1984), Sinojmeri (1987) et Tuduri (2001). Ici la bornite peut correspondre à l'assemblage bornite-chalcocite.

A. Le contexte métamorphique du gisement de Saint-Véran

1. L'enregistrement métamorphique de HP/BT des roches encaissantes

Ces roches sont disséminées dans les différentes unités de la mine de Saint Véran. Les minéraux présents dans ces roches sont des lawsonites, des glaucophane et des phengites (Figure 10A). Les cristaux de lawsonite présentent plusieurs phases de croissances (Figure 11) : le cœur des lawsonites présente généralement des ombres de pressions perpendiculaires à la schistosité générale des lames minces observées (N100 vers l'ouest) et les ombres de pression des bordures se réorientent selon celle-là. On retrouve le même principe dans les glaucophanes mais avec des distinctions moins nettes. Les phengites se développent autour de ces cristaux et s'orientent selon la schistosité générale. Il y a une continuité entre les bandes marqueuses de la schistosité générale des cristaux à double schistosité et les phengites. Il est possible de définir donc deux schistosité : une schistosité S_n présente dans les phengites et les bordures des glaucophanes et lawsonites et une schistosité S_{n-1} au cœur des glaucophanes et des lawsonites.

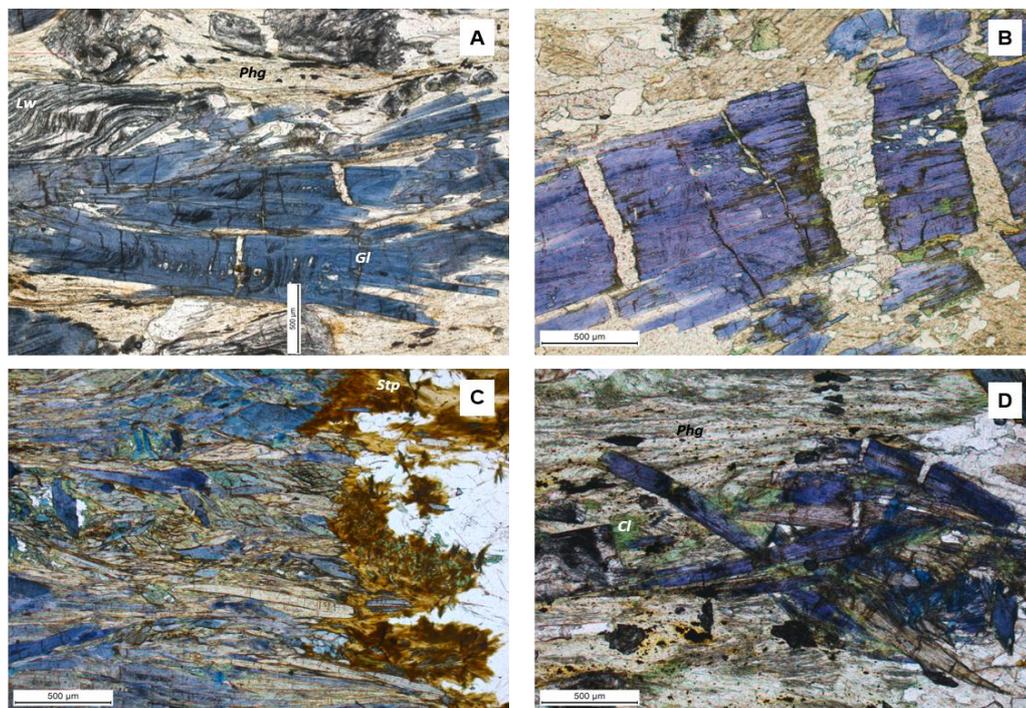


Figure 10 : [A] Paragenèse HP-BT (lw-gl-phg) du faciès Schistes Bleus présente dans les roches du secteur de la mine, LPNA [B] - [D] Chlorite remplaçant les minéraux de la paragenèse HP (ici glaucophane) (LPNA) [C] Stilpnoméline et chlorite remplaçant les riébeckites orientées au niveau des fentes de tension minéralisées (LPNA).

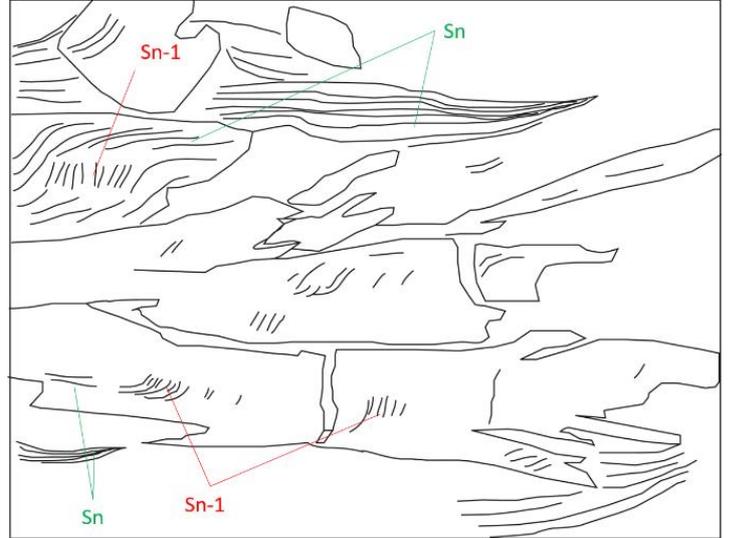


Figure 11 : Mise en évidence de la double-schistosité présente dans les roches de la paragenèse HP-BT. A gauche, la photo A de la Erreur ! Source du renvoi introuvable. et à droite un schéma permettant de voir les différentes schistosités grâce aux phases de croissances distinctes dans les lawsonites notamment. Au cœur des lawsonites et des glaucophanes s'exprime une schistosité S_{n-1} par rapport à la schistosité S_n que l'on retrouve en bordure de ces deux minéraux et

Après analyse à la microsonde et au MEB, les glaucophanes observés dans ces metabasites sont des magnésioriébeckites et des ferroglaucophanes (Figure 12).

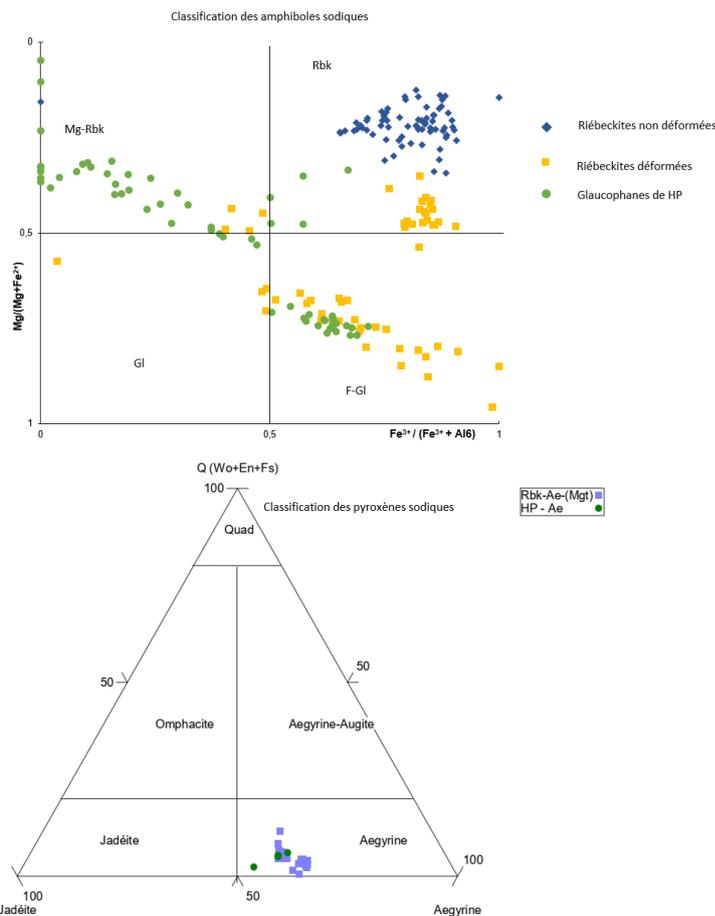


Figure 12 : Détermination de la nature des amphiboles sodiques selon Leake, 1997 (gauche) et des pyroxènes sodiques selon Morimoto 1988 (droite). Les glaucophanes HP sont des magnésioriébeckites (Mg-Rbk) et des ferroglaucophanes (F-Gl). Les riébeckites non déformées (en rosette et silicifiées) sont des riébeckites (rbk). Les riébeckites déformées présentent des variations des riébeckites aux ferroglaucophanes. Les pyroxènes analysés sont des aegyrines.

2. L'enregistrement métamorphique d'une rétro-morphose

Dans les roches décrites ci-dessus, la chlorite est présente dans les peignes de phengites et semble prendre la place des phengites (Figure 10B). On la retrouve aussi dans les cassures des glaucophanes (Figure 10D). Le quartz, l'albite se développent en petits minéraux xénomorphes à subautomorphes.

En observant les riébeckites, notamment les orientées (au niveau des fentes de tension), on observe des stilpnomélanes qui se développent en lieu et place de celles-là (Figure 10C). On retrouve des patches de chlorite à l'intérieur des riébeckites orientées mais aussi dans le stilpnomélanne en équilibre (Figure 10C). L'albite se développe en même temps que ces deux phases minérales.

Ces minéraux typiques de la rétro-morphose se retrouvent donc au niveau des paragenèse HP et des riébeckites.

B. Les structures minéralisées

1. Les structures concordantes, filons et lentilles

a) La gangue

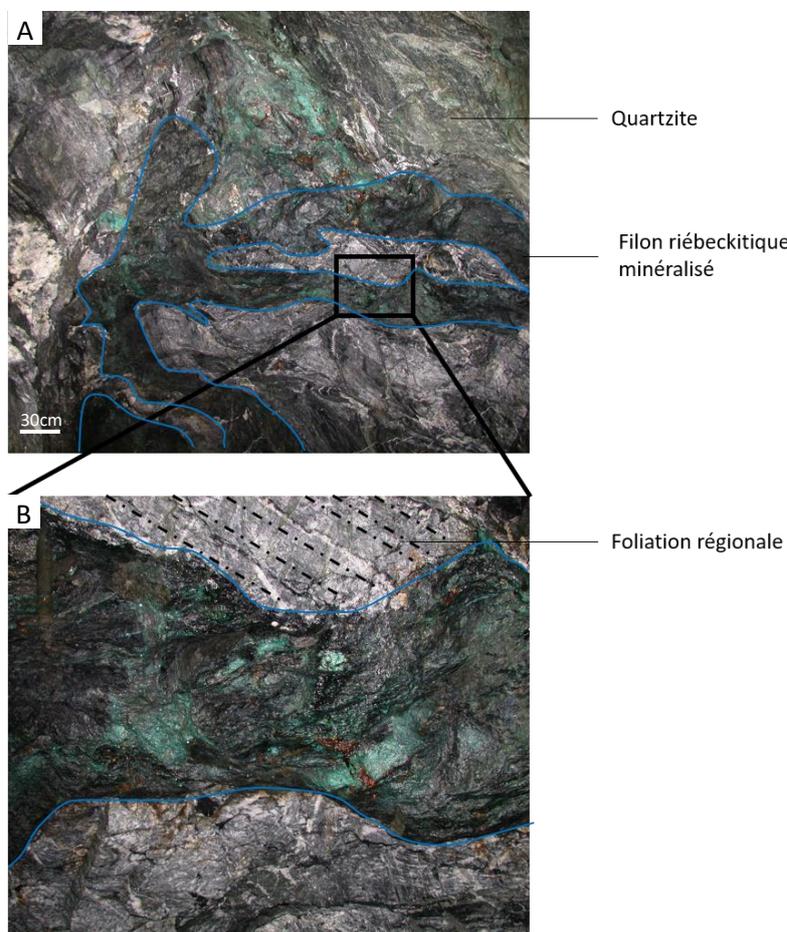


Figure 13 : Photo prise à l'intérieur d'un travers banc dans la mine du Clausis. Le filon de riébeckites minéralisé recoupe et englobe un morceau de quartzite et recoupe la schistosité régionale qui s'était développée dans celle-ci. (Tuduri, commentaires personnels)

Ces roches sont composées d'aegyrine – riébeckite – quartz – albite – chlorite – calcite – hématite – magnétite pour les minéraux importants avec, dans certaines lames, la présence de chalcopryrite et de pyrite. Les observations sont abordées sous l'angle des riébeckites.

Les structures de type riébeckitite (amphibolite à riébeckite) ont été observées depuis la surface (chantiers du TB0) jusqu'aux galeries d'exploitation les plus profondes (Tuduri, commentaires personnels). Bien que ces structures puissent être intensément déformées, les observations réalisées dans les secteurs peu ou pas déformés (e.g. niveaux 1 et 2) montrent sans ambiguïté que ces riébeckitites ont l'apparence d'une structure filonienne pouvant recouper de larges panneaux de quartzites (Figure 13A). Si l'on observe en détail l'affleurement (Figure 13B), on remarque que le filon recoupe également la foliation des

quartzites. Cette dernière est par ailleurs caractérisée par la cristallisation orientée ou non de riébeckite.

