

Les minéralisations Pb-Zn-Cu-Ba du Val Ferret, Valais, Suisse

Auteur : Rys, Alexandre

Promoteur(s) : Hatert, Frederic

Faculté : Faculté des Sciences

Diplôme : Master en sciences géologiques, à finalité approfondie

Année académique : 2019-2020

URI/URL : <http://hdl.handle.net/2268.2/9897>

Avertissement à l'attention des usagers :

Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative"(BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.

Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.

Les minéralisations Pb-Zn-Cu-Ba du Val Ferret, Valais, Suisse

Mémoire en vue de l'obtention du grade de Master en Sciences
Géologiques à finalité approfondie

Présenté par :
Alexandre Rys

Encadré par :
Prof. Frédéric Hatert

Année Académique 2019 – 2020

Résumé : La Dalle de l'Amône (Val Ferret, Valais, Suisse) est un petit gîte métallifère localisé dans la couverture sédimentaire du Mésozoïque et adjacent aux massifs rhyolitiques et granitiques du Mont Blanc. Cette structure majoritairement carbonatée est minéralisée et a été exploitée au XIX^{ème} siècle pour son contenu en pyrite et en magnétite. Ces deux minéralisations forment des amas et des couches, respectivement, à la base et au sommet de la structure. En dehors de ces minéralisations stratifiées, des filons minéralisés traversent la dalle de part en part. Ces derniers sont enrichis en cuivre, baryum, zinc, nickel et sulfosels. La minéralogie de ce gisement a été étudiée par des méthodes d'analyses variées telles que la diffraction aux rayons X sur poudre, des analyses quantitatives sur spectre EDS grâce au microscope électronique à balayage et des observations en lumière réfléchie. Grâce à ces méthodes, de nouvelles occurrences minéralogiques ont pu être recensées telles que la présence de tennantite zincifère, scheelite, gersdorffite, fluorite, ... Cependant l'identification de certains de ces phases a compliqué l'interprétation génétique du gisement de l'Amône, déjà initialement quasiment inexistante. Plusieurs hypothèses ont été formulées afin de définir des pistes pour de futures études. La présence de l'association magnétite – scheelite typique des skarns suppose un métamorphisme de contact. Mais la rhyolite adjacente était déjà un corps froid lors du dépôt de la dalle. L'origine du corps magmatique responsable est inconnue. Les minéralisations filoniennes sont de faibles températures et semblent correspondre à un dépôt de type MVT qui se serait formé au cours du Jurassique – Crétacé par le biais de saumures, cette théorie serait en accord avec les reconstitutions paléogéologiques du Massif du Mont Blanc.

Mots-clés : Valais (Suisse), Dalle de l'Amône, couverture Mésozoïque, minéralogie, modèle génétique

Abstract: “La Dalle de l'Amône” (Val Ferret, Valais, Switzerland) is a small metalliferous deposit located in the Mesozoic sedimentary cover and adjacent to the rhyolitic and granitic massifs of the Mont Blanc. This predominantly carbonated structure is mineralized and was mined in the 19th century for its pyrite and magnetite contents. These two mineralizations form clusters and layers, respectively, at the base and top of the structure. Apart from these layered mineralization, mineralized veins cross the slab from one side to the other. These are enriched in copper, barium, zinc, nickel and sulphosalts. The mineralogy of this deposit has been studied by various analytical methods such as X-ray powder diffraction, quantitative EDS spectrum analysis using a scanning electron microscope and reflected light observations. Thanks to these methods, new mineralogical occurrences were identified such as the presence of tennantite (Zn), scheelite, gersdorffite, fluorite, ... However, the identification of some of these phases has complicated the genetic interpretation of the Amône deposit, which was initially almost non-existent. Several hypotheses have been formulated in order to define leads for future studies. The presence of the magnetite - scheelite association typical of skarns implies a contact metamorphism. But the adjacent rhyolite was already a cold body when the slab was deposited. The origin of the responsible magmatic body is unknown. The lode mineralization is low temperature and seems to correspond to an MVT-type deposit that would have formed during the Jurassic - Cretaceous through brines, this theory would be in agreement with the paleogeographic reconstructions of the Mont Blanc Massif.

Key-words: Valais (Switzerland), Dalle de l'Amône, Mesozoic cover, mineralogy, genetic model

Je tiens tout d'abord à exprimer toute ma reconnaissance au Professeur Frédéric Hatert, le promoteur de ce mémoire pour ses différents conseils lors la réalisation des manipulations ainsi que pour la rédaction des différentes parties de ce travail. Je le remercie pour le temps qu'il m'a consacré dans la relecture du dossier.

J'adresse aussi mes sincères remerciements au Dr. Nicolas Meisser, minéralogiste et conservateur du musée de Lausanne, pour sa participation à la journée de terrain, pour les nombreuses informations qu'il m'a fournies sur le gisement de l'Amône ainsi que pour les échantillons historiques de gisement qu'il m'a envoyés. Je tiens à témoigner toute ma reconnaissance a Simon Philippo, minéralogiste du musée national d'histoire naturelle de Luxembourg, pour sa disponibilité et son aide apportée sur l'utilisation du microscope électronique à balayage.

Je remercie ma famille, mes amis et mes proches qui m'ont motivé tout le long de l'année pour avancer dans l'écriture de ce travail même lorsque mon moral était au plus bas.

Ainsi que mes quatre comparses de Master 2 de l'Université de Liège qui m'ont permis de passer une formidable année et qui ont rendu ce mémoire bien moins monotone.

Un grand merci également aux membres du jury : Frédéric Hatert, Nicolas Meisser, Simon Philippo et Jacqueline Vander Auwera pour leur lecture et leur regard critique sur ce travail.

Table des matières

1.	Introduction	1
2.	Contexte géographique et géologique	2
2.1	Localisation du Val Ferret et de la Dalle de l'Amône.....	2
2.2	Les Alpes.....	4
2.2.1	Localisation et contexte général	4
2.2.2	Formation des Alpes.....	4
2.2.3	Subdivision géologique de la chaîne	5
2.3	Géologie du Val Ferret	6
2.3.1	Les massifs cristallins externes / socle cristallin	7
2.3.2	La couverture sédimentaire du Mésozoïque.....	7
2.3.3	Les nappes helvétiques et ultra-helvétiques	8
2.3.4	Le domaine pennique (zone de Sion-Courmayeur).....	8
3.	Le gisement de l'Amône	10
3.1	Historique	10
3.2	Structure de la mine.....	10
3.3	Documents et analyses antérieurs	11
3.3.1	Les rapports d'exploitation.....	11
3.3.1	Les rapports minéralogiques et métallogéniques	11
4.	Echantillonnage de la Dalle de l'Amône.....	14
5.	Méthodes analytiques	19
6.	Résultats	20
6.1	Descriptions minéralogiques	20
6.1.1	Anglésite (PbSO_4)	21
6.1.2	Apatite $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{Cl}, \text{F})$	21
6.1.3	La barite (BaSO_4)	22
6.1.4	Bornite (Cu_5FeS_4).....	23
6.1.5	Carbonates de Fe, Mg, et Ca	23
6.1.6	Chalcopyrite (CuFeS_2)	24
6.1.7	Covellite (CuS).....	25
6.1.8	Fluorite (CaF_2).....	25
6.1.9	Galène (PbS)	26
6.1.10	Gersdorffite (NiAsS)	26
6.1.11	Goethite et lépidocrocite ($\text{FeO}(\text{OH})$)	27
6.1.12	Gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)	28

6.1.13 Hexahydrate ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) et Epsomite ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$).....	28
6.1.14 Malachite ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$) et Azurite ($\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$)	28
6.1.15 Magnétite (Fe_3O_4) et Hématite (Fe_2O_3)	29
6.1.16 Mélantérite ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) et la Rozénite ($\text{FeSO}_4 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$)	30
6.1.17 Pyrite (FeS_2)	30
6.1.18 Scheelite (CaWO_4)	31
6.1.19 Sphalérite ($(\text{ZnFe})\text{S}$).....	32
6.1.20 Tennantite ($\text{Cu}_6[\text{Cu}_4(\text{Fe,Zn})_2]\text{As}_4\text{S}_{13}$)	32
7. Discussions.....	33
7.1. Corrélations cristallographiques.....	33
7.1.1 Le groupe de la tétraédrite.....	33
7.1.2 Solution solide barite (BaSO_4) et célestine (SrSO_4).....	35
7.2 Transformations minéralogiques :.....	36
7.2.1 Formation des efflorescences de l'Amône :.....	36
7.2.2 Les minéraux cuivrés	36
7.3 Hypothèses sur la formation du dépôt.....	39
7.3.1 Etat des connaissances actuelles sur le dépôt.....	39
7.3.2 Interprétations de la genèse du gisement de l'Amône :.....	39
8. Conclusion.....	43
9. Bibliographie.....	45
9. Annexes	48

1. Introduction

Le canton du Valais, au sud-ouest de la Suisse, a été fortement influencé par la forte implantation minière dans la région pendant le XVIII-XX^{ème} siècles. L'exploitation et l'exploration ont donc été des sources de revenus pour les habitants. Aujourd'hui, la majorité de ces mines et carrières qui pullulaient autrefois dans le canton ont cessé leurs activités et sont aujourd'hui abandonnées et délaissées (Ansermet, 2001).

Parmi les nombreuses exploitations du Valais, plusieurs peuvent être définies comme historiques comme les mines d'or du Gondo (sud-est du Valais) qui employaient plus de 500 ouvriers il y a une centaine d'années. Le Valais était également connu pour ses exploitations d'anthracite telles que celles de Chandoline, les mines de la région du Grône, ou celles de Dorénaz. En dehors de l'or et du charbon, le peuple Valaisan exploitait également d'autres ressources telles que le cuivre dans la mine de la Lée, localisée dans le Val d'Annivier, le plomb et l'argent dans la vallée du Lötschen ou encore le soufre dans les mines de Sublin à Bex.