Dans ces structures, la riébeckite peut présenter 3 habitus différents : en rosette, orientée selon la schistosité et plissée (Figure 14).

Dans les niveaux de riébeckitites non déformées, les cristaux de riébeckites se développent en agrégats fibro-radiés et décrivent des rosettes (Figure 14B). Ces agrégats sont en relation avec l'aegyrine : on trouve l'aegyrine au centre de ces agrégats et la riébeckite pousse sur les cristaux d'aegyrine (Figure 14A). Les riébeckites remplacent les aegyrines. Il est intéressant de noter la présence dans ces riébeckitites de chalcopryrite, de pyrite, de bornite et de tellure de plomb disséminés.

Dans les structures déformées, les aiguilles de riébeckites peuvent être ré-orientées parallèlement à la foliation régionale. Dans ce contexte, leur pléochroïsme montre des tons bleus moins intenses. Lorsque la déformation paraît plus intense, les aiguilles d'amphiboles bleues sont affectées par des processus de réduction de taille de grain leur conférant un aspect franchement fibreux (fibres longues et délicates). Leur pléochroïsme est encore moins intense entre les bleus outremer et l'incoloré. Ces fibres sont, par ailleurs, souvent déformées et crénelées (Figure 14E).

D'un point de vue chimique, la composition de ces différentes générations d'amphiboles bleues est caractérisée par (Figure 12) :

- des riébeckites (ss) pour les faciès non déformés avec valeurs XMg et FeAl ;

- des riébeckites pour les faciès ré-orientés avec XMg un peu plus fort et FeAl inchangé ;
- et enfin des ferroglaucophane à magnésioriébeckites pour les faciès fortement déformés avec XMg et FeAl variables.

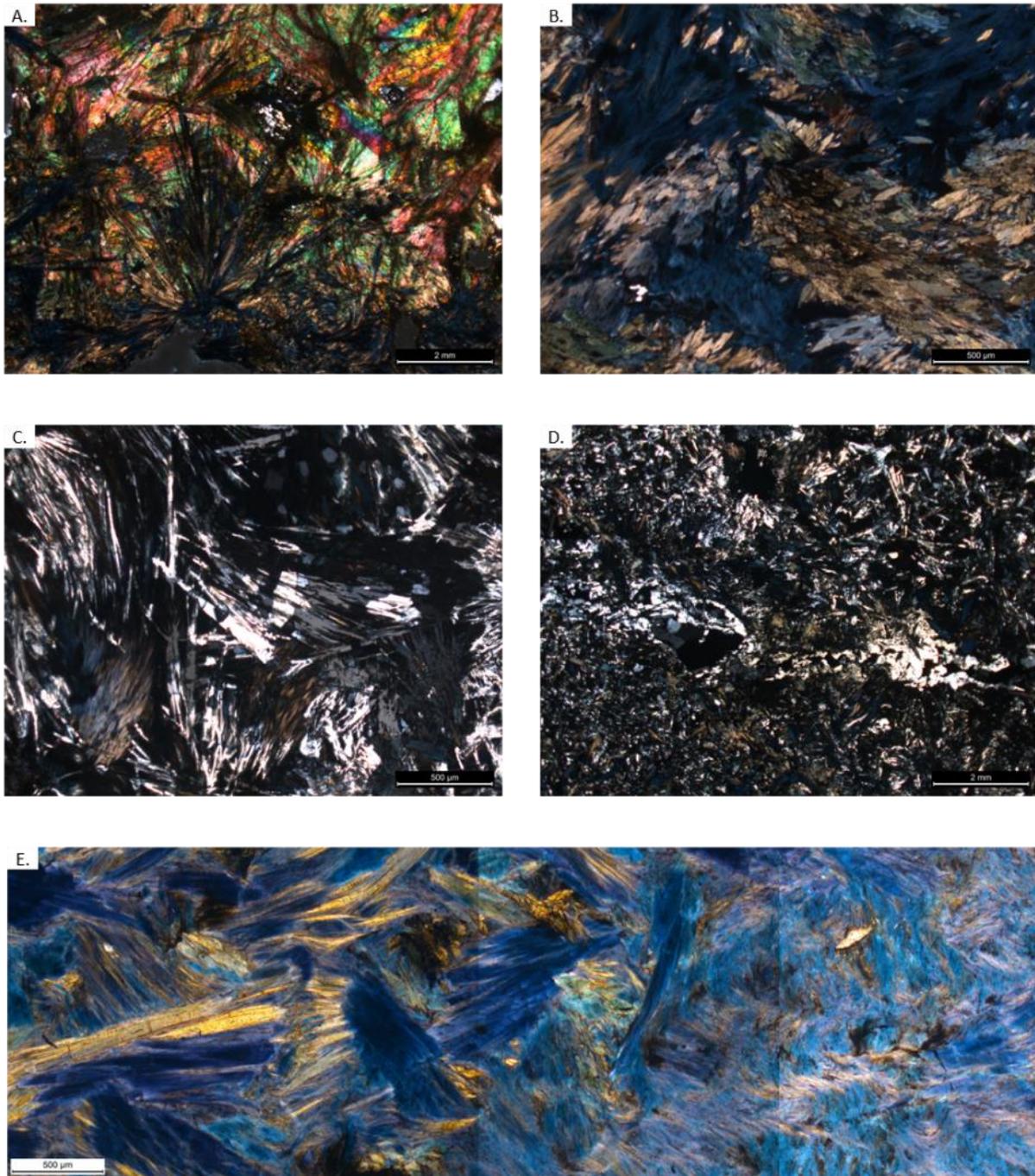


Figure 14 : [A] Remplacement de l'aegyrine (irisée) par la riébeckite (bleue sombre), LPA. [B] Riébeckites en rosette, LPNA. [C] "Riébeckitites" silicifiées, remplacement des riébeckites par du quartz et de l'albite, LPA [D] Microfracture dans les « riébeckitites » silicifiées à remplissage de quartz-albite-calcite servant de drain pour la silicification. Au coeur on retrouve un peu de bornite. (LPA) [E] Transformation progressive des riébeckites de gauche à droite en ferroglaucophanes, LPNA

b) Les lentilles et veines concordantes minéralisées:

La bornite est massive et la sphalérite présente de manière significative. Les autres minéraux importants présents sont l'aegyrine, la riébeckite, le quartz, l'albite, la chlorite. La présence de ferroglaucophane est à souligner ainsi que des oxydes de fer et de la calcite.

La riébeckite borde les lentilles de bornite avec par endroit la présence de quartz, d'albite et de calcite. Cette riébeckite compose les riébeckitites et les quartzites à riébeckites. Selon la zone observée, elle est en rosette avec des sections basales visibles, déformées. Dans certains cas, on retrouve des baguettes de ferroglaucophanes juste au bord de la minéralisation orientées selon celle-là. Ces ferroglaucophanes semblent emportés et orientés par la minéralisation.

La bornite est essentiellement présente sous forme de bande massive parallèle à la schistosité. Elle englobe de nombreuses clastes de minéraux de la gangue soit sous forme de brèches, soit non déformés, soit déformés (riébeckites déformées, en rosette, aegyrine, quartz, phengite, oxydes de fer...)(Figure 15A-B) ainsi que la sphalérite. La sphalérite dans ces lentilles est massive et englobent aussi des brèches d'encaissant. Elle présente parfois un développement en boudins qui s'émiettent (Figure 15D).

En bordure de ces lentilles, on retrouve des structures en peignes de quartz, albite, calcite (Figure 15C).

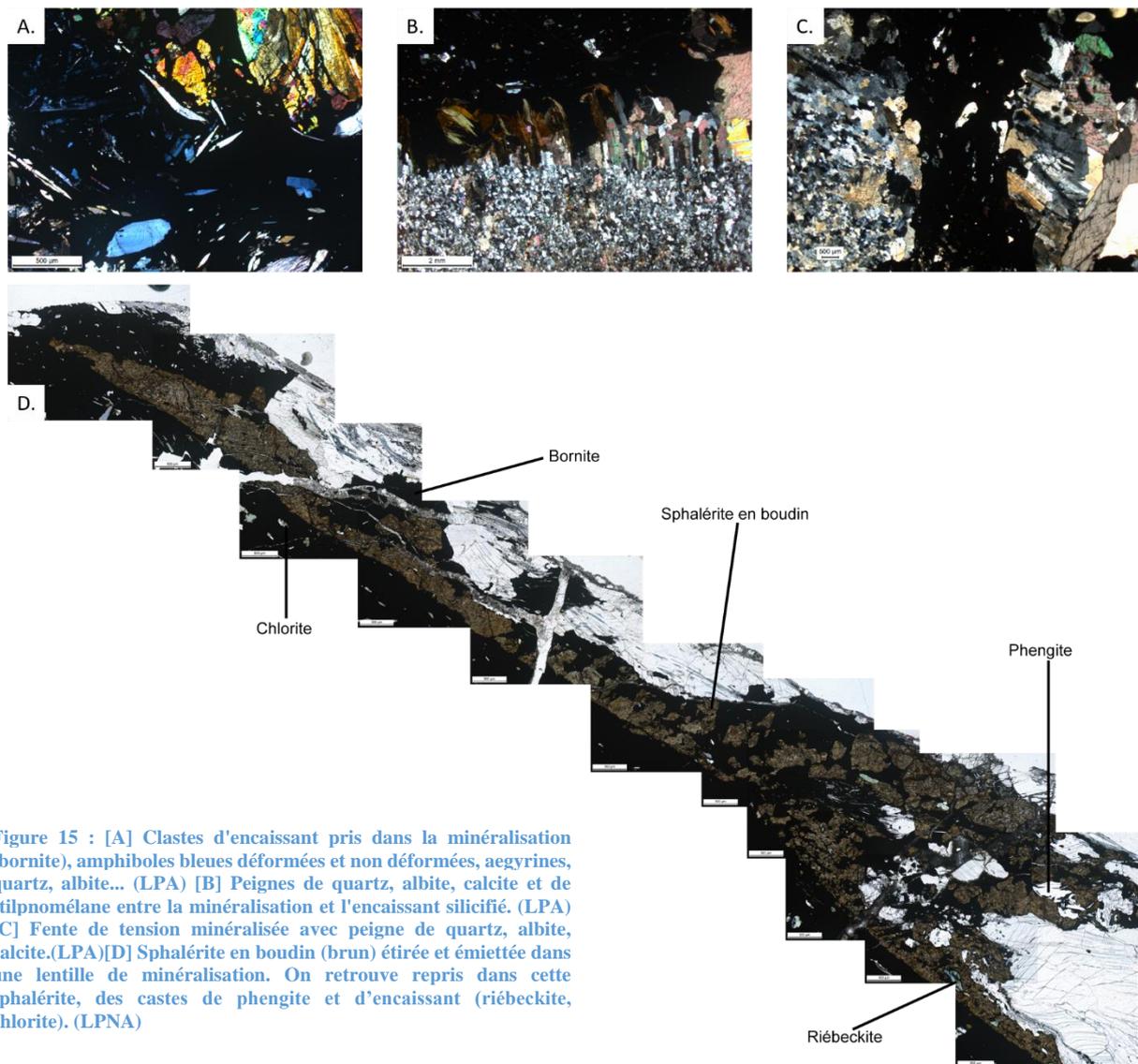


Figure 15 : [A] Clastes d'encaissant pris dans la minéralisation (bornite), amphiboles bleues déformées et non déformées, aegyrines, quartz, albite... (LPA) [B] Peignes de quartz, albite, calcite et de stilpnomélane entre la minéralisation et l'encaissant silicifié. (LPA) [C] Fente de tension minéralisée avec peigne de quartz, albite, calcite.(LPA)[D] Sphalérite en boudin (brun) étirée et émiettée dans une lentille de minéralisation. On retrouve repris dans cette sphalérite, des castes de phengite et d'encaissant (riébeckite, chlorite). (LPNA)

2. Les structures sécantes, fentes de tension

Dans les parties non déformées des amphibolites, le quartz avec l'albite et les oxydes de fer se mettent en place entre les aiguilles de riébeckites et aussi dans des microfentes qui se développent dans ces zones. On peut aussi observer par endroit un développement en rosette des quartz et des albites. En réalité, les cristaux de quartz et d'albite ne se développent pas en rosette mais remplacent la riébeckite : les cristaux de quartz semblent posés sur les aiguilles de riébeckites, texture de type « ghost

bladdé » (Figure 14C). Les riébeckites sont silicifiées par endroit. Les fentes que l'on retrouve dans ces niveaux de riébeckites non déformées et qui sont à remplissage de quartz-albite peuvent servir de drain pour cette silicification (Figure 14D). On voit, au bord de ces fentes, des minéraux qui remplissent la fente et les bords de la fente. Parfois le cœur de ces fentes est composé de bornite.

Au niveau des fentes de tension dans les amphibolites, les riébeckites orientées sont remplacées aux épontes par des prismes de stilpnomélane (Figure 10C). Les fentes sont à éponte de stilpnomélane, quartz, albite et calcite. Ces trois derniers minéraux se retrouvent aussi jusqu'au cœur minéralisé. Ils présentent une structure fibreuse dans la partie la plus externe de la fente et une structure en peigne dans la partie la plus interne de la fente (Figure 16). Dans le cas des quartzites, il y a peu ou pas de stilpnomélane mais on retrouve de la chlorite en amas ou le long des joints stylolithiques dans les deux roches.

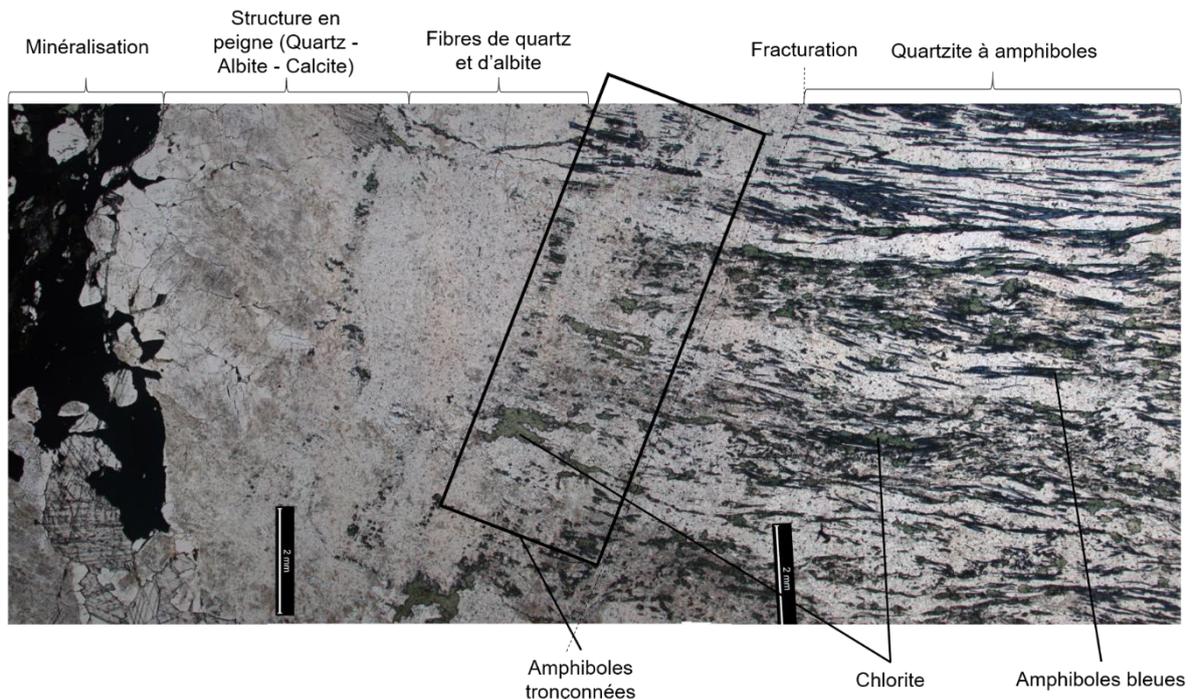


Figure 16 : Montage photo d'une fente minéralisée typique du gisement de Saint-Véran dans les quartzites (LPNA). De l'encaissant au cœur minéralisé on retrouve les quartzites orientées marquées par des ferroglaucophanes et des chlorites en remplacement. Ensuite la fracturation est marquée par le tronçonnage des amphiboles bleues. La zone altérée est composée de fibres de quartz et d'albite. En bordure de la minéralisation on retrouve les peignes de quartz, d'albite et de calcite.

Au cœur de ces fentes de tension la bornite est massive. La sphalérite est présente mais pas sous forme de ruban. La bornite emporte, comme dans le cas des lentilles, tout un ensemble de minéraux de la gangue sous forme de brèches ou de minéraux non déformés (riébeckites en rosette, riébeckites « plissées », aegyrine, phengite, quartz...) (Figure 15C)

C. Datation Ar/Ar

La méthode de datation AR/Ar a été utilisée sur 3 minéraux de roches clés de la zone d'étude : des riébeckites non déformées (une pastille de roche SV66 et deux bulks), des stilpnomélane d'une fente en coin (une pastille de roche SV10 et deux bulks) et des phengites de la paragenèse HP à lawsonite-glaucophane-phengite (une pastille de roche SV81). Les résultats sont disponibles en Figure 17.

L'analyse de la phengite (N196.MS1) a donné un âge de $45,6 \pm 0,6$ Ma. Sur l'ensemble des mesures réalisées, la distribution des âges est homogène à partir de 40% de ^{39}Ar relâché. Les premières mesures présentent de grandes erreurs car elles sont le résultat de différents essais pour trouver le bon diamètre du faisceau laser et nombre de spots laser fait pour une mesure.

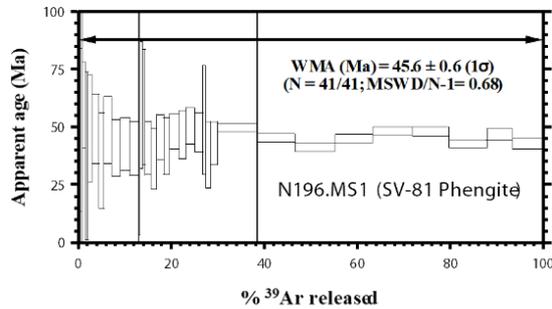
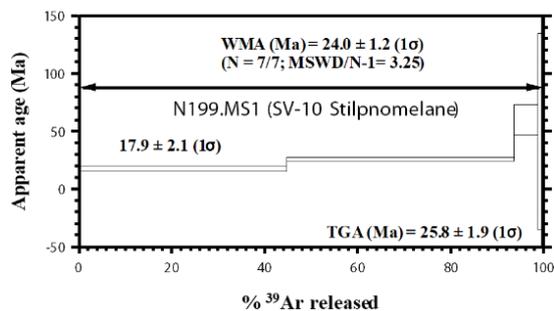
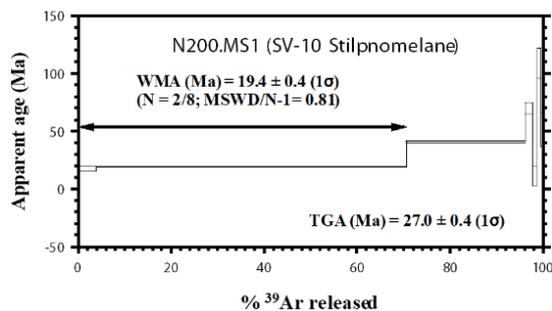
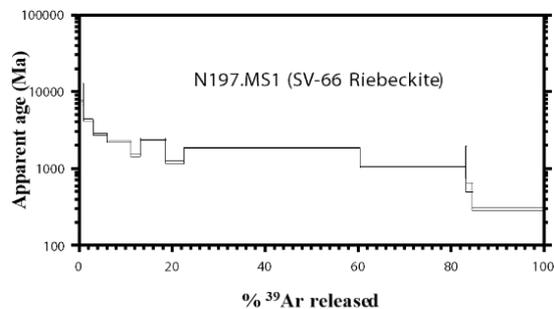
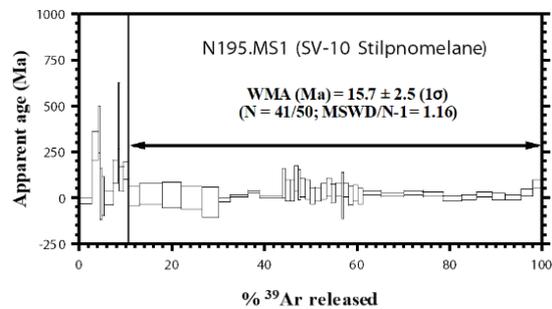
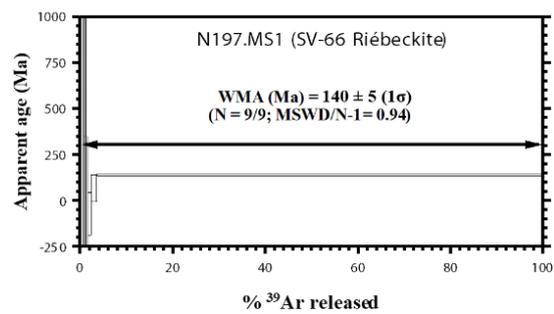
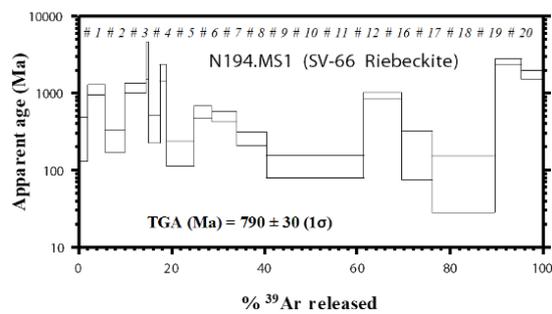


Figure 17 : Spectres obtenus par la méthode Ar/Ar. **N196.MS1** : Les analyses sur la pastille de la paragenèse HP (phengite) présentent un spectre homogène sur les dernières mesures avec un âge de $45,6 \pm 0,6$ Ma. **N194.MS1, N197.MS1, N198.MS1** : Les âges obtenus par ablation *in-situ* et par step-heating sur le riébeckites massives décrivent une gamme d'âge allant d'environ 10Ga à 140Ma. **N195.MS1, N199.MS1, N200.MS1** : L'ablation insitu réalisée sur les stilpnomélanes aux épontes des riébeckites orientées a donné un spectre homogène sur la majorité des données pour un âge de $15,7 \pm 2,5$ Ma. Les deux analyses en step-heating ont donné des âges paliers pour le premier step.



Les 3 analyses sur les riébeckites ont donné des résultats différents. Sur la pastille, analyse N194-MS1, 17 points de mesure ont été réalisés pour des âges variant de quelques milliards d'années à une centaine de millions d'années pour un âge moyen de 790 ± 30 Ma. Le spectre obtenu n'est pas homogène. Pour le bulk N197.MS1, l'analyse menée par step-heating a donné 1 step probant pour un âge de 140 ± 5 Ma. Pour le bulk N198.MS1, les différents steps ont donné des âges variant d'environ

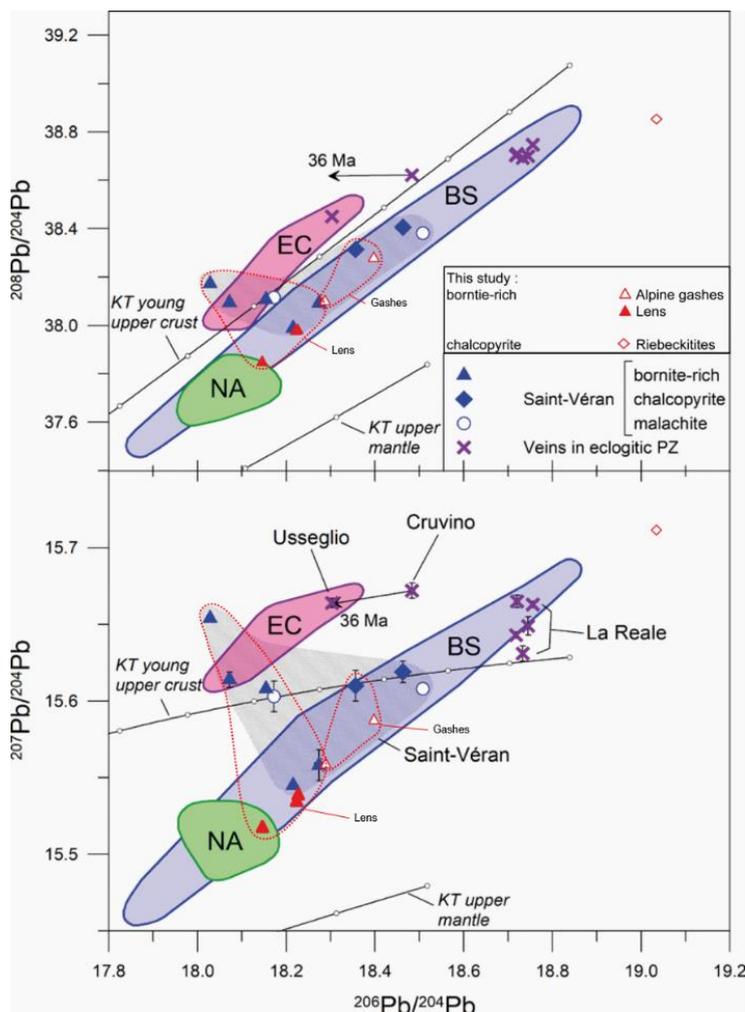
8Ga (pour les premiers) à 300Ma (pour les derniers). Les premiers âges ont une forte présence d'argon 36, argon atmosphérique (Annexe 2 : Spectres complémentaires des datation Ar/Ar

Les 3 analyses sur les stilpnomélane ont donné des résultats proches. Pour l'analyse de la pastille N195.MS1, les 9 premiers points sont des mesures qui ont permis de choisir la taille du spot laser. Sur les 41 autres mesures, les âges obtenus sont homogènes et donnent un âge moyen de $15,7 \pm 2,5$ Ma. Pour les deux bulks (N199.MS1 et N200.MS1), les premières mesures sont probantes et donnent respectivement $17,9 \pm 2,1$ Ma et $19,4 \pm 0,4$ Ma.