Parmi ces gisements, le Mont Chemin est l'un des sites minéralogiques les plus riches et les plus intéressants du Valais et a fait l'objet d'études récentes au Laboratoire de Minéralogie de l'ULiège par Dorignaux (2017) et Beerten (2018). Les exploitations du Mont Chemin étaient assez variées minéralogiquement parlant. On y retrouve principalement des minéralisations contenant fer, plomb, argent et fluor. Mais, on observe aussi des éléments chimiques plus exotiques tels que les terres rares dans les fluorites de la mine à Hubacher (Dorignaux, 2017) ou encore les skarns à magnétite enrichis en épidote, stilpnomélane, kaolinite et érythrite (Beerten, 2018).

Plus au sud des importants gites métallifères, à 10 kilomètres au sud-est de Martigny, s'allonge le Val Ferret. Cette vallée, bien moins exploitée que le Mont Chemin, présente quelques petites pépites géologiques. Parmi celles-ci, se dresse une large dalle calcaire ; la Dalle de l'Amône. Cette structure sédimentaire, posée sur un massif granitique, semble isolée car elle n'a pas d'équivalent dans les environs, mais elle cache en son sein de nombreuses petites minéralisations et imprégnations peu connues. Le peu de littérature sur ce dépôt s'est focalisée sur des descriptions macroscopiques du gisement pour son exploitation et sur quelques analyses au microscope optique pour le recensement minéralogique. Aujourd'hui, son exploitation n'est qu'un vague souvenir et la forte inclinaison de la structure lui a permis d'être reconvertie en un haut lieu d'escalade.

Ce travail portera sur l'étude du gisement de l'Amône d'un point de vue géologique et minéralogique. Des méthodes modernes, telles que la fluorescence X, la diffraction des rayons X ou encore le microscope électronique à balayage (MEB), seront utilisées. Les objectifs seront d'une part de recenser les différentes espèces minéralogiques du gisement de l'Amône et, d'autre part, de réaliser une étude pétrographique et géochimique des associations minérales afin de mieux comprendre les processus de formation et de transformation du gisement.

2. Contexte géographique et géologique

2.1 Localisation du Val Ferret et de la Dalle de l'Amône

Le Val Ferret est une vallée localisée à l'est du massif du Mont Blanc et à environ dix kilomètres au sud-est de Martigny. Elle s'étend depuis les environs d'Orsières (Suisse) jusqu'au Nord de Courmayeur (Italie). La délimitation entre ces deux unités est symbolisée par le col de Ferret (Figure 2) (Confédération suisse, 2019b).

Le Val Ferret suisse est situé au sud-ouest du pays dans le canton du Valais et fait partie de la commune d'Orsières. L'axe de la vallée est orienté nord-est /sud-ouest (Figure 2) (Confédération suisse, 2019b).

L'étude va se concentrer sur les alentours de La Fouly (11 km au sud d'Orsières) et sur le petit hameau situé à un kilomètre en aval : l'Amône. L'un des points de repère de la zone est l'immense dalle calcaire posée sur le massif du Mont Blanc surnommée la « Dalle de l'Amône » (Figure 1 & 2).

Celle-ci est de forme triangulaire, mesure 450 mètres de long et s'étend sur plus de 400 mètres de haut. Par sa couleur claire, elle s'individualise nettement de l'encaissant granitique beaucoup plus sombre. L'épaisseur de la dalle est d'environ 50 mètres et est entièrement observable sur le flanc sud de la dalle (Figure 1) (Gabioud, 2007).

Le Val Ferret est traversé par la Dranse de Ferret. C'est un petit cours d'eau de 19 km de long couvrant un bassin versant de 121 km². Au niveau d'Orsières, celui-ci entre en confluence avec la Dranse d'Entremont (Figure 2). L'association de ces deux unités entre en contact avec la Dranse de Bagne pour former la Dranse, un affluent du Rhône, le cours d'eau le plus important du canton valaisan (Olivier *et al.*, 2009).

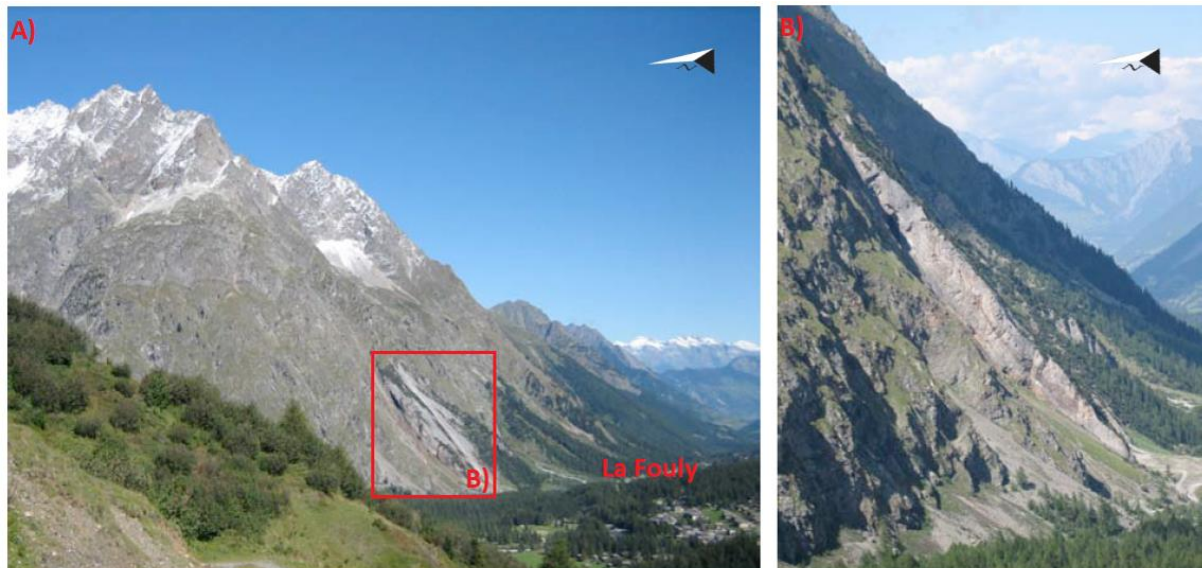
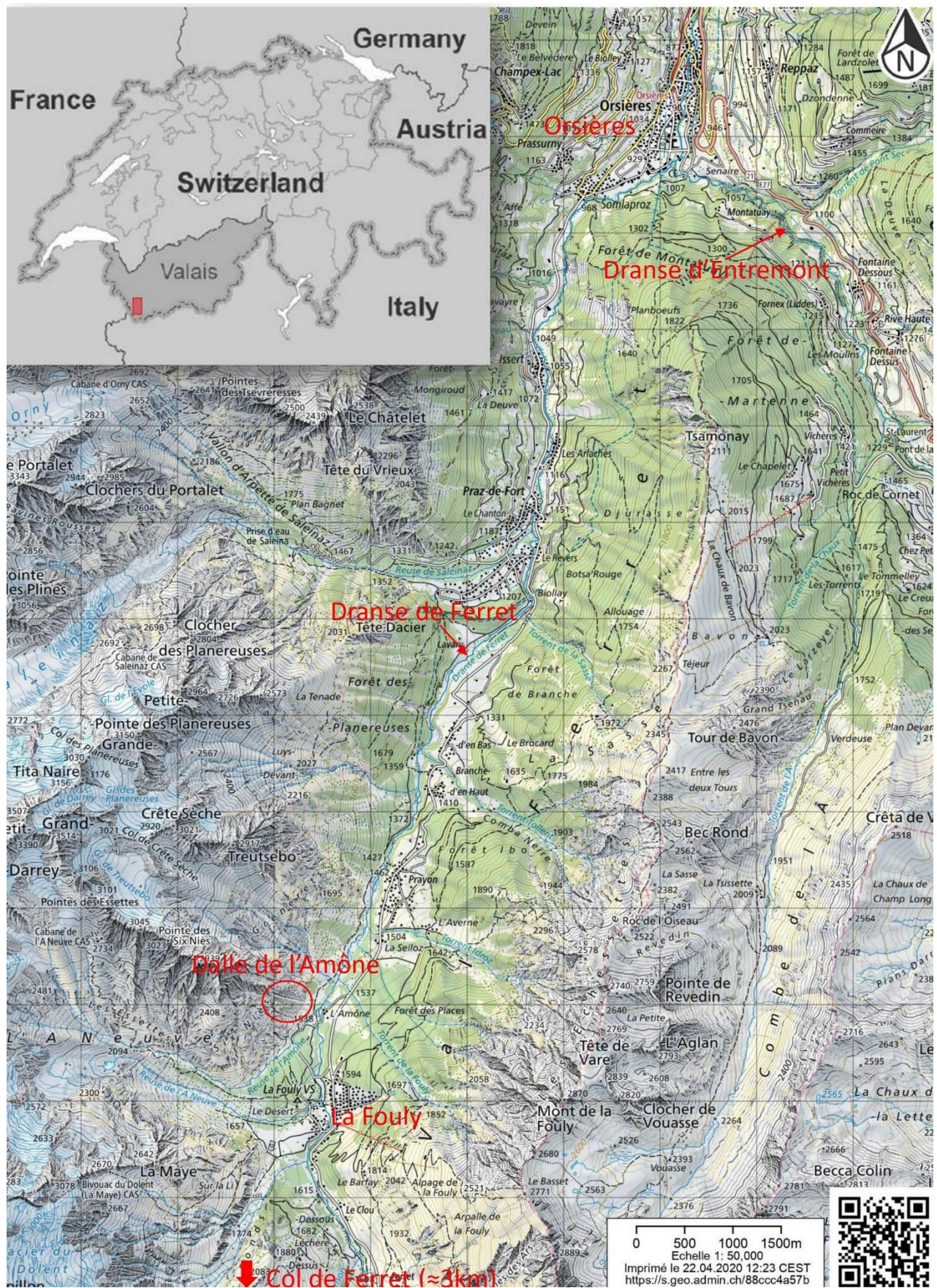


Figure 1 : A) Photographie de la Dalle de l'Amône couchée sur le massif granitique du Mont Blanc (Gabioud, 2007 ; modifié). B) Photographie de la Dalle de l'Amône, vue en coupe (Gabioud, 2007).