D. L'isotopie du plomb sur les roches de la mine du Clausis

Nimis et al. (2018) ont défini 3 zones dans leur étude à partir des résultats obtenus avec les échantillons analysés des VMS de la zone Piémontaise ayant subi un métamorphisme éclogitique (zone rose), un métamorphisme Schistes Bleus (zone bleu) et des VMS dans des ophiolithes non métamorphiques des Apennins (zone verte)(Figure 18).

Les nouvelles analyses effectuées concordent avec celles effectuées par Nimis et al. (2018). Les données se retrouvent dans l'ensemble des Schistes Bleues (Figure 18) excepté l'échantillon SV-66 qui correspond à de la chalcoppyrite disséminée dans de la riébeckite massive. Cet échantillon donne des résultats plus élevés en isotopes du plomb. Il se situe tout de même sur le trend des échantillons étudiés par de Nimis et al (2018) et de cette étude se trouvant dans les Schistes Bleus : croissance des isotopes 207 et 208 du plomb en fonction du 206. Ce point de mesure pourrait être ajouté dans le trend. Cela sera abordé dans la discussion.



L'ensemble des mesures réalisées dans la présente étude sont cohérentes avec les interprétations de Nimis et al. (2018). On peut aussi mettre en évidence une systématique selon les types d'échantillons analysés : les lentilles et les veines présentent les valeurs les plus faibles en ^{206}Pb puis les fentes alpines et les échantillons riches en chalcoppyrite les valeurs les plus élevées (Figure 18)

Les échantillons montrant des valeurs plus élevées au niveau des données éclogitiques permettent de mettre en évidence une contamination d'éléments éclogitiques au niveau de ces roches riches en bornite (lentilles et veines concordantes).

Figure 18 : Rapports isotopiques du plomb pour les veines métamorphiques (Saint-Véran, gris champ ombré et points bleus et rouges) et post-métamorphiques (Usseglio, Cruvino, La Reale) de la zone Piémontaise d'après Nimis et al,2018. Les champs roses représentent les champs des VMS ayant subi un métamorphisme éclogitique, les champs bleus les champs des VMS ayant subi un métamorphisme Schistes Bleus et les champs verts, ceux n'ayant subi aucun métamorphisme. Le trend global des échantillons de Saint-Véran est une augmentation des isotopes ^{208}Pb et ^{207}Pb en fonction du ^{206}Pb . Les lentilles concordantes présentent les valeurs les plus faibles puis ceux sont les fentes et enfin les échantillons riche en chalcoppyrite sans minéralisation importante. Le point Le plus élevé correspond à la riébeckite massive. Il serait possible de le rattacher au champ des Schistes Bleus. Barre d'erreurs non représentée si plus petite que le symbole. KT: courbes de croissance du Pb d'après Kramers & Tolstikhin (1997), avec des points sur des intervalles de 100Ma.

IV. Discussion

A. Rappels des principaux résultats

1. 2 foliations sont présentes dans les roches de la paragenèse HP : dans le cœur des lawsonites et des glaucophanes on observe une S_{n-1} et dans les bordures de ces minéraux et les phengites une S_n .
2. La minéralisation est initiée par la riébeckite remplaçant l'aegyrine
3. Les riébeckites se mettent en place sous la forme de filon qui recoupent les quartzites et la foliation présente.
4. Les riébeckites peuvent être silicifiées à la faveur de microfissures et remplacées par un assemblage à quartz, albite et oxydes de fer (hématite et magnétite). Elles peuvent également être déformées.
5. La minéralisation se développe sous forme de lentilles parallèles à la schistosité : dans ces lentilles, la bornite et la sphalérite sont les principaux minéraux porteurs de la minéralisation en cuivre. On retrouve également des clastes et des brèches de d'aegyrines, de riébeckites, de chlorite, d'albite, de quartz ... provenant de l'encaissant. Aux bordures des lentilles, on peut observer des structures en peigne (quartz, albite, calcite)
6. La minéralisation se développe dans les fentes de tension sécantes à perpendiculaire à la schistosité avec la bornite et la sphalérite en minéraux porteur du cuivre. Les épontes de ces fentes sont à stilpnomélane, quartz, albite et chlorite. On retrouve également des clastes et des brèches d'aegyrine, de riébeckites, de chlorite, d'albite, de quartz... provenant de l'encaissant.
7. Deux âges peuvent être retenus : environ 45Ma pour les phengites de la paragenèse HP et environ 16Ma pour les stilpnomélanes présents aux épontes des fentes de tension.
8. L'étude des isotopes du plomb à partir de nouveaux échantillons sont en accord avec les résultats proposés par Nimis et al. (2018). Il a été possible de mettre en évidence que les lentilles définissaient un groupe clair tout comme les veines et les échantillons riches en chalcopyrite.

B. Les phases métamorphiques à Saint-Véran

Deux faciès métamorphiques sont observables à Saint-Véran. La paragenèse HP-BT marque le passage dans le faciès des Schistes Bleus avec la paragenèse lawsonite-glaucophane-phengite. Cette paragenèse est reconnue dans d'autres secteurs des Alpes dans le faciès Schistes Bleus (Schwartz, 2000). L'autre phase de métamorphisme que l'on peut mettre en évidence à Saint-Véran est une phase plus basse pression et plus basse température. Elle est marquée par les minéraux décrits en §III.2 (remplacement de la paragenèse HP-BT et des riébeckites) : chlorite, albite, quartz et stilpnomélane. Le remplacement des phases de plus haute pression par ces minéraux illustre une rétro-morphose dans le faciès Schistes Verts des roches du gisement. Elle se poursuit encore lors de la mise en place de la minéralisation avec la présence des structures en peignes de quartz et d'albite et le développement de patch de chlorite dans les fentes.

C. Des âges cohérents et un âge réfuté

La paragenèse HP-BT contient les phengites analysées. L'âge de 46Ma obtenus sur phengites est un âge de mise en place : la schistosité dans les phengites (Figure 11) est parallèle à la S_2 donc les phengites sont syn- S_2 . Cet âge correspond à la phase de métamorphisme HP-BT dans les Alpes au niveau du massif du Queyras (Agard et al., 2001, 2002, 2009, Schwartz et al., 2007). En regardant plus en détail la composition des phengites de cette paragenèse, la teneur en Si^{4+} (Tuduri, 2001) est cohérent avec les conditions PT de ce secteur dans les Alpes (Agard et al., 2002; Rolland et al., 2000; Schwartz, 2000, $7.5 < P < 11.5$ kbar et $300 < T < 400$ °C). Ces phengites montrent (§ I.A.1) une schistosité plus récente

que celle présente au cœur des lawsonites et des glaucophanes. Cette déformation en accord avec les études de Agard et al. (2002), Schwartz et al. (2007), sur des phengites présentant les mêmes âges, montre une déformation plus tardive (que celle présente dans les lawsonites) qu'ils datent aux alentours de 50-45Ma par méthode de datation Ar/Ar. Toujours en accord avec ces études, cette phase de déformation (D2S2) serait le début de la rétomorphose et de l'exhumation des Schistes Lustrés mais dans des conditions toujours Schistes Bleus. La phase de déformation au cœur des lawsonites et glaucophanes serait donc la phase antérieure qui correspond à l'enfouissement dans le faciès Schistes Bleus et même le pic d'enfouissement autour de 60-50Ma (phase D1S1) (Agard et al., 2001, 2002, Gerber, 2008, Schwartz et al., 2007).

L'ablation in-situ opérée sur la pastille de riébeckite massive n'a pas donné de spectre homogène et des âges incohérents (§III.C). En couplant cela aux analyses en step-heating, aucun âge ne peut être défini : les analyses en step-heating n'ont pas atteint d'âge plateau et montrent des traces de contamination atmosphérique. Si l'âge obtenu par Bocquet et al. (1974) est juste, on doit obtenir un âge similaire avec la méthode Ar/Ar. Donc cet âge est caduc et on ne peut se baser dessus pour réfléchir sur le gisement de Saint-Véran.

L'âge des stilpnomélanes aux alentours de 15-20Ma correspondrait à une mise en place des fentes de tension lors d'une phase de déformation tardive durant l'orogénèse alpine. C'est la première datation réalisée sur des stilpnomélanes avec la méthode Ar/Ar. Il n'est donc pas possible de le comparer

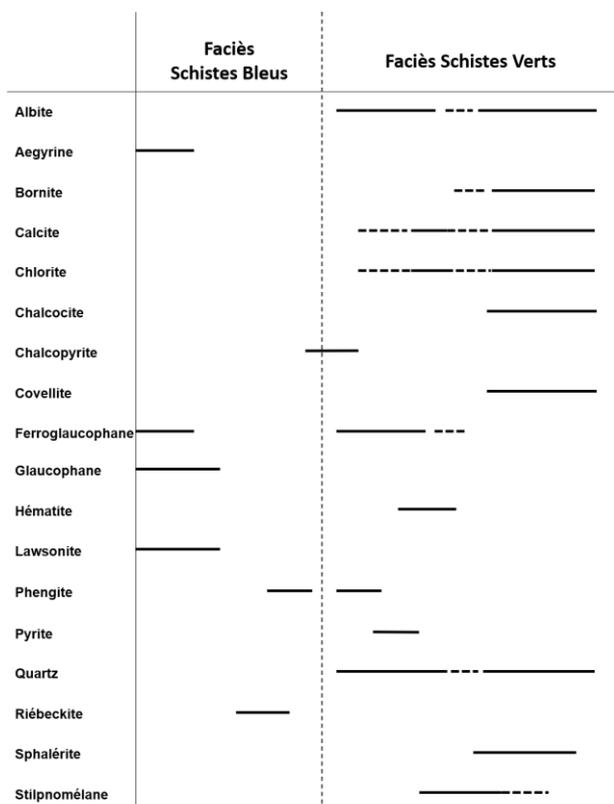


Figure 19 : Tableau paragénetique de la minéralisation de Saint-Véran

avec d'autres âges obtenus sur ces minéraux. De nombreux auteurs décrivent cette phase tardive et la date entre 27 et 10 Ma (Schwartz et al., 2009). Les âges obtenus par Schwartz et al. (2009) sont des âges de traces de fissions sur zircon et sur apatite (respectivement 27Ma et 10Ma). Cette phase correspond à une transition ductile-fragile (380 ± 35 °C et 6–2.5 kbar). Elle est décrite par d'autres auteurs dans l'ensemble des zones externes des Alpes Occidentales (Vanoise : Champagnac et al. (2006), Alpes Occidentales : Champagnac et al. (2006), Collombet et al. (2002), Tricart et al. (2006). Cet épisode tardif de la fin de l'Oligocène et d'une grande partie du Miocène est du en partie à une rotation anti-horaire de la plaque adriatique (Collombet et al., 2002). Il est possible de voir une rotation antihoraire dans les fentes de tension avec les structures en peignes décrites par Tuduri (2001). En plus de cette rotation, il peut s'expliquer par une extension syn-convergente des zones internes due au début de l'effondrement gravitaire des Alpes (Tricart et al. (2004), Champagnac et al. (2006), Sue & Tricart (2003)) et par l'exhumation des unités de Dora Maira (Rolland et al., 2000). Ces deux points expliqueraient les composantes normales de la déformation.

D. Mise en place de la minéralisation

En reprenant les observations faites dans le paragraphe I.A et III.B, il est possible d'établir le tableau paragénetique (Figure 19) et le modèle de la minéralisation (Figure 20) du gisement de Saint-Véran avec ces différentes étapes :

1. remplacement des aegyrines et mise en place des riébeckites : à la fin de cette phase, on voit se cristalliser de la pyrite et de la chalcopyrite de manière disséminée;
2. silicification des riébeckites (albitisation et calcitisation) : les riébeckites se font silicifier (albitiser et calcifier) partiellement. La microfracturation visible dans les riébeckites non déformées montre le drain permettant ce remplacement. En même

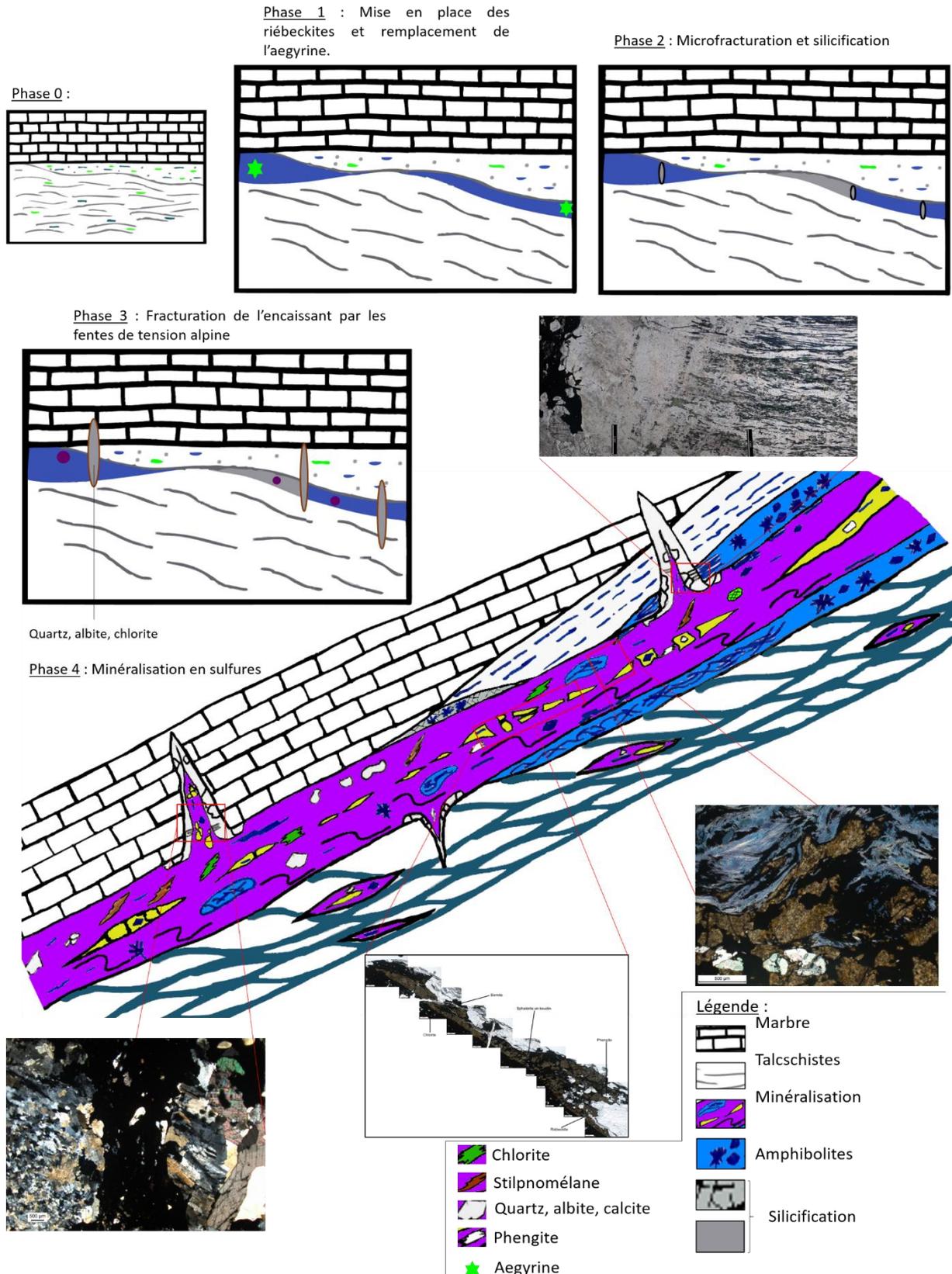
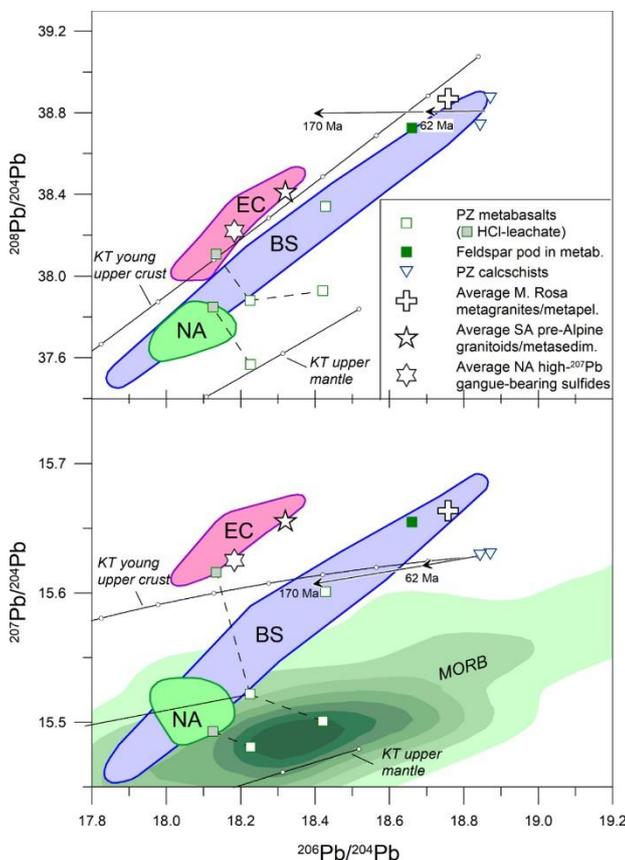


Figure 20 : Synthèse de la mise en place de la minéralisation de la mine de cuivre de Saint-Véran. Tout d'abord les riébeckites affectent la stratigraphie et remplacent les aegyrynes. Ensuite un important épisode de silicification intervient lors de la rétro-morphose dans le faciès Schistes Verts. Vient ensuite une fracturation plus importante de l'encaissant avec le développement des fentes de tension sécantes à la schistosité générale. La dernière phase importante correspond à la mise en place de la minéralisation dans les fentes alpines et en lentilles et veines concordantes à la schistosité régionale. Tardivement le minerai est remobilisé.

temps, des oxydes de fer se mettent en place et de la chlorite se développe, marqueur avec l'albite de la rétro-morphose qui débute. Ces oxydes de fer se développent à partir du fer des riébeckites qui sont pseudomorphosées par la silicification et l'albitisation.

- Le fer permettant ce développement d'oxyde de fer peut provenir de la transformation des riébeckites en ferroglaucophanes : la déformation des riébeckites avec la réorientation et le plissement entraîne ces transformations. A la fin de cet épisode, de la bornite cristallise au cœur des fractures et entre les aiguilles de riébeckites. C'est précurseur de l'épisode majeur de minéralisation ;
3. fracturation de l'encaissant : cet évènement est caractérisé par la mise en place de fentes de tension décrites en figure X avec épontes de stilpnomélanes.
 4. minéralisation : les structures en peigne sont tardives au cœur des fentes mais on les retrouve aussi au bord des veines et lentilles de la minéralisation. Cela indique une mise en place synchrone de la minéralisation au cœur des fentes et au niveau des lentilles et veines. Toutes les inclusions que l'on retrouve dans la minéralisation permet de caler à ce moment cette dernière : les brèches sont composées à la fois de l'encaissant riébeckitique déformé et non déformé, des épontes des fentes... Cette minéralisation est caractérisée par la bornite principalement avec de la sphalérite en ruban et de la chalcocite en croissance intime avec la bornite.
 5. déformation tardive : la bornite se déforme de manière plus plastique que la sphalérite qui se déforme et s'émiette (formation de boudin puis émiettement). Cela se traduit aussi par l'entraînement des ferroglaucophanes par la bornite au bord des lentilles.



E. Discussion sur les isotopes du plomb

1. Les interprétations de Nimis et al (2018)

La Figure 21 compare les données obtenues sur les occurrences cuprifères étudiées avec des données de la littérature sur des basaltes de types MORB, des roches du Mont Rose, des roches préalpine et du Nord des Apennins (Nimis et al., 2018). Pour le graphique $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les données des roches basaltiques de type MORB sont trop dispersées pour être représentées de manière cohérente.

Les dépôts VMS du Nord des Apennins recouvrent les basaltes de types MORB (Figure 21) et soulignent un héritage océanique : leurs composantes Pb proviennent d'une contamination de MORB et du lessivage des sédiments déposés lors de la diagenèse (composante A et B de la Figure 22). 3 grandes composantes peuvent être mises en évidence : une signature océanique, une signature d'une vieille croûte continentale et une signature d'une jeune croûte continentale.

Le champ du faciès écolitigique indique une incorporation de plomb continental relativement peu

Figure 21 : Comparaison entre les gisements de VMS étudiés (champs EC, BS et NA comme dans la Fig. 17) et les réservoirs potentiels de Pb, représentés par les basaltes de MORB (données MC-ICP-MS, densité de grains de 1 à 15), et par composition moyenne de (i) métagranites et métapelites du Mont Rose (principalement des données sur feldspath; Curti, 1987), (ii) de granitoïdes et de métasédiments anté-alpins de l'ouest des Alpes du Sud, et (iii) les cinq échantillons de sulfures porteurs de gangues avec les rapports $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ les plus élevés provenant de NA (cf. figure 4). Les données existantes pour les calcschistes de la zone Piemontaise (données sur la roche totale), les metabasalts et les cosses de feldspaths synmétamorphiques hébergées dans les metabasalts (feldspath, clinozoisite, roches totales et lixiviation au HCl; Curti, 1987) sont également montrés à titre de comparaison. Les lignes pointillées connectent les données se rapportant au même échantillon. Dans le graphique du haut, les données pour le MORB (non indiqué pour plus de clarté) sont très dispersées et se situent principalement entre les courbes du manteau supérieur et de la croûte supérieure jeune. Les flèches indiquent l'effet de la correction de l'âge (système fermé) pour les calcschistes à 62 Ma (âge maximum du métamorphisme HP) et à 170 Ma (âge maximum de dépôt pré-métamorphique). La correction de l'âge pour un métabasalte en roche totale (ligne continue tronquée) a produit des rapports isotopiques peu réalistes, se situant bien au-delà des limites du graphique. Les données sur le feldspath et la clinozoisite ne nécessitent pas de correction d'âge, en raison des faibles ratios U / Pb et Th / Pb caractéristiques de ces minéraux. La correction de l'âge pour les échantillons comportant une gangue de NA d'âge du métamorphisme écolitigique a des effets négligeables. Courbes de référence comme dans la Fig. 17. D'après Nimis et al. 2018

radiogénique similaire avec la composition isotopique des feldspaths de roches anté-alpines. Ces roches ne se situant que dans le champ des éclogites, on peut supposer que le plomb contenu dans ces roches ne peut être mobilisé et incorporé dans les sulfures qu'à des conditions éclogitiques et pas à de conditions Schistes Bleus. Différentes études sur l'évolution des minéraux et de leur composition chimique lors du métamorphisme prograde permettent de souligner cela (Martin et al., 2008; Peacock, 1993; Rebay & Powell, 2012; Spandler et al., 2003).

Le champ des Schistes Bleus peut être expliqué comme un mélange entre une composante de plomb de basaltes océaniques de type MORB et une composante de Pb relativement radiogénique continentale jeune. La source de cette composante continentale peut être des roches liées à la plaque européenne sujettes à un métamorphisme alpin comme les roches du Mont Rose (Figure 21).

La composante continentale jeune est difficile à déterminer dans les roches éclogitiques mais peut être significative voir dominante dans des roches éclogitiques rétro-morphosées dans le faciès Schistes Verts de la zone piémontaise et dans des nodules de feldspaths symmétamorphiques contenu dans ces roches (Curti, 1987); les premiers étant diversement contaminés par des composantes continentales, les derniers dérivés d'unités continentales voisines (Curti, 1987). La présence des composantes continentales jeunes à la fois dans les VMS présents dans les zones de faciès Schistes Bleus et de faciès Schistes Verts (issus d'une rétro-morphose de roches éclogitiques) suggère une circulation des fluides métamorphiques libérés pendant la rétro-morphose dans le faciès des Schistes Verts. La circulation de ces fluides est censée être limitée aux roches voisines, à moins que focalisée le long de structures tectoniques (Agard et al., 2000). Donc les unités continentales sous la zone piémontaise (par exemple, le Mont Rose) ne seraient pas le meilleur candidat pour être la source de la composante jeune, malgré leurs compositions isotopiques compatibles. Au contraire, les unités calcschistes de la Zone Piémontaise, riches en Pb de source détritique, peuvent être considéré comme la source de Pb continental radiogénique la plus probable (Figure 22).