2.2 Les Alpes

2.2.1 Localisation et contexte général

Massif mondialement réputé, les Alpes forment une chaîne de montagnes qui s'allonge sur plus d'un millier de kilomètres. Cette structure en arc de cercle s'étend de Nice (France) jusqu'à Vienne (Autriche). Au nord, elle est délimitée par les plateaux suisse et bavarois et au sud, par les plaines du Pô et de Vénétie (Figure 3A) (Lemoine *et al.*, 2000).

Ces hauts reliefs sont façonnés depuis des millions d'années par de nombreux processus tels que l'érosion fluviale ou glaciaire mais également par de nombreux mouvements tectoniques. L'ensemble de ces facteurs a dès lors permis la formation de profondes vallées encaissées et des structures culminantes comme le Mont Blanc (4 809 mètres) ou encore le Mont Cervin (4 478 mètres). Cette large bande montagneuse présente également une forte hétérogénéité d'un point de vue structural et géologique (Lemoine *et al.*, 2000 ; Pfiffner, 2014).

Les Alpes sont souvent subdivisées en unités géographiques et géologiques distinctes. D'ouest en est, on distingue une zone en arc de cercle orientée nord-sud, les Alpes Occidentales. Celle-ci est suivie par une bande rectiligne orientée E-W et constituée par les Alpes Centrales et Orientales au nord, et par les Alpes Méridionales au sud (Figure 3A) (Lemoine *et al.*, 2000 ; Agard & Lemoine, 2003 ; Pfiffner, 2014).

D'un point de vue géologique, les Alpes sont délimitées par des bassins molassiques profonds essentiellement comblés par des dépôts détritiques du Cénozoïque au nord et au sud. À l'est, le massif est limité, depuis le nord vers le sud, par la chaîne des Carpates, par le bassin Pannomique et par le massif des Dinarides. Sur leur flanc ouest, les Alpes sont bordées par l'ensemble des Vosges, la Forêt-Noire et le fossé rhénan (graben du Rhin) au nord-est, suivi par le Jura et le graben de Bresse plus au sud (Lemoine *et al.*, 2000 ; Agard & Lemoine, 2003).

2.2.2 Formation des Alpes

Les Alpes sont composées d'un assemblage de petites unités structurales en provenance de domaines océaniques et continentaux charriées les unes sur les autres lors de la convergence entre l'Eurasie et le bloc Apulie-Afrique-Arabie (Figure 3B) (Lemoine *et al.*, 2000 ; Agard & Lemoine, 2003).

Au Carbonifère, deux grandes masses continentales, la Laurussia et le Protogondwana, se sont percutées et se sont liées pour former le supercontinent Pangée. Sur ce continent unique, on retrouve les premières traces des Alpes avec des roches cristallines et métamorphiques formées au cours du Paléozoïque. Actuellement, ces roches font parties du soubassement des Alpes et sont mises en évidence par des processus d'érosion, tectonique, glaciaire... (Lemoine *et al.*, 2000 ; Pfiffner, 2014).

Le cycle alpin débute au Trias inférieur (230 Ma) suite à la fragmentation de la Pangée en deux unités distinctes : la Laurasia au nord (l'ancêtre de l'Amérique du Nord, de l'Europe et de l'Asie) et le Gondwana au sud (Amérique du Sud, Afrique, Australie et Antarctique). Cette séparation est enclenchée par la formation d'un rift à la jonction entre les masses continentales. L'intense activité magmatique au sein de ce fossé provoque l'éloignement des continents et la formation d'une croûte océanique. Un vaste océan, la Téthys, se développe au sein de cette ouverture (Lemoine *et al.*, 2000 ; Pfiffner, 2014).

Dans la littérature, on utilise souvent les appellations « océan liguro-piémontais », « Téthys-ligure », « océan piémontais » ou encore « océan ligure » pour désigner une portion de la Téthys qui s'est ouverte à la fin du Dogger (170-165 Ma). C'est cette partie de la Téthys qui participera à l'édification des Alpes (Pfiffner, 2014).

Au Jurassique, la Pangée continue à se fragmenter, la Téthys continue à s'approfondir et à s'élargir pour atteindre son extension maximale au cours du Jurassique inférieur. Le phénomène de rifting se propage vers l'ouest et sépare progressivement l'Amérique de l'Afrique pour permettre l'ouverture de l'océan Atlantique. Il s'étend également vers le nord-est et morcelle la plaque africaine en isolant la plaque apulienne (adriatique). Cette nouvelle séparation a pour conséquence la formation de la Mésogée (l'ancêtre de la Méditerranée) (Lemoine *et al.*, 2000 ; Pfiffner, 2014).

Au Crétacé, le continent africain change de direction et entreprend une rotation, ce qui le rapproche des masses continentales européennes tout en repoussant le microcontinent apulien vers le nord. Cette convergence de plaques se traduit par une subduction de la croûte océanique de l'océan liguro-piémontais sous la marge continentale apulo-africaine. Plus tard, cette poussée provoquera la rencontre entre la plaque apulienne et les plaques européennes, ce qui entraînera la fermeture de la Téthys et la surrection des Alpes (Lemoine *et al.*, 2000 ; Pfiffner, 2014). Un second océan va également s'ouvrir au Crétacé au sein de la Téthys ligure : l'océan valaisan. Cette ouverture est liée à la formation d'un rift qui va isoler le bloc continental SBR (Grand-Saint-Bernard-Mont-Rose) ou briançonnais, du bloc européen. L'océan valaisan est resté très étroit (quelques centaines de km) vu sa durée de vie très courte (Pfiffner, 2014).

Au début du Cénozoïque, les chaînes de montagnes alpines émergent de l'océan et se structurent. Pendant cette période, des températures élevées sont atteintes au sein de la chaîne et sont suffisamment importantes pour métamorphiser une partie de l'édifice. Le relief croissant des Alpes commence déjà à s'éroder et fournit de grandes quantités de matériaux détritiques qui s'accumulent désormais dans les bassins d'avant-chaîne et d'arrière-chaîne (Lemoine *et al.*, 2000 ; Pfiffner, 2014).

Au Paléogène-Néogène, entre 25 et 5 millions d'années, les derniers larges mouvements tectoniques de l'orogénèse se mettent en place et permettent une surrection des massifs cristallins tels que le massif du Mont Blanc ou encore le massif du Saint-Gothard... (Lemoine *et al.*, 2000 ; Pfiffner, 2014).

2.2.3 Subdivision géologique de la chaîne

Pendant les phases d'ouverture et de fermeture des différents bassins, de nombreux processus tectoniques et géologiques se sont mis en place. Chacun d'entre eux va avoir un impact significatif sur la future chaîne de montagnes des Alpes. Par exemple, la formation de bassins profonds, la séparation d'un microcontinent, la présence de dorsales océaniques, ... vont définir des domaines sédimentaires très différents. Ces dépôts vont ensuite être incorporés dans la chaîne lors de la convergence tectonique. Il est, dès lors, nécessaire de bien comprendre, ces processus d'ouverture et de fermeture pour définir avec précision la genèse du dépôt (Pfiffner, 2014).

Au sein de la Téthys, entre les socles européen et africain, différents domaines sédimentaires peuvent être définis. Sur la bordure nord, se déposent des sédiments de marge continentale tels

que des calcaires, des argilites et des schistes. Cette région correspond à la zone externe helvétique-ultrahelvétique. Plus au sud, l'ouverture conduit à la formation d'un bassin océanique plus profond, le bassin pennique. Il est scindé en deux unités séparées l'une de l'autre