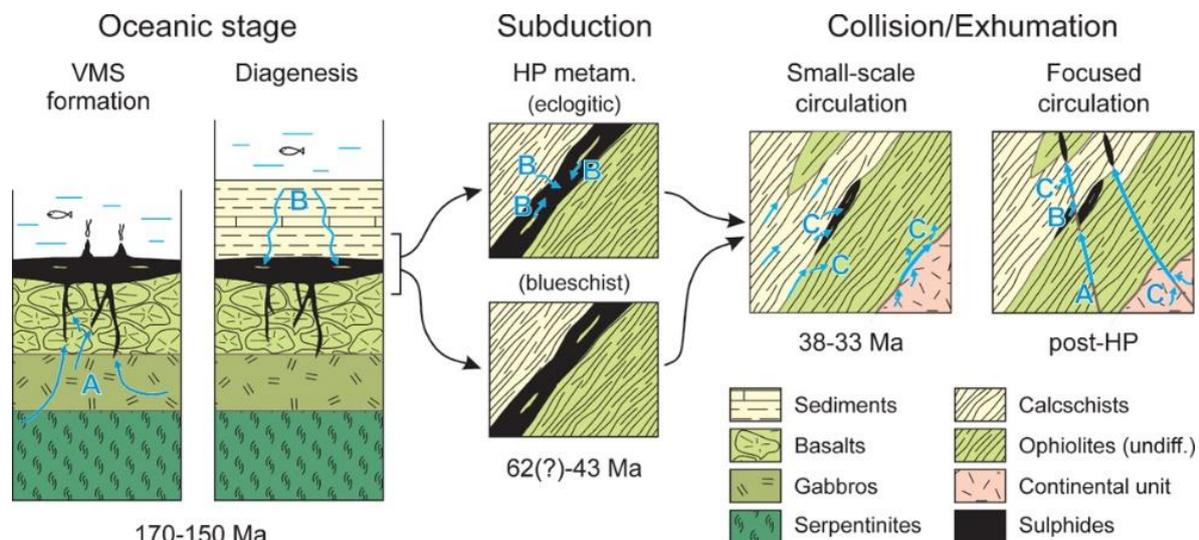


Figure 22 : Scénario schématique pour la circulation des fluides et des composantes isotopiques du plomb, de la propagation de l'océan à l'orogénèse alpine. **Stade océanique**: la circulation de l'eau de mer à travers la croûte océanique conduit à la formation sur le fond marin de dépôts de VMS contenant une composante Pb de type MORB (A); au cours de la diagenèse, une seconde composante de Pb (B) est lessivée par percolation d'eau de mer provenant de sédiments détritiques provenant de continents et est fixé sur les minéraux sulfurés de la gangue. **Subduction**: les sédiments et les minéraux de gangue subissant le métamorphisme du faciès éclogitique libèrent la composante B, qui est incorporé dans les sulfures recristallisant. **Collision / Exhumation**: la circulation de fluide à petite échelle au cours du métamorphisme du faciès des Schistes Verts mobilise une composante (C) de Pb plus radiogénique provenant de calcschistes et d'unités du substratum continental ayant déjà subi un métamorphisme alpin; cette composante Pb est ensuite incorporée dans des sulfures et certaines metabasites rétro-morphosées. Une circulation focalisée des fluides pendant ou après le métamorphisme alpin conduit à la formation de veines de sulfures polymétalliques contenant des proportions variables de composants de Pb dérivés de sources locales et ayant parcouru de longues distances. D'après Nimis et al, 2018

Pour résumer l'origine des signatures du plomb, on peut définir 3 stades (Figure 22) :

- un stade océanique: la circulation de l'eau de mer à travers la croûte océanique conduit à la formation sur le fond marin de dépôts de VMS contenant une composante Pb de type MORB (A). Au cours de la diagenèse, une seconde composante de Pb (B) est lessivée par percolation d'eau de mer provenant de sédiments détritiques provenant de continents et est fixé sur les minéraux sulfurés de la gangue.

- un stade de subduction: les sédiments et les minéraux de gangue subissant le métamorphisme du faciès éclogitique libèrent la composante B, qui est incorporée dans les sulfures recristallisant.
- un stade de collision / exhumation: la circulation de fluide à petite échelle au cours du métamorphisme du faciès des Schistes Verts mobilise une composante (C) de Pb plus radiogénique provenant de calcschistes et d'unités du substratum continental ayant déjà subi un métamorphisme alpin; cette composante Pb est ensuite incorporée dans des sulfures et certaines metabasites rétroformosées. Une circulation focalisée des fluides pendant ou après le métamorphisme alpin conduit à la formation de veines de sulfures polymétalliques contenant des proportions variables de composants de Pb dérivés de sources locales et ayant parcouru de longues distances.

Ce dernier stade correspond à la minéralisation de Saint-Véran : il permet d'expliquer la composante éclogitique que l'on retrouve dans les lentilles de bornite et aussi la composante Schistes Bleus tardive (probablement rétrograde) que l'on peut rattacher aux chalcopyrites comme on le verra par la suite.

2. L'apport du plomb sur la mise en place de la minéralisation de Saint-Véran

Le trend général décrit par les isotopes du plomb peut donner deux tendances (Figure 18) : une croissance des isotopes radiogéniques au cours du temps fonction du ^{206}Pb (mise en place des lentilles puis des fentes puis de la chalcopyrite et des riébeckites) ou bien une décroissance au cours du temps en fonction du ^{206}Pb (mise en place de la chalcopyrite puis des fentes et des lentilles). Les indices pétrographiques permettent de discriminer entre ces deux tendances. Des brèches d'encaissant étant retrouvées dans les fentes et les lentilles, la décroissance des isotopes radiogéniques au cours de la mise en place du gisement est plus probable. Une fois la précocité des riébeckites mise en évidence, le reste de l'histoire proposée par cette décroissance est logique. Une phase principale de minéralisation est privilégiée parce que les analyses des isotopes du plomb montrent une systématique entre les formes d'expression de la minéralisation : les lentilles et les fentes définissent deux champs proches (Figure 18). Cela semble illustrer une seule phase de minéralisation importante. Les éléments pouvant amener à penser à plusieurs phases, minéralisation dans les microfissures notamment, sont vraiment disséminés dans les riébeckites et minimes.

3. La chalcopyrite issue d'un métamorphisme des Schistes Bleus ou de la rétroformation

En prolongeant les trends définis dans chaque graphique (^{208}Pb , ^{207}Pb en fonction de ^{206}Pb), l'échantillon tombe sur le trend. Donc l'échantillon SV66 le plus radiogénique peut être intégré au champ des Schistes Bleus.

Néanmoins, une contribution d'une composante continentale légèrement plus radiogénique justifierait son léger déplacement vers une valeur plus élevée de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (à des ratios $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donnés) par rapport au champ des Schistes Bleus. On pourrait supposer que cette composante était légèrement plus radiogénique que celle responsable du champ des Schistes Bleus car elle provenait de roches crustales (métamorphiques) plus jeunes. En d'autres termes, la minéralisation de Saint-Véran serait postérieure au métamorphisme du faciès des Schistes Bleus qui est enregistré dans les gisements inclus dans le champ des Schistes Bleus par Nimis et al. (2018). Une hypothèse alternative ou complémentaire peut être que cette composante peut provenir d'une lixiviation sélective de minéraux plus riches en U (et donc en ^{207}Pb et surtout en ^{206}Pb) provenant des mêmes roches (Paolo Nimis, discussion et commentaires personnels).

Malheureusement, les données isotopiques du plomb pour les unités continentales alpines occidentales (principalement des données sur les feldspaths du Mont Rosa) ont une distribution très dispersée (par exemple Curti (1987)). Cela rend difficile la définition sans équivoque d'une ou de plusieurs composantes continentales, laissant les deux hypothèses ci-dessus discutables (Paolo Nimis, discussion et commentaires personnels).

La chalcopryrite est donc tardive lors du métamorphisme HP et/ou précoce lors de la rétro-morphose dans le faciès Schistes Verts.

4. La signature écolitique du gisement de Saint-Véran

Certaines roches du gisement de Saint-Véran montrent une forte composante écolitique (notamment en ^{207}Pb) (Figure 18). Les éléments traces de ces échantillons sont forts pour les éléments typiques de la gangue. Cela laisse penser à une contamination en plomb issu de la gangue et pas à une contamination écolitique. Néanmoins, le troisième échantillon au-dessus du champ Schistes Bleus ne présente pas cette possible contamination (traces faibles) et indique plutôt une contamination écolitique de ces échantillons. Cela permet de rejeter l'hypothèse de la contamination par la gangue.

5. Pas d'âge modèle déterminable

Les résultats sur les isotopes du plomb au niveau de Saint-Véran ne permettent pas d'établir d'âges modèles. Toute tendance linéaire visible dans les échantillons de Saint-Véran dans le graphique uranogène ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) se retrouve dans le graphique thorogénique ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Ceci suggère fortement que ces tendances linéaires représentent des mélanges plutôt que des isochrones secondaires. Compte tenu également de la composition très dispersée des unités continentales alpines occidentales (qui ne tombent généralement pas sur les isochrones secondaires; Curti (1987), Nimis (discussions et commentaires personnels)), il est difficile d'extraire des informations sur des âges par les isotopes du plomb, à l'exception d'un indice général indiquant du Pb continental provenant de roches ayant subi un métamorphisme alpin (Nimis et al., 2018).

F. Discussion sur l'histoire géodynamique du gisement

1. Les riébeckites, des roches formées durant l'épisode HP du faciès Schistes Bleus des Alpes

La datation Ar/Ar a permis de réfuter l'âge historique établi par Bocquet et al. (1974). Les observations pétrologiques ont permis d'établir le remplacement des aegyrines par les riébeckites. Il faut donc replacer les aegyrines et les riébeckites dans l'évolution paragenétique.

Un premier élément est l'origine métamorphique des riébeckites : les filons de riébeckites sont par endroit sécantes à la foliation régionale des quartzites (Figure 13).

Les aegyrines sont présentes dans les roches de l'encaissant avec des glaucophanes et des magnésioriébeckites de la paragenèse HP (Tuduri, 2001). Ce type d'assemblage se retrouve dans des reliques de subduction océanique, paléo-complexe d'accrétion, d'autres chaînes de montagne dans le monde comme en Turquie (Plunder et al., 2015). Cet assemblage est associé à des conditions de PT ($11 \pm 1,5\text{kbar}$ et $350 \pm 50^\circ\text{C}$). d'un métamorphisme du faciès Schistes Bleus. Ces conditions sont proches des conditions présentes dans les Alpes lors du métamorphisme Schistes Bleus (Agard et al., 2001; Gerber, 2008, Schwartz, 2000). Ces aegyrines subissent un remplacement par des riébeckites lors de l'enfouissement (métamorphisme prograde, Okay (1982), Plunder et al. (2015)). Ces minéraux (aegyrine et riébeckites) ont de compositions chimiques similaires aux aegyrines et riébeckites de Saint-Véran. Les riébeckites du gisement de Saint-Véran se mettent donc en place dans des conditions de HP du faciès Schistes Bleus

La présence de la foliation D2 dans les riébeckites orientées confirme cela. Par contre, il est difficile de dire si cette déformation est synchrone ou postérieure aux riébeckites. En comparant avec la Turquie, elle pourrait être légèrement postérieure (Okay, 1982)

Donc on a à cet instant une chronologie qui commence par la mise en place de la paragenèse HP Lawsonite-Glaucophane contemporaine des aegyrines et de D1 puis le remplacement de celles-ci par les riébeckites dans le faciès des Schistes Bleus et la mise en place des phengites lors de l'initiation de l'exhumation et de la phase D2 . Cela se passe entre 60 et 45Ma en accord avec les âges Ar/Ar obtenus sur les phengites. A la fin de cette phase la chalcopryrite commence à se mettre en place.

2. La minéralisation, un évènement tardif

Comme vu lors de l'étude de la mise en place de la minéralisation (§IV.D), la minéralisation arrive après la fracturation de l'encaissant par les fentes de tension (postérieure à la silicification).

La silicification est en lien avec la microfracturation. Cette microfracturation est antérieure aux fentes alpines à stilpnomélane (transition ductile-fragile). Cet épisode est concordant avec des phengites que l'on retrouve dans la foliation des talcschistes (Tuduri, 2001) et des quartzites à amphiboles. Ces phengites ont des teneurs en Si^{4+} plus faibles que celles de la paragenèse HP et illustrent une décompression (rétromorphose dans le faciès des Schistes Verts). D'autres études dans les Alpes (Agard et al., 2002, Schwartz et al., 2007, 2009) montrent des résultats en accord avec ces observations sur d'autres phengites. Ces phengites ont été datées entre 38 et 35Ma et correspondent à la phase de rétro-morphose dans le faciès des Schistes Verts (une partie des Schistes Lustrés est déjà remontée à la surface). De la chalcopryrite est cristallisée encore lors de la silicification et confirme ce timing (§IV.E.3). A ce moment, la minéralisation n'est pas encore présente mais de la bornite en très faible concentration se retrouve dans le cœur de cette microfracturation et est précurseur de l'épisode principal.

Après cette phase de silicification arrivent les fentes de tension alpines à épontes de stilpnomélane. Comme vu en §IV.C, ces fentes correspondent à la transition ductile-fragile dans les Alpes Occidentales. La silicification se poursuit durant cet épisode. Peu après l'ouverture de ces fentes, se met en place la minéralisation. Cela se passe vers 15Ma. Ce qui correspond à la mise en place des grandes failles normales décrites par Tuduri (2001) qui pourraient servir de drains favorisant la circulation de fluides (faille normale entre les talcschistes et les unités sédimentaires océaniques). Cela concorde avec la séquence décrite à l'aide des isotopes du plomb.

Enfin vers 10 Ma (Schwartz et al., 2009), la déformation devient cassante. On retrouve ce changement avec la remobilisation de la minéralisation : certaines zones ne présentent plus le développement synchrone de la chalcocite et de la bornite. Seule la bornite est présente et la sphalérite dans ces zones est étirée et fragmentée.

G. Discussion sur la concentration en cuivre pour expliquer la minéralisation

Lorsque l'on étudie en détail le tableau paragenétique, on peut constater une diminution de la fugacité en soufre au fur et à mesure de la mise en place du gisement de Saint-Véran : on passe de la chalcopryrite ($\text{Cu} < \text{S}$) à la bornite ($\text{Cu} > \text{S}$). La sphalérite est aussi très riche en cuivre (0,10% wt, Tuduri, 2001,).

Certains auteurs se sont penchés sur le devenir du soufre dans les zones de subduction. Tomkins & Evans (2015) ont étudié le comportement des sulfures dans les croûtes océaniques mafiques subduites. L'étude porte sur l'anhydrite et la pyrite. Les sulfures sont relâchés dans le manteau sus-jacent à des températures supérieures à 750°C. Ces températures sont atteintes dans la majorité des zones de subduction dans le faciès des éclogites. Or Nimis et al. (2018) montrent une signature éclogitique dans le gisement de Saint-Véran. Agard et al. (2009) expliquent que les Alpes Occidentales font partie d'un groupe d'orogène dont l'exhumation de la croûte océanique est tardive donc reste plus longtemps en profondeur. Cela implique une plus longue période dans le faciès éclogitique. Le Mont-Viso a atteint ce métamorphisme vers 50Ma et l'exhumation a été déterminé diachrone entre 35 et 19 Ma pour les âges de traces de fission sur zircon et entre 22 et 9 Ma pour les âges de traces de fission sur apatite (Schwartz et al., 2007). Ce timing est cohérent avec les phases précurseurs de la minéralisation puis avec la déformation ductile-fragile définie entre 27 et 10Ma par Schwartz et al. (2009). Lors de l'exhumation du Mont Viso, les fluides ont pu suivre les drains que sont les failles mises en place lors de cette épisode et donc permettre à la minéralisation de se mettre en place à Saint-Véran.

V. Modèle géodynamique-Conclusion

L'ensemble des données étudiées font du gisement de Saint-Véran un gisement syn-orogénique. La minéralisation correspond à une mobilisation de matériel ayant subi un métamorphisme de HP dans le faciès des Schistes Bleus et des Eclogites puis une rétro-morphose dans le faciès des Schistes Verts. Les données ont permis d'associer les événements décrits dans la minéralisation à des âges d'évènement de l'orogénèse alpine et de déterminer une chronologie (Figure 23) :

1. entre 60-50Ma, les phases HP-BT du faciès des Schistes Bleus se mettent en place dans le complexe des Schistes Lustrés avec la déformation D1 puis les riébeckites ;
2. entre 50-45Ma, l'exhumation des Schistes Lustrés débute et la phase D2 affecte les phengites lors de leur croissance, la paragenèse HP et les riébeckites ;
3. vers 38-35Ma, la rétro-morphose dans le faciès des Schistes Verts débute avec la silicification, l'albitisation. Se mettent en place les oxydes de fer et la chalcopyrite et la pyrite. Le Mont Viso commence son exhumation ;
4. à partir de 27Ma, la déformation passe de ductile à ductile-fragile. Cette transition est marquée par le développement intense de fentes de tension perpendiculaire à la schistosité et l'intensification de la silicification vers 20-15Ma (remplacement des amphiboles bleues orientées par des stilpnomélanes). Des failles se mettent en place dans la région de Saint-Véran par poinçonnement dû à la remontée du Mont Viso et de Dora Maira ;
5. à partir de 15Ma, la minéralisation principale à bornite se met en place dans les fentes et se développe sous forme de lentilles concordantes à la schistosité régionale entre les talcschistes et les sédiments océaniques (quartzites et marbres) ;
6. vers 10Ma, la déformation devient fragile et remobilise le minerai.

Cette étude a permis de réaliser pour la première fois une datation Ar/Ar sur du stilpnomélane avec des résultats exploitables.

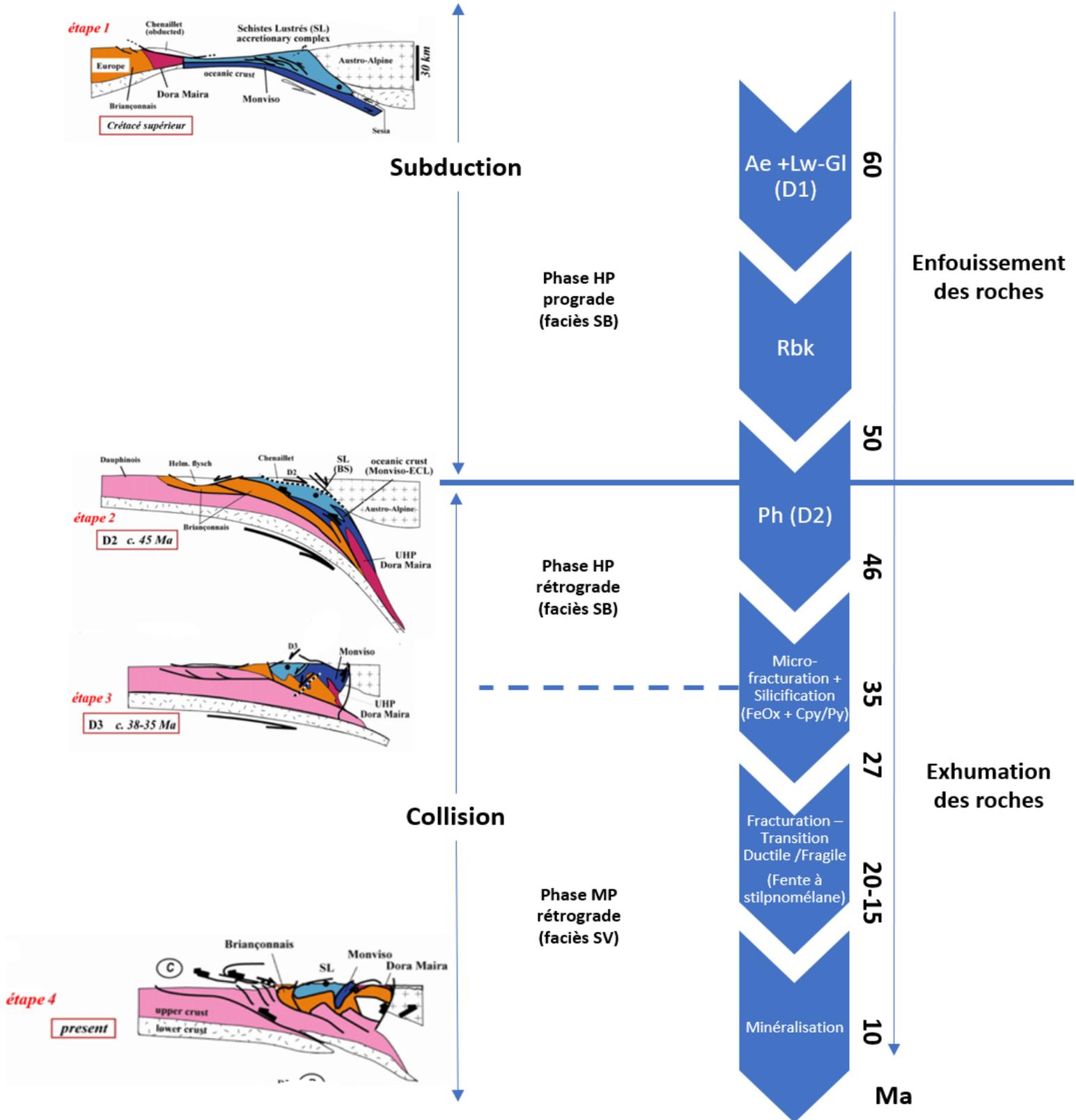


Figure 23 : Modèle géodynamique pour le gisement de Saint-Véran dans l'orogénèse alpine. Vers 60Ma se mettent en place les roches HP-BT du faciès Schistes Bleus lors de la phase de déformation D1. Les riébeckites remplacent les aegyrines entre 60 et 50 Ma. Entre 50 et 45 Ma la paragenèse HP continue à se développer avec le phengites et subit la déformation D2 tout comme les riébeckites. Cette déformation marque le début de l'exhumation du complexe des Schistes Lustrés. Jusque-là, le Mont Viso continue son enfouissement jusqu'au faciès des Eclogites. Vers 38-35Ma, les Schistes Lustrés passent dans le faciès des Schistes Verts. Une intense silicification (albitisation et chloritisation) marque ce passage avec la mise en place d'oxydes de fer et de chalcoppyrite et de pyrite. Entre 27 et 10 Ma, la déformation devient ductile-fragile. On retrouve cette transition à Saint-Véran avec le développement intense de fentes de tension à stilpnomélane vers 20-15Ma. Dans la foulée la minéralisation se met en place puis est remobilisée vers 10Ma lors du passage d'une déformation ductile-fragile à une déformation fragile.

Bibliographie

- Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., & Goffé, B. (2002). Exhumation of the Schistes Lustrés complex: in situ laser probe $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(6), 599–618. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00391.x>
- Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L., & Burov, E. (2009). Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews*, 92(1), 53–79. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.11.002>
- Agard, Philippe, Jolivet, L., & Goffe, B. (2001). Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustres Complex; implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 172(5), 617–636. <https://doi.org/10.2113/172.5.617>
- Ayoub, C. (1984). Un exemple de minéralisation associée aux ophiolites mésozoïques des Alpes cottiennes. Le gîte de Saint Véran (Hautes-Alpes, France). Etude pétrographique, structurale et métallogénique. Retrieved from <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00548840>
- Barge, H., Bourhis, J.-R., & Rostan, P. (1998). Métallurgie préhistorique et gîtes cuprifères dans le sud-est de la France. Premier résultats (pp. 65–79). Presented at the Rencontres méridionales de Préhistoire récente, Antibes: APDCA.
- Bocquet, J., Delaloye, M., Hunziker, J. C., & Krummenacher, D. (1974). K-Ar and Rb-Sr Dating of blue amphiboles, micas, and associated minerals from the Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 47(1), 7–26. <https://doi.org/10.1007/BF00418554>
- Bouladon, J., & Picot, P. (1968). Sur les minéralisations en cuivre des ophiolites de Corse, des Alpes françaises et de la Ligurie, (2), 24–37.
- Caby, R., Kienast, J. R., & Saliot, P. (1978). Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes Occidentales. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, (20), 307–322.
- Carminati, E., & Doglioni, C. (2012). Alps vs. Apennines: The paradigm of a tectonically asymmetric Earth. *Earth-Science Reviews*, 112(1–2), 67–96. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.004>
- Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., Allanic, C., & Burkhard, M. (2006). Miocene lateral extrusion in the inner western Alps revealed by dynamic fault analysis: MIOCENE EXTENSION IN THE WESTERN ALPS. *Tectonics*, 25(3), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004TC001779>
- Chopin, C. (1984). Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(2), 107–118. <https://doi.org/10.1007/BF00381838>
- Collombet, M., Thomas, J. C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J. P., & Gratier, J. P. (2002). Counterclockwise rotation of the western

- Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, 21(4), 14-1-14–15.
<https://doi.org/10.1029/2001TC901016>
- Curti, E. (1987). Lead and oxygen isotope evidence for the origin of the Monte Rosa gold lode deposits (Western Alps, Italy); a comparison with Archean lode deposits. *Economic Geology*, 82(8), 2115–2140.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.8.2115>
- De Wever, P., & Caby, R. (1981). *Datation de la base des Schistes Lustrés post-ophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur - Kimméridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Véran, France)*. (C.R.Acad.Sci. No. II) (pp. 467–472).
- Debelmas, J., & Mascle, G. (1997). *Les grandes structures géologiques* (Masson).
- Dercourt, J. (1997). *Géologie et géodynamique de la France Outre-mer et européenne* (Dunod).
- Galley, A. G., Hannington, M. D., & Jonasson, I. R. (2007). VOLCANOGENIC MASSIVE SULPHIDE DEPOSITS, 21.
- Giacometti, F. & Rebay, G. (2013): Structural and petrological evolution of the Beth-Ghinivert zone (Schistes Lustrés, Italian Western Alps). *Rend. Online Soc. Geol. It.*, 29, 70–73
- Gerber, W. (2008). Evolution tectono-métamorphique du Briançonnais interne (Alpes Occidentales, massifs de Vanoise Sud et d'Ambin): comportement du socle et de sa couverture dans un contexte de subduction continentale profonde, 307.
- Herrington, R., Maslennikov, V., Zaykov, V., Seravkin, I., Kosarev, A., Buschmann, B., et al. (2005). 6: Classification of VMS deposits: Lessons from the South Uralides. *Ore Geology Reviews*, 27(1–4), 203–237.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.07.014>
- Kienast, J. R. (1983). *Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus) : données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés* (Thèse de Doctorat d'Etat). Paris VI.
- Lagabrielle, Y. (1987, January 1). *Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques : le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont) : comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie* (thesis). Brest. Retrieved from <http://www.theses.fr/1987BRES2004>
- Martin, S., Rebay, G., Kienast, J.-R., & Mével, C. (2008). AN ECLOGITISED OCEANIC PALAEO-HYDROTHERMAL FIELD FROM THE ST. MARCEL VALLEY (ITALIAN WESTERN ALPS). *Ophioliti*, 33(1), 49–63.
<https://doi.org/10.4454/ofioliti.v33i1.359>
- Nimis, P., Omenetto, P., Stasi, G., Canovaro, C., Dal Sasso, G., Artioli, G., & Angelini, I. (2018). Lead isotope systematics in ophiolite-associated sulphide deposits from the Western Alps and Northern Apennine (Italy). *European Journal of Mineralogy*, 30(1), 17–31.
<https://doi.org/10.1127/ejm/2018/0030-2696>
- Okay, A. I. (1982). Incipient blueschist metamorphism and metasomatism in the Tavşanlı region, Northwest Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(4), 361–367.
<https://doi.org/10.1007/BF01132065>