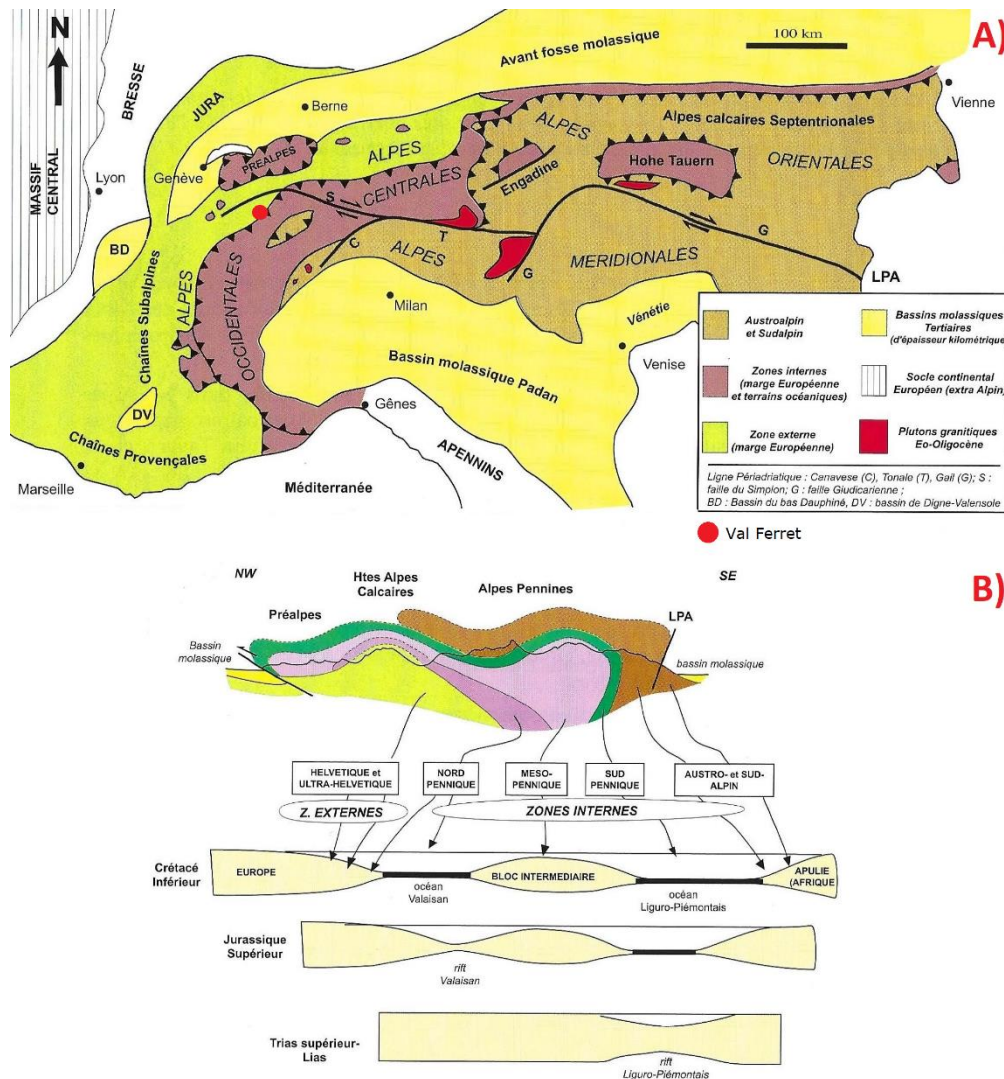


Figure 3 : A) Carte structurale simplifiée des Alpes (Agard & Lemoine, 2003). **B)** Coupe des grandes unités structurales alpines ainsi que leurs significations paléogéographiques (Agard & Lemoine, 2003 modifié d'après Lemoine *et al.*, 2000).

par un bloc continental intermédiaire (le Briançonnais). Celles-ci sont le domaine valaisan au nord et piémontais au sud. Elles sont comblées par des produits d'éboulements et par des dépôts volcaniques. Sur le flanc sud de la Téthys, on atteint la marge apulienne (africaine) essentiellement remplie par des dépôts de faible profondeur constituant les domaines Austroalpin et Sudalpin (Figure 3B) (Lemoine *et al.*, 2000 ; Pfiffner, 2014).

2.3 Géologie du Val Ferret

Le Val Ferret est une succession d'écailles tectoniques superposées les unes sur les autres lors de l'orogénèse alpine. Il existe une forte hétérogénéité entre les deux flancs du val. L'ouest est taillé dans les roches cristallines du massif du Mont Blanc tandis que l'est est bien escarpé et

essentiellement composé d'unités sédimentaires (zone de Sion-Courmayeur). Entre ces deux unités, on retrouve les couches géologiques de la couverture sédimentaire du Mésozoïque couchées sur les massifs cristallins suivies par les dépôts de l'helvétique et ultra-helvétique au centre de la vallée (Figure 4) (Burri *et al.*, 1993).

2.3.1 Les massifs cristallins externes / socle cristallin

Dans le nord du Val Ferret (non observable sur la Figure 4), les roches cristallines sont majoritairement dominées par des gneiss. Ceux-ci peuvent être subdivisés en deux groupes. Le premier est composé de gneiss et de schistes cristallins souvent qualifiés de mylonitoschistes. Le second est un gneiss anatectique traversé par de nombreux filons de rhyolite (Burri *et al.*, 1993).

C'est au sein de ces deux structures que va se mettre en place le granite du Mont Blanc qui constitue l'essentiel de la masse cristalline du massif. L'expression « granite du Mont Blanc » englobe deux unités : le protogine¹ et le faciès de bordure. Par endroit, le granite du Mont Blanc est recoupé par des granites filoniens leucocrates (Figure 4) (Burri *et al.*, 1993).

Le flanc ouest des massifs cristallins est délimité par une rhyolite porphyrique qui domine l'entièreté du flanc est du Val Ferret. Cette rhyolite se présente sous la forme de larges bancs de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Son orientation et son inclinaison sont semblables à celles des terrains de la couverture sédimentaire du Mésozoïque (Figure 4) (Burri *et al.*, 1993).

2.3.2 La couverture sédimentaire du Mésozoïque

Les unités sédimentaires composant la couverture sont transgressives, elles présentent donc des épaisseurs qui fluctuent énormément. Les unités du Trias et celles de la base du Jurassique (Lias) sont facilement observables au nord d'Orsières tandis qu'au sud, elles ne forment que de rares dépôts difficilement observables, voire inexistantes (Burri *et al.*, 1993).

Dès lors, lorsqu'elles sont absentes, ce sont les roches du Jurassique moyen qui réalisent le contact avec les rhyolites. C'est le cas au niveau de la Dalle de l'Amône (dans la littérature ancienne, ces rhyolites étaient définies comme des porphyres quartzifères (microgranites) (Duparc, 1910 ; Bersier *et al.*, 1942 ; Turkunal 1942 ; Tagini, 1951 ; ...)). Ces roches mésozoïques sont composées de schistes argileux enrichis en pyrite. Localement, ces schistes sont précédés par des conglomérats de transgression. Progressivement avec la disparition des éléments grossiers, le conglomérat se transforme en une arkose. L'épaisseur de ce niveau schisteux fluctue énormément entre 5 et 150 mètres (Figure 4 & 5) (Burri *et al.*, 1993). Celui-ci renferme de nombreux débris de fossiles comme des bivalves. D'après l'un d'entre eux, la couche est surnommée couches à *Mytilus*. C'est dans cette couche que l'on retrouvait l'essentiel du minerai de la Dalle de l'Amône (Bersier *et al.*, 1942 ; Turkunal 1942 ; Tagini, 1951).

Le Bajocien (Jurassique moyen) est représenté par une quarantaine de mètres de calcaire blanc brillant suite à la forte présence d'encrines et de restes d'oursins (calcaire spathique), il est localement enrichi en nodules phosphatés (Figure 4). Selon la notice géologique de Burri *et al.* (1993), les terrains du Bathonien, Callovien et Oxfordien sont absents des enregistrements géologiques.

¹ Ce terme désigne un granite à grands éléments, pauvre en biotite et dans lequel le feldspath est souvent de l'orthose.

Les calcaires du Bajocien sont recouverts par des calcaires noduleux et par des schistes marneux qui s'étendent sur une vingtaine de mètres (Figure 4). Ces dépôts sont localement surmontés ou remplacés par des marnes et par des calcschistes (15 mètres d'épaisseur) (Burri *et al.*, 1993).

Les derniers dépôts du Jurassique sont datés du Malm et sont essentiellement composés de calcaire bleuté dont l'épaisseur fluctue entre 40 et 200 mètres. Ils sont localement enrichis en pyrite, hématite, limonite. Par endroits, ils sont surmontés par des niveaux carbonatés plus jaunâtres (calcaires et dolomies) (Burri *et al.*, 1993). Ces dépôts constituent la partie la plus superficielle de la dalle (Figure 4).

Les derniers terrains de la couverture du Mésozoïque sont datés du Valanginien (Crétacé inférieur) et sont composés de calcaire argileux et de schiste marneux. Au sein de ces dépôts, on retrouve des « lames cristallines » constituées de rhyolites mylonitisées. En général, ces lames mesurent un à deux mètres mais peuvent parfois atteindre une vingtaine de mètres (Figure 4) (Burri *et al.*, 1993).

Au sein de la couverture sédimentaire, on observe des imprégnations hydrothermales. Ces dernières sont majoritairement localisées au contact entre l'encaissant cristallin et les roches sédimentaires. Les minéralisations sont majoritairement composées de quartz, fluorite, barite avec des rares dépôts de pyrite, galène, hématite (Burri *et al.*, 1993).

2.3.3 Les nappes helvétiques et ultra-helvétiques

Les dépôts des nappes helvétiques et ultra-helvétiques sont similaires, voire identiques à ceux de la couverture sédimentaire du Mésozoïque car ils partagent une origine commune et ont été uniquement séparés par l'orogénèse (Burri *et al.*, 1993). Ces dépôts sont situés au cœur de la vallée et sont dès lors assez difficiles à observer sur le terrain (Figure 4).

La majorité des dépôts du Trias sont composés par des niveaux carbonatés (calcaires, dolomies et cornieules). Très localement, cette série carbonatée est précédée par du gypse mal cristallisé (Burri *et al.*, 1993).

A la base des terrains du Jurassique se trouvent des calcaires bleutés datés du Lias suivis par les schistes noirs à pyrites rencontrés dans la couverture sédimentaire. Ici, ces schistes sont recouverts par des dépôts du Bajocien composés de calcaire, de marne et de schiste argileux mordoré (à reflets dorés). Des schistes sombres fortement argileux sont ensuite retrouvés et sont datés du Callovo-Oxfordien suivis par les calcaires bleutés du Malm (Burri *et al.*, 1993).

2.3.4 Le domaine pennique (zone de Sion-Courmayeur)

La zone de Sion-Courmayeur est subdivisée en trois unités : Ferret, Roignais - Versoyen et Pierre d'Avoi. Elles ne seront pas détaillées car elles se situent sur le flanc est du val et ne présentent aucun intérêt pour le présent travail. Mais, en résumé, l'unité de Ferret est essentiellement sédimentaire et métamorphique (calcaire dolomitique, grès, schiste et calcschiste). Celle de Roignais est composée de calcaire bleu, conglomérat, schiste, quartzite et flysh. Et enfin, celle d'Avoi ne constitue qu'une fine bande dans la région d'Orsières (observable dans le coin inférieur droit de la Figure 4) avec des dépôts similaires à ceux de Roignais (Burri *et al.*, 1993).

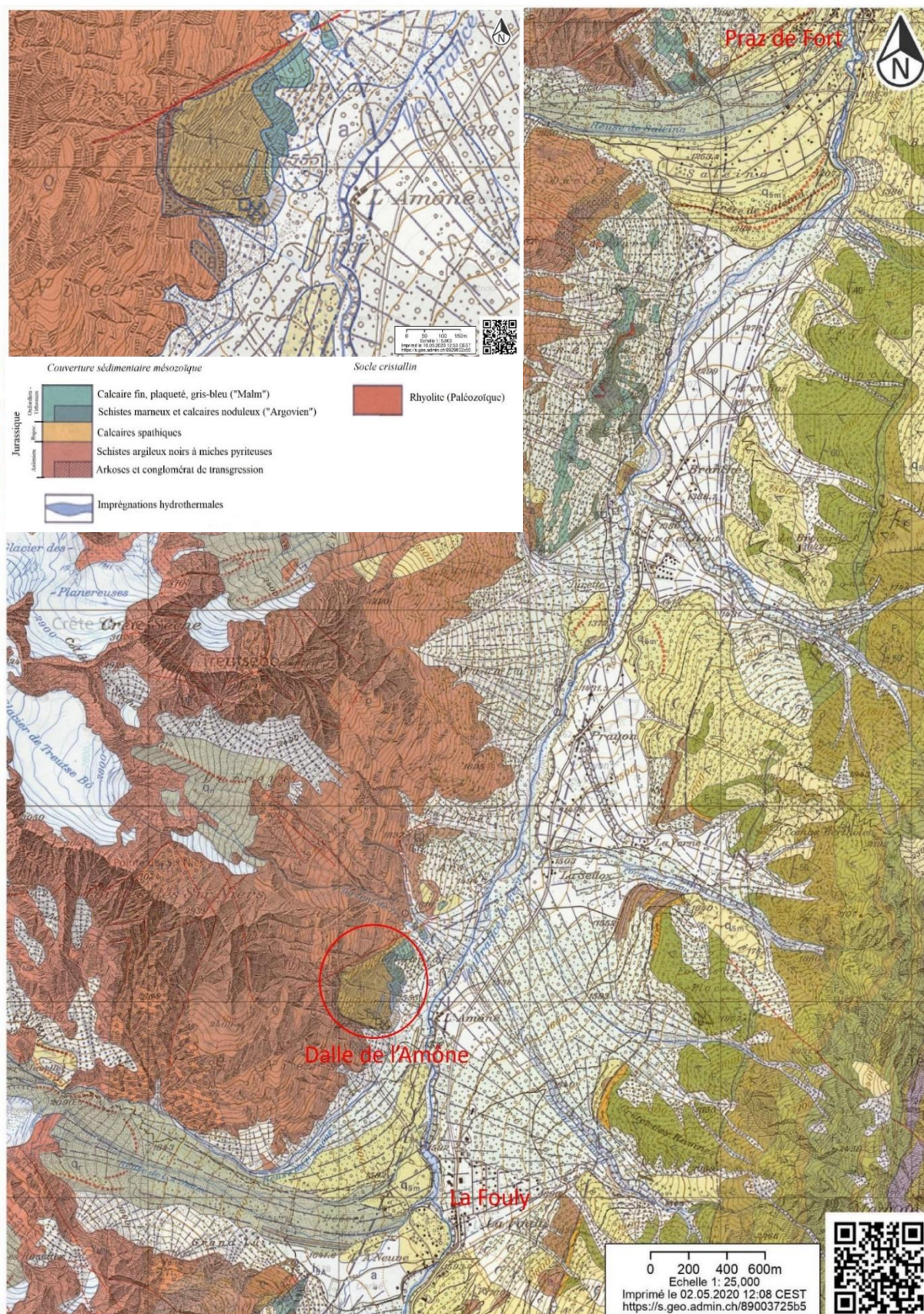


Figure 4 : Carte géologique du Val Ferret focalisée sur la portion située entre le village de la Fouly et celui de Praz de Fort ainsi qu'un zoom focalisé sur la Dalle de l'Amône et sa légende associée (Confédération suisse, 2019c ; modifié). La légende globale est en Annexe 1.

3. Le gisement de l'Amône

Le Val Ferret renferme un certain nombre d'indices de minéralisation qui se répartissent le long d'une ligne de contact entre les roches cristallines du massif du Mont-Blanc et les terrains sédimentaires du Mésozoïque (Tagini., 1951). La mine de l'Amône est l'un de ces gîtes, mais c'est aussi la seule véritable mine de la région du Val Ferret. La zone minéralisée est limitée à l'immense dalle calcaire (Figure 1 & 4) (Bersier *et al.*, 1942).

3.1 Historique

L'exploitation de la Dalle de l'Amône a commencé au début du XIX^{ème} siècle principalement pour son contenu en pyrite (FeS₂). Celle-ci y était extraite pour la confection d'acide sulfurique/vitriol. Les traces de cette activité sont observables via les galeries abandonnées sur le flanc sud et à la base de la dalle (Figure 1 & 5). Après cette extraction, la mine a été abandonnée jusqu'au début des années 1870-1880, puis son activité a repris. Pendant cette période, 400 m³ de minerais sulfurés ont été extraits de la mine par une maison Bâloise. Il semblerait également que la dalle ait été légèrement exploitée pour la galène (1871) et la magnétite (Schimdt, 1920 ; Bersier *et al.*, 1942).

La mine de l'Amône était donc une petite exploitation. Selon les dires d'un ancien mineur, il y avait 15 – 20 ouvriers qui produisaient 2 wagons par jour, ce qui représente environ 3-8 m³ de pyrite (15 tonnes de roches).

3.2 Structure de la mine

La Dalle de l'Amône est traversée par un réseau de galeries creusé lors de l'exploitation de la mine au XIX^{ème} siècle (Figure 5).

Il existe cinq galeries principales numérotées par des chiffres romains allant de I à IV. Les numéros I, II, III et IV représentent les quatre tunnels creusés sur le flanc sud de la dalle. Ces derniers suivent la stratigraphie et tentent de rester entre les schistes et les calcaires. C'est entre ces deux lithologies que la majorité des pyrites sont retrouvées (Duparc, 1910 ; Grenouillet, 1918 ; Grenouillet & Schmidt, 1918 ; Bersier *et al.* 1942).

A la base de la structure carbonatée, le dernier tunnel (V) a été creusé. Celui-ci était perpendiculaire à la stratigraphie. On peut supposer qu'il a plutôt été utilisé pour de la prospection.

Malheureusement, déjà en 1910, Duparc (1910) mentionne que trois galeries sur les cinq sont encore accessibles car les autres se sont soit effondrées ou ont été comblées. De plus, il n'existe plus d'accès pour pouvoir atteindre les galeries restantes, il est donc nécessaire d'escalader des pentes assez raides pour les atteindre (Duparc, 1910).

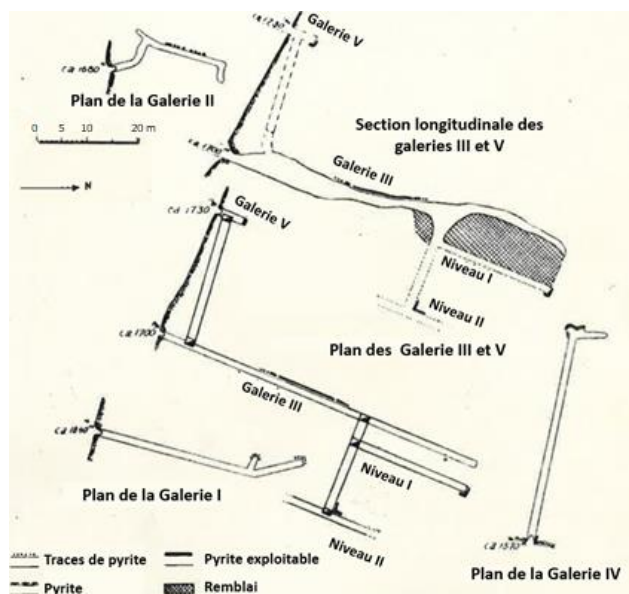


Figure 5 : Plan des cinq galeries d'exploitation de la Dalle de l'Amône (Fehlmann, 1919 ; Bersier *et al.* 1942 ; modifié).

3.3 Documents et analyses antérieurs

Au cours du XX^{ème} siècle, de nombreuses études ont été réalisées sur le gisement de l'Amône. La plupart de celles-ci avaient pour objectif d'estimer la valeur du dépôt et d'évaluer une possible remise en exploitation. Les travaux purement minéralogiques / métallogéniques sur le gisement de l'Amône sont rares voire quasiment inexistantes. Ceux-ci n'apparaissent qu'au milieu des années 90 avec les travaux Bersier *et al.* (1942), de Turkunal (1942) et de Tagini (1951).

3.3.1 Les rapports d'exploitation

Les rapports d'exploration présentent tous une structure similaire, ils abordent la géologie de la dalle, la position des différentes minéralisations économiques et les avantages et inconvénients d'une telle exploitation. Parmi ceux-ci, plusieurs peuvent être cités tels que celui de Schmidt (1902), celui de Duparc (1910), destiné aux usines électriques de la Lonza, ou encore les rapports de Grenouillet (1918) et de Grenouillet & Schmidt (1918).

Parmi ces documents, plusieurs analyses quantitatives ont été réalisées. Duparc (1910) réalise une analyse sur deux minerais pyriteux. Les résultats obtenus traduisent la présence de fer, de plomb et de soufre avec des teneurs aux alentours de 32 % de S tandis que la gangue contient environ 28 % de S. Grenouillet & Schmidt (1918) étudient également quelques minerais pour en déterminer leurs teneurs en soufre. Pour la galerie I, le minerai présente 32 % de S tandis que celui de la galerie III en contient 36 %. Les roches d'une des haldes du tunnel III présentent une teneur en soufre de 38 %. Enfin, dans son rapport d'ascension, Grenouillet (1918) mentionne que certains échantillons de l'Amône ont été envoyés à Paris en juin 1914 pour des analyses. Ceux-ci ont rapporté des teneurs 40 % de Fe, 44 % de S, 2,7 % de Pb, et 13,50 % de matière silicatée.