- Peacock, S. M. (1993). The importance of blueschist → eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust. *GSA Bulletin*, 105(5), 684–694. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1993\)105<0684:TIOBED>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105<0684:TIOBED>2.3.CO;2)
- Plunder, A., Agard, P., Chopin, C., Pourteau, A., & Okay, A. I. (2015). Accretion, underplating and exhumation along a subduction interface: From subduction initiation to continental subduction (Tavşanlı zone, W. Turkey). *Lithos*, 226, 233–254. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.007>
- Rebay, G., & Powell, R. (2012). ECLOGITE-FACIES SEA-FLOOR HYDROTHERMALLY-ALTERED ROCKS: CALCULATED PHASE EQUILIBRIA FOR AN EXAMPLE FROM THE WESTERN ALPS AT SERVETTE. *Ophioliti*, 37(1), 55–63. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v37i1.405>
- Rolland, Y., Lardeaux, J.-M., Guillot, S., & Nicollet, C. (2000). Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes). *Geodinamica Acta*, 13(2–3), 133–148. <https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105369>
- Routhier, P. (1946). Un type particulier de gîte cuprifère associé à des roches vertes : le gîte de Saint-Véran (Hautes-Alpes). Étude géologique, pétrographique et métallogénique. *Bulletin de la Société française de Minéralogie*, 69(1), 99–150. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1946.4614>
- Schwartz, S., Lardeaux, J. M., Tricart, P., Guillot, S., & Labrin, E. (2007). Diachronous exhumation of HP–LT metamorphic rocks from south-western Alps: evidence from fission-track analysis. *Terra Nova*, 19(2), 133–140. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00728.x>
- Schwartz, Stéphane. (2000). La zone piémontaise des Alpes occidentales: un paléocomplexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux, 289.
- Schwartz, Stéphane, Lardeaux, J.-M., Guillot, S., & Tricart, P. (2000). Diversité du métamorphisme éclogitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales, Italie). *Geodinamica Acta*, 13(2–3), 169–188. <https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105371>
- Schwartz, Stéphane, Lardeaux, J.-M., & Tricart, P. (2000). La zone d'Acceglio (Alpes cottiennes) : un nouvel exemple de croûte continentale éclogitisée dans les Alpes occidentales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330(12), 859–866. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)00218-4](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00218-4)
- Schwartz, Stéphane, Tricart, P., Lardeaux, J.-M., Guillot, S., & Vidal, O. (2009). Late tectonic and metamorphic evolution of the Piedmont accretionary wedge (Queyras Schistes lustrés, western Alps): Evidences for tilting during Alpine collision. Late tectonic and metamorphic evolution of the Piedmont accretionary wedge. *GSA Bulletin*, 121(3–4), 502–518. <https://doi.org/10.1130/B26223.1>
- Sinojmeri, A. (1987). *Etud minéralogique du gisement de Saint-Véran (Hautes-Alpes)* (Rapport de D.E.A.). Université d'Orléans.

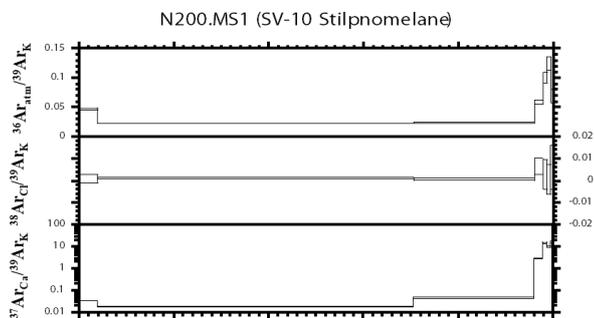
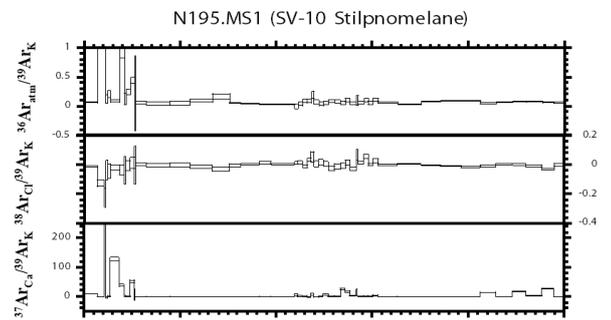
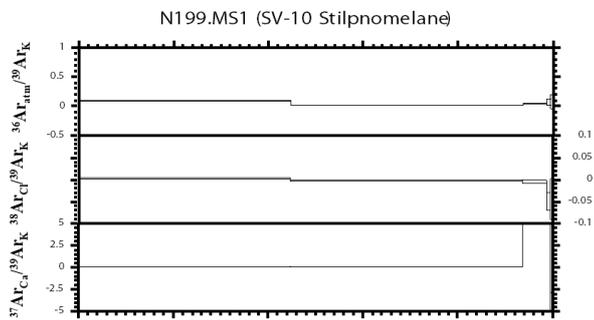
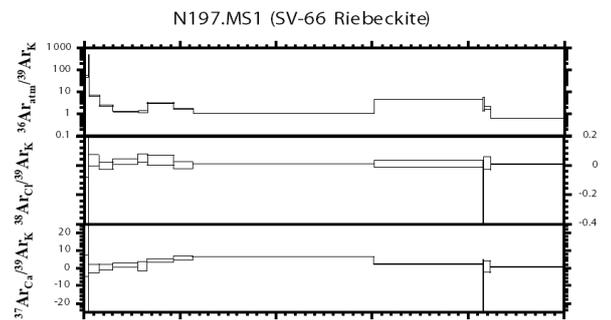
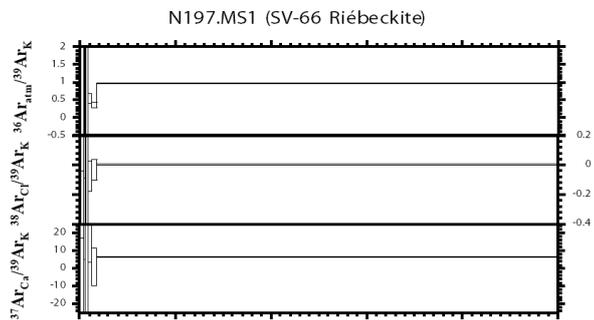
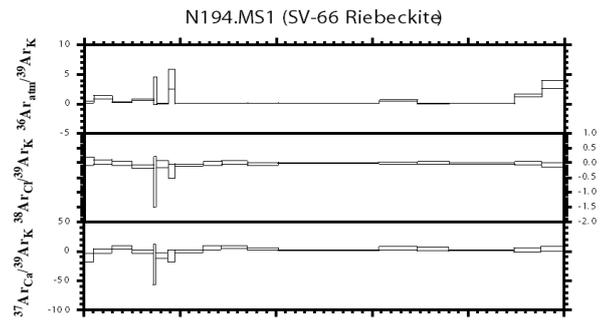
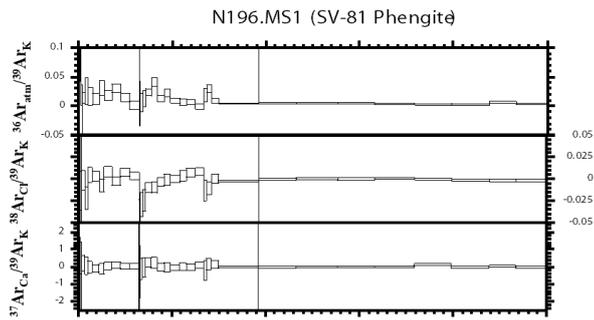
- Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R., & Mavrogenes, J. (2003). Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(2), 205–222. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0495-5>
- Sue, C., & Tricart, P. (2003). Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: A major evolution of the late alpine tectonics: RECENT NORMAL FAULTING IN THE WESTERN ALPS. *Tectonics*, 22(5), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2002TC001426>
- Tomkins, A. G., & Evans, K. A. (2015). Separate zones of sulfate and sulfide release from subducted mafic oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 428, 73–83. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.028>
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., & Lardeaux, J.-M. (2004). Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps). *Journal of Structural Geology*, 26(9), 1633–1645. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.02.002>
- Tuduri, J. (2001). *Minéralisations cuprifères syn-orogéniques dans les Schistes Lustrés des Alpes Occidentales. Exemple de la mine de cuivre des Clausis (Saint-Véran, France)*. (Stage de recherche). Tours, Orléans.

Annexes

Annexe 1 : Compositions chimiques des amphiboles sodiques

Minéraux	Riébeckite non déformée	Riébeckite déformée	Glaucophane de HP
FeO	30,37	30,26	18,22
Na ₂ O	6,95	6,99	7,10
K ₂ O	0,02	0,01	0,01
MnO	0,17	0,18	0,23
SiO ₂	52,58	53,35	56,62
CaO	0,23	0,20	0,25
Cr ₂ O ₃	0,04		0,01
Al ₂ O ₃	2,23	1,74	6,62
TiO ₂	0,02	0,00	0,05
MgO	3,09	3,25	7,39
Sc ₂ O ₃	0,02		0,01
V ₂ O ₃	0,05		0,02
CoO	0,07		0,03
NiO	0,07		0,03
CuO	0,13		0,03
ZnO	0,30		0,05
PbO	0,08		0,04
F			0,00
Cl	0,02		0,01
TOTAL	95,66	95,98	96,22
Position structurale avec Fe ₃ max			
Si ⁴ (T)	7,95	8,00	7,98
Al ⁴ (T)	0,05	0,00	0,02
Ti ⁴ +	0,00	0,00	0,00
sommeT(8)	8,00	8,00	8,00
Si ⁴ (C)	0,05	0,10	0,18
Ti ⁴ (C)	0,00	0,00	0,00
Al ³ (C)	0,40	0,37	1,10
Fe ³ (C)	1,39	1,33	0,66
Cr(C)	0,00	0,00	0,00
Mg(C)	0,91	0,64	1,57
Fe ² (C)	2,24	2,55	1,52
Mn(C)	0,01	0,02	0,02
sommeC (5)	5,01	5,02	5,06
Mg(B)	0,00	0,00	0,00
Fe ² (B)	0,02	0,01	0,01
Mn(B)	0,00	0,00	0,00
Ca(B)	0,04	0,03	0,04
Na(B)	1,93	1,94	1,89
Li(B)	0,01	0,01	0,06
sommeB (2)	2,00	2,00	2,00
Ca(A)	0,00	0,00	0,00
Na(A)	0,07	0,05	0,09
K(A)	0,00	0,00	0,00
sommeA (1)	0,08	0,05	0,10
OH	2,00		2,00
F	0,00		0,00
Cl	0,00		0,00
sommeOH (2)	2,00		2,00
Total	15,09	15,07	15,16

Annexe 2 : Spectres complémentaires des datation Ar/Ar



Annexe 3 : Données des isotopes du plomb

Echantillons	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ
SV11a	18,288	0,002	15,559	0,002	38,104	0,004	0,851	0,000	2,084	0,000
SV13	18,227	0,002	15,539	0,001	37,986	0,004	0,853	0,000	2,084	0,000
SV15	18,227	0,001	15,539	0,001	37,985	0,006	0,853	0,000	2,084	0,000
SV60	18,223	0,001	15,534	0,001	37,983	0,002	0,852	0,000	2,084	0,000
SV64	18,398	0,000	15,588	0,000	38,283	0,001	0,847	0,000	2,081	0,000
SV66	19,035	0,001	15,711	0,001	38,849	0,003	0,825	0,000	2,041	0,000
SV69	18,146	0,001	15,518	0,001	37,854	0,005	0,855	0,000	2,086	0,000
SVE_Ap1	18,028	0,002	15,654	0,002	38,173	0,005	2,118	0,000	0,868	0,000
SVE_Ap4	18,154	0,003	15,608	0,002	38,107	0,006	2,099	0,000	0,860	0,000
SVE_Bp1	18,072	0,006	15,614	0,005	38,095	0,009	2,108	0,000	0,864	0,000
SVE_Cp1	18,215	0,004	15,545	0,002	37,989	0,008	2,086	0,000	0,853	0,000
SVE_Ap2	18,463	0,008	15,619	0,007	38,406	0,010	2,081	0,001	0,846	0,000
SVE_Ap3	18,356	0,010	15,610	0,010	38,314	0,020	2,088	0,000	0,850	0,000
SVE_Bs1	18,172	0,010	15,603	0,010	38,116	0,020	2,098	0,000	0,859	0,000
SVE-Cs1	18,508	0,002	15,608	0,002	38,382	0,004	2,074	0,000	0,843	0,000
SVE_Ar1	24,534	0,100	15,889	0,080	38,276	0,200	1,558	0,005	0,647	0,001
SVE_Br1	20,051	0,040	15,807	0,040	38,539	0,080	1,925	0,002	0,790	0,001