L'ensemble de ces rapports et analyses respectifs ont permis d'aboutir à la conclusion que la remise en exploitation de la mine de l'Amône n'était pas envisageable car le minerai était de faible teneur avec un tonnage assez faible.

3.3.1 Les rapports minéralogiques et métallogéniques

Au milieu des années 90, de nouvelles investigations ont été réalisées par Bersier *et al.* (1942) pour étudier la possibilité d'exploiter le fer de la mine de l'Amône et non plus le soufre.

Bersier *et al.* (1942) présente, dans son article, un inventaire non exhaustif des minéralisations de la Dalle de l'Amône. Selon lui, elles peuvent être séparées en deux groupes : les minéralisations parallèles aux couches et les minéralisations au sein des failles / fractures.

Les premières sont réparties à trois endroits différents dans la structure sédimentaire. De la base vers le sommet de la dalle, des pyrites disséminées et en imprégnations sont retrouvées au sein de la couche à *Mytilus* (les schistes de l'Aalénien). Au niveau des calcaires spathiques, une large bande brunâtre est observée. Celle-ci est enrichie en pyrite, galène, ankérite et en sidérite. Sur le sommet de la dalle, de larges taches brunes et noires sont retrouvées. Elles représentent respectivement des dépôts de limonite (oxydation et hydratation des amas pyriteux), de sidérite et de magnétite (Bersier *et al.*, 1942).

Au sein des failles et des fractures, des minéralisations similaires sont identifiées comme par exemple, de la limonite associée à de la pyrite, galène et de la sidérite. Mais des minéralisations

différentes telles que des carbonates de cuivre (malachites, azurites) ou encore de la baryte peuvent être retrouvées (Bersier *et al.*, 1942).

Bersier *et al.* (1942) estiment que les minéralisations au sein de la dalle sont hydrothermales. La présence de zones broyées et fracturées a favorisé la circulation de fluides chauds et minéralisés en provenance du massif cristallin et a également facilité les réactions de substitution. Localement, ces fluides chauds ont dissous la masse carbonatée créant ainsi des zones de dépôts préférentielles.

Ils ont également étudié plus en profondeur certaines sections du dépôt qui présentaient un intérêt économique. Parmi ces zones, on retrouve la poche de sidérite localisée dans les calcaires spathiques. Au sein de ce dépôt, plusieurs minerais ont été récoltés et analysés. Ils présentent des teneurs assez faibles en fer (entre 3 et 4,5 %) et une teneur totale en FeCO_3 de 6,75 %.

Les plaquages de limonite (dépôt très disséminé) sur le dos de la dalle sont également définis comme des zones potentiellement économiques. Des analyses sur les différents échantillons de limonite donnent une teneur en fer qui fluctue entre 34 et 41 % et une teneur en soufre qui se situe entre 0.33 et 1 %.

Enfin, la dernière minéralisation digne d'intérêt selon Bersier *et al.* (1942) est un amas de magnétite dont les teneurs fluctuent entre 9,00 et 41,00 % de fer (mais en moyenne 18 %). Ces teneurs ne furent pas suffisantes étant donné que la zone n'a jamais été ré-exploitée.

Le second travail est celui de Turkunal (1943). Celui-ci peut être considéré comme un inventaire minéralogique de la dalle de l'Amône. Les minéraux et les associations sont listés ci-dessous :

- **Carbonates** : calcite (minéral de gangue principale des filons), dolomite, sidérite (épigénie de la roche carbonatée), azurite et malachite (altération et association avec les filons de chalcopryrite), ankérite.
- **Sulfures** : pyrite (le minéral le plus abondant du gisement, disséminé, en filons ou en amas), chalcopryrite (peu abondant et principalement filonien), galène (mouchetures ou en filons).
- **Sulfates** : barite (souvent associée à des veines de galène et de pyrite), gypse (altération)
- **Oxydes** : magnétite, oligiste (hématite), limonite (altération).
- **Silicates** : mica (détritique ou authigène (filonien)), feldspath (circulation de fluides enrichis en silice et en alumine), grenat (détritique), tourmaline (détritique), quartz (filon, détritique, authigène, ...), silice hydratée, chlorite.
- **Argile** : résidu de dissolution des calcaires.

Dans ce travail, Turkunal (1943) réalise également quelques observations. Parmi celles-ci, il remarque l'association quasiment constante de la barite avec la galène dans les filons et l'association de l'azurite et de la malachite avec la chalcopryrite. Il observe la présence de deux types de pyrites : une pyrite sédimentaire très dispersée et rare (plus gros cristaux et les contours abimés) et une apportée par les eaux hydrothermales.

Seul, le travail de Tagini (1951) tente d'interpréter la genèse du gisement de l'Amône. Dans celui-ci, il liste également les différentes minéralisations rencontrées ainsi que leurs morphologies.

Pour les roches de type « minéral », il définit que les pyrites sont de loin les minéralisations les plus abondantes de la structure sédimentaire. Celles-ci peuvent être disséminées dans les roches sédimentaires, soit former des amas à proximité des roches cristallines. Lorsque cette pyrite affleure et s'altère, elle se transforme en limonite. A l'opposé de la pyrite, la chalcoppyrite est beaucoup plus rare et est souvent altérée. Généralement, elle est localisée dans les filons (Tagini, 1951).

Pour les sulfures de plomb comme la galène, ils sont peu communs et sont retrouvés sous forme de mouchetures ou de filons. La magnétite et l'hématite (oxydation de la magnétite) sont toujours ensemble et se retrouvent sous forme d'amas (Tagini, 1951).

Dans les environnements carbonatés, les minéraux supergènes font leur apparition comme la malachite et l'azurite. Ces minéralisations sont enduites sur les parois des roches encaissantes mais également sur les filons de chalcoppyrite (Tagini, 1951).

Pour la gangue, quatre minéraux peuvent être distingués tels que la barite associée aux dépôts de galène et de pyrite, ou encore la sidérite liée aux petits filons de galène (Tagini, 1951).

Mais la plupart du temps, c'est la calcite qui constitue l'essentiel de la gangue. La calcite est souvent recouverte par de la chlorite et présente une coloration foncée suite à la forte teneur en fer/magnésium. De plus, les calcaires et les dolomies sont des roches favorables aux réactions de substitution. Le dernier minéral de gangue est le quartz qui peut apparaître sous forme de concrétions dans les amas pyriteux ou sous forme laiteuse dans les filons (Tagini, 1951).

En résumé, les minéralisations de la Dalle de l'Amône peuvent prendre plusieurs formes : filoniennes, en amas (pyrite), en mouchetures / cristaux isolés, en feuillets et auréoles (suite à l'altération des minéraux sulfurés) (Tagini, 1951).

Avec ces informations, Tagini (1951) essaye d'établir une succession minéralogique. Il ne donne pas beaucoup d'informations sur l'établissement de cette dernière (Figure 6). Celle-ci est basée sur des successions paragénetiques ainsi que sur plusieurs hypothèses. Selon lui, les amas de magnétite sont des venues hydrothermales de hautes températures (hypo-mésothermaux). Il observe également l'association des amas pyriteux avec des phénomènes mésothermaux tels que la séricitisation et de la silicification. Enfin, il associe les venues filoniennes à des températures un peu plus faibles qui se rangent dans les phénomènes épithermaux.

Tagini (1951) émet également l'hypothèse que pour observer des amas de pyrites dans les dépôts sédimentaires (entre les schistes et les calcaires à encrines) et non pas dans les rhyolites (porphyres quartzifères selon les anciens articles), il faut en appeler à la présence de fluides pneumatolytiques ou hydrothermaux.

	<i>Pneumat.</i>	<i>Hydrothermaux</i>			<i>Supergènes</i>
		400° <i>Hypo.</i>	<i>Méso.</i>	<i>Epi.</i> 100°	
Pyrite		—	—		
Galène			—		
chalcoppyrite		?	—		
Magnétite	—				
Hématite					—
Barytine			—	—	
"Sidérinite"			—	—	
Calcite			—	—	
Quartz	—	—	—	—	
Chlorite				—	
Séricite	—	—			
Oxydes de Mn					—
Limonite					—
Malach.+Az.					—
Sulfates					—

Figure 6 : Succession minérale de la Dalle de l'Amône définie par (Tagini, 1951).

4. Echantillonnage de la Dalle de l'Amône

En juillet 2020, une journée de terrain a été réalisée sur la Dalle de l'Amône afin de récolter quelques échantillons minéralisés. Lors de cette journée qui s'est déroulée le 6/07/2020, Nicolas Meisser (Minéralogiste et conservateur de musée de Lausanne), Frédéric Hatert et moi-même avons récolté une dizaine d'échantillons. Avant cette journée, une dizaine d'échantillons en provenance du Musée nous avaient été envoyés par Nicolas Meisser.

Malgré la grande quantité d'ouvrages et d'articles consultés, on ne peut pas se rendre compte de la taille imposante de la Dalle de l'Amône sans s'être rendu au pied de celle-ci. En cherchant autour, on peut facilement retrouver les cinq entrées de l'ancienne exploitation (Figure 5).

Mais, contrairement à ce qui a été dit dans la littérature, les galeries sont belles et bien accessibles et visitables partiellement (Figures 7 & 8). Trois des cinq galeries ont été explorées lors de notre journée de terrain (les deux dernières n'ont pas été visitées suite au manque d'équipements adaptés). Malheureusement, les ouvriers de l'époque les ont très bien vidées et on ne retrouve quasiment plus aucune trace du minerai exploité. Seules des efflorescences de gypse, de mélanterite et d'autres sulfates ont été observées. Quelques filons transversaux sont également observables mais ceux-ci sont recouverts par les efflorescences de sulfates.

Au niveau de « l'état » des galeries, les tunnels I et II sont intacts et entiers, ils peuvent être explorés complètement et leurs tracés respectent bien les plans de Fehlmann (1919). A l'opposé, la galerie III est beaucoup plus difficile d'accès suite à la présence de nombreux puits de mines qui ont provoqué un effondrement important. Dès lors, seule la partie supérieure du niveau a pu être explorée.

La galerie V n'a pas été visitée car elle ne peut être atteinte qu'avec un système de cordes. Cependant, son entrée est visible sur le flanc de la dalle (Figure 8). Enfin, la galerie IV, située

à la base de la dalle, présente bel et bien une ouverture toujours intacte mais la végétation a empêché son exploration.



Figure 7 : Localisation des galeries et des différentes zones d'échantillonnages au niveau de la Dalle de l'Amône (Google Earth). Photographie de la Halde I et de la galerie IV situées à la base de la structure carbonatée.

La majorité des échantillons ont été récoltés principalement sur trois sites autour de la dalle carbonatée : au niveau de la Halde I, à proximité de la zone à cuivre et dans les environs de la galerie IV. Sur ces différents points, les échantillons ont été prélevés dans des cônes d'ébouillis formés suite à l'effondrement progressif de la structure carbonatée. Les différents lieux d'échantillons peuvent être observés sur les Figures 7 et 8.

La Halde I (Figure 7) est localisée au pied de la dalle. La majorité des échantillons ont été récoltés au sein d'une petite dépression topographique qui surmonte un cône d'ébouillis. Dans cette zone, la majorité des blocs présentent une coloration blanchâtre caractéristique des calcaires blancs qui composent la grande majorité de l'édifice. On retrouve également de nombreux échantillons de limonite qui proviennent des zones plus riches en fer de la structure. Ici, les échantillons contiennent macroscopiquement de la pyrite, de la chalcoppyrite et des minéraux secondaires (malachite, azurite, sulfates, ...). La gangue est essentiellement composée de carbonates avec des zones plus enrichies en barite.

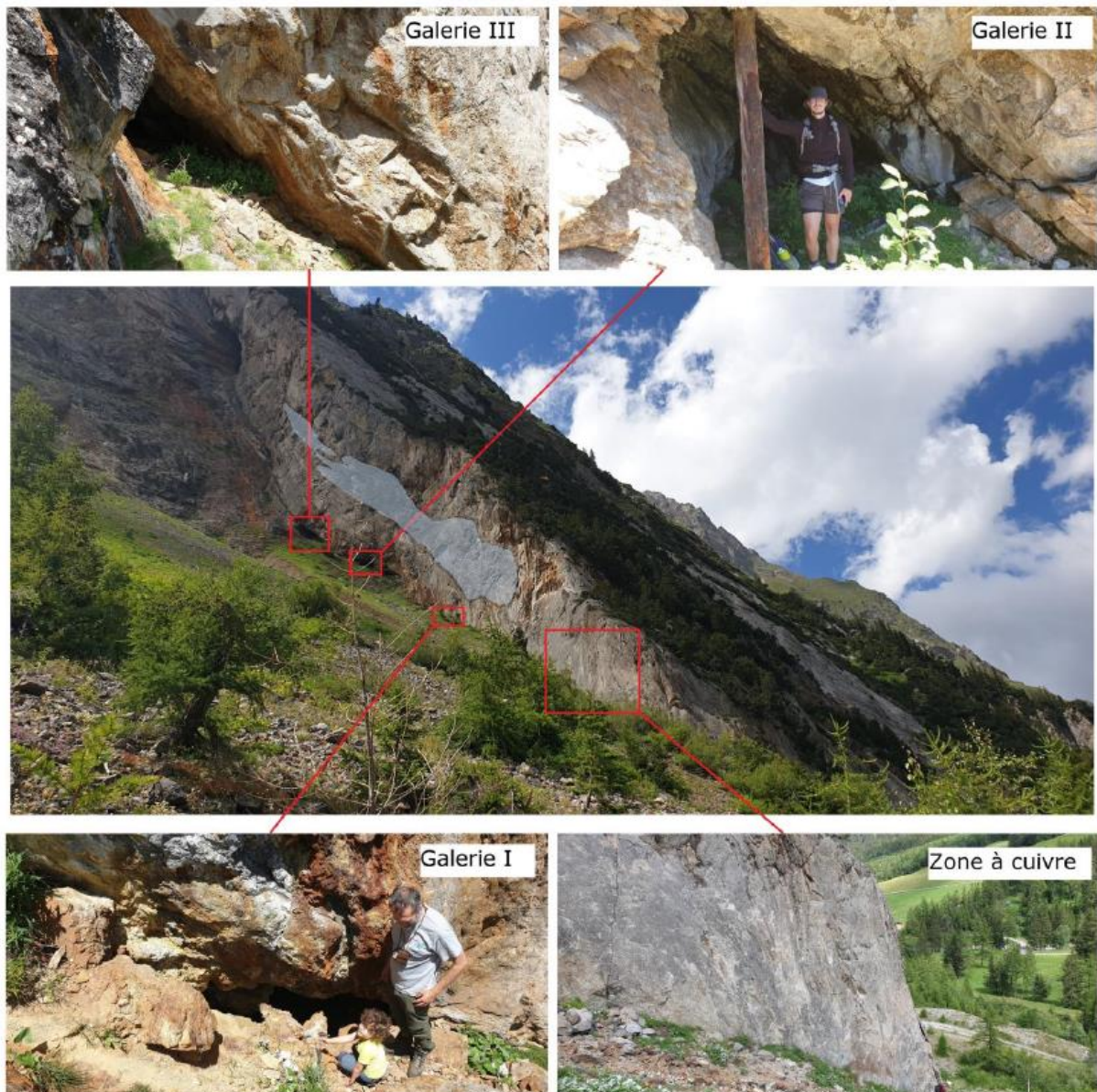


Figure 8 : Localisation des galeries et de la zone à cuivre au sein de la Dalle de l'Amône. La zone grisée est définie par de nombreux auteurs comme « la poche à sidérose ».

La galerie IV (Figures 7 & 9) est située un peu plus au nord de la Halde I. Cette galerie est adjacente à une zone fortement altérée (Figure 9). Cette dernière est essentiellement composée d'un gossan enrichi en limonite, calcite, barite ainsi qu'en restes de pyrites plus rares (échantillon AMO 19). Autour de l'entrée de la galerie IV, le minerai est dense et est composé de zones noirâtres correspondant à de la magnétite avec des zones rougeâtres qui témoignent de la présence d'hématite (échantillon AMO 23). Quelques mètres au nord de la galerie IV, un cône d'éboulis est encore retrouvé. Dans celui-ci, des roches du socle sont éparpillées telles que des rhyolites ou encore des aplites (roches filoniennes leucocrates qui traversent le massif rhyolitique).

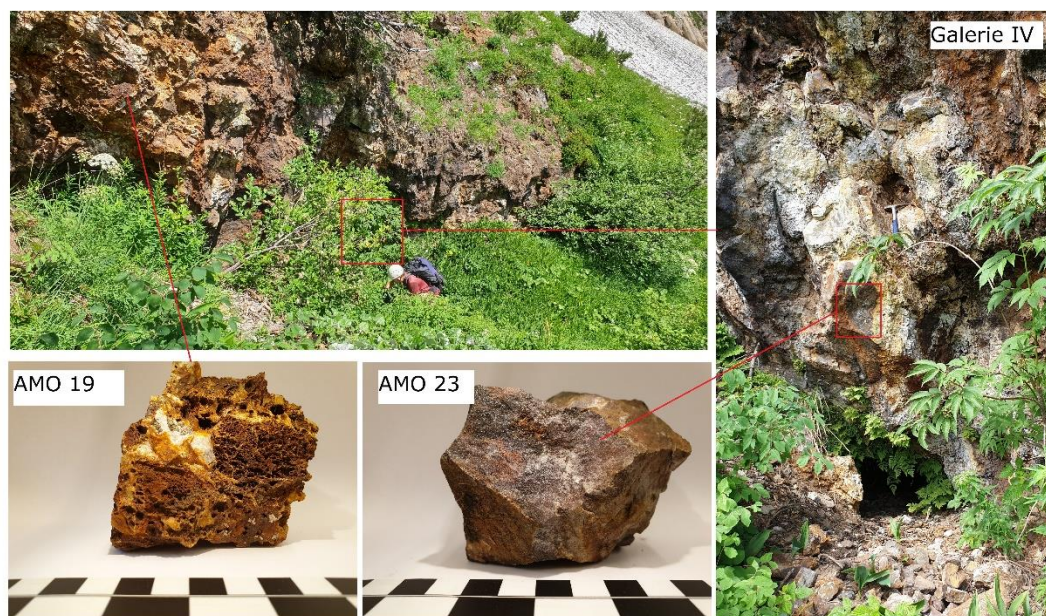


Figure 9 : Exemples d'échantillons récoltés à proximité de la galerie IV.

Sur le flanc sud (la coupe exposée de la dalle), plusieurs échantillons ont été récoltés au niveau de la partie inférieure. Cette zone va être surnommée **Zone à cuivre** ou **Halde II** (Figures 10 & 11). A cet endroit, les blocs ont été récoltés à même le sol ou directement sur la paroi de la roche. Ces échantillons sont les plus intéressants d'un point de vue minéralogique car, selon Nicolas Meisser, ceux-ci renferment des minéralisations en Co, Ni, W... Il a également mentionné, sur le terrain, la présence de tennantite, chalcocite, covellite et chalcopryrite. Macroscopiquement, les phases minérales les plus facilement observables étaient la malachite, l'azurite et un minéral argenté qui pourrait être la tennantite. Ces différentes minéralisations sont récoltées dans des petits filons centimétriques à pluri-centimétriques qui traversent le calcaire blanc. Sur le cône d'ébouillis faisant face à la zone à cuivre, quelques échantillons ont également été récoltés tels que des blocs de calcaire purs, quelques fossiles de *Mytilus* isolés et des arkoses pyriteuses qui composent la partie basale de la dalle (Figure 11).

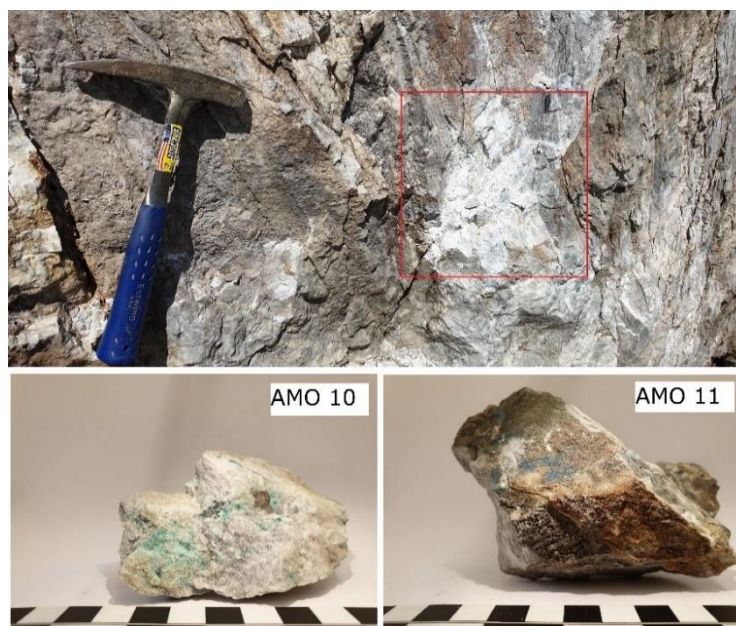


Figure 10 : Exemples d'échantillons minéralisés récoltés à proximité de la zone à cuivre.

Sur l'image supérieure, un exemple de filon dans cette zone minéralisée.



Figure 11 : Exemples d'échantillons récoltés au niveau de la Dalle de l'Amône (flanc sud).

En amont de la zone cuivre, les entrées des galeries I, II et III et V sont observées. Au niveau de la galerie I, un échantillon riche en pyrite a été récolté. Sur celui-ci, les pyrites atteignent un centimètre (Figure 11, échantillon AMO 24). Au sein des galeries II et III aucun échantillon n'a été récolté suite à l'absence de minerai facilement accessible. Par contre, à proximité de la galerie III, on retrouve une traînée rougeâtre-ocre qui s'étend depuis la galerie V jusqu'à l'entrée III. Cette coulée est localisée sur la trace d'un torrent et représente l'une des structures les plus visibles de la dalle. Sur cette traînée, plusieurs échantillons ont été récoltés afin d'identifier la nature de ce corps rougeâtre (Figure 11, échantillon AMO 02 – Annexe 5).

Enfin, au sein des calcaires blancs, une zone plus foncée, noirâtre, apparaît dans le sens de la stratification. Cette zone définie comme « poche à sidérose » par Bersier *et al.* (1942) dans son rapport d'expertise géologique a été considérée ultérieurement comme une zone à « dolomie ankéritique ». Cette dénomination de zone « ankéritique » a été également utilisée par Tagini (1951). Pourtant, la genèse et la nature de cette « tache » n'ont jamais été vraiment élucidées (Figures 8 & 11).

En résumé, les minéralisations de l'Amône peuvent être scindées en plusieurs groupes : les amas de pyrite à la base du plaquage, les dépôts de magnétite/ hématite sur le sommet de la dalle, les veines carbonatées à cuivre du calcaire à encrines, la « zone noire » du calcaire blanc et les filons à barite.

5. Méthodes analytiques

La majorité des échantillons récoltés sur le terrain ont fait l'objet d'études macroscopiques réalisées à l'aide des loupes binoculaires du Laboratoire de Minéralogie de l'ULiège, afin d'identifier les phases minérales les plus évidentes. Les échantillons les plus représentatifs ont été photographiés afin de faciliter la lecture et l'interprétation de ce travail.

Microscopie : Les échantillons présentant un intérêt particulier ont été coulés en sections polies afin d'être observés en lumière réfléchie pour identifier les minéraux opaques. Ceux-ci seront étudiés via un microscope optique polarisant de type Leica (Ulg) permettant l'analyse en lumière transmise et réfléchie.

Lorsque ces sections présentaient des minéraux trop petits pour être identifiés, elles ont été analysées à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB). Cet instrument de type « JCM-6000 Neoscope TM » travaille sous un voltage d'accélération de 15 kV et est localisé au Laboratoire de Minéralogie du Musée d'Histoire Naturelle au Luxembourg. Ce microscope électronique est également équipé d'un détecteur de rayons X, un SDD de technologie JEOL, permettant de fournir une analyse chimique qualitative à partir d'un spectre EDS. Les spectres EDS sont fournis grâce un logiciel intégré à la microscopie.

La plupart des échantillons ont été analysés par diffraction des rayons X à l'aide d'un diffractomètre de type « Bruker D8-ECO » localisé dans le laboratoire de Minéralogie de l'Université de Liège (ULg). Pour ce faire, il a été nécessaire de concasser et ensuite de broyer les échantillons pour obtenir une fine poudre. Cet appareil a permis d'analyser 13 échantillons afin de déterminer les phases présentes et les quantifier. Le diffractomètre utilise la radiation de la raie $K\alpha$ du cuivre qui possède une longueur d'onde de 1,5418 Å. Il est équipé d'un filtre à rayons X (filtre à nickel) permettant de réduire l'intensité de la raie $K\beta$ du cuivre. Le goniomètre au sein du diffractomètre est calibré pour balayer un angle compris entre 2 et 70° 2 θ avec un pas de 0,02° toutes les 1 secondes. Les différents diffractogrammes obtenus ont été analysés à l'aide du programme EVA permettant la comparaison des diffractogrammes avec la base de données PDF-2 de l'ICDD (International Center for Diffraction Data). Le programme TOPAS a été utilisé afin de quantifier les proportions des phases présentes et calculer leurs paramètres de maille par la méthode Rietveld.

Afin d'obtenir des analyses chimiques des éléments majeurs et de certains éléments en traces, un spectromètre par fluorescence X (XRF) portable de type « Thermo Scientific Niton XL3T » équipé d'un détecteur « GOLDD » a été utilisé. Les rayons X sont produits à l'aide d'un tube à l'argent, utilisant un voltage d'accélération de 50 kV, un courant de 200 μ A, et un faisceau de 3 mm de diamètre. Cet appareil est incapable de détecter les éléments plus légers que le magnésium (H, He, Li, Be, B, C, N, O, F, Ne, Na). Afin de réaliser les analyses, les échantillons ont été réduits en poudre et déposés dans un support adapté. Le spectromètre est généralement monté sur un trépied à proximité de la préparation. Afin d'acquérir les données, il est nécessaire de compter environ 75 secondes. Quatre filtres sont successivement utilisés afin de sélectionner certaines longueurs d'ondes.

6. Résultats

6.1 Descriptions minéralogiques

Dans cette section, l'ensemble des espèces minérales rencontrées seront décrites. Au total, X espèces ont été observées soit macroscopiquement soit microscopiquement (MEB, section polie ou DRX). Cette liste de minéraux n'est pas un inventaire exhaustif des minéralisations de l'Amône. De nombreuses minéralisations n'ont pas été repérées alors que celles-ci avaient été recensées ou observées telles que la linnaeite ($\text{Co}^{2+}\text{Co}^{3+}_2\text{S}_4$), chalcostibite (CuSbS_2) ou encore des oxydes de manganèse.

Le Tableau 1 ci-dessous reprend les proportions des minéraux dans les différents échantillons, obtenues par diffraction des rayons X. Le Tableau 2 présente les paramètres de maille calculés pour certains de ces minéraux.

Dans la description qui va suivre, nous avons volontairement omis les minéraux de gangue, qui ont été détectés par diffraction des rayons X, mais qui n'apportent que peu de données pertinentes pour la compréhension du gisement de l'Amône. Ces minéraux, ubiquistes, sont le quartz, la muscovite, les feldspaths potassiques (orthose et sanidine), la calcite et la dolomite.

Echantillon	AMO 01	AMO 02	AMO 03	AMO 03 Sur.	AMO 04	AMO 07	AMO 10	AMO 15	AMO 19	AMO 18	AMO 20	AMO 21	AMO 22
Quartz	2,78	36,84	32,59	5,00	73,71	72,01	7,72	64,76	39,57	-	45,50	5,58	37,21
Calcite	97,22	-	32,22	18,39	19,08	11,45	90,88	-	-	1,09	0,70	-	24,96
Barite	-	-	-	-	-	-	-	-	60,43	91,18	-	-	-
Gypse	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,42	0,26	-	-
Pyrite	-	-	7,60	-	-	-	-	16,86	-	7,32	-	3,14	-
Galène	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	91,27	-
Goethite	-	-	27,60	67,95	-	-	-	-	-	-	53,54	-	-
Magnétite	-	-	-	-	2,86	-	-	-	-	-	-	-	35,70
Hématite	-	-	-	8,66	4,34	0,74	-	-	-	-	-	-	2,13
Muscovite	-	54,70	-	-	-	-	-	12,67	-	-	-	-	-
Sanidine	-	6,09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lepidocrocite	-	1,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Melanterite	-	0,61	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hexahydrate	-	0,74	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dolomite	-	-	-	-	-	14,97	-	-	-	-	-	-	-
Tennantite	-	-	-	-	-	-	1,40	-	-	-	-	-	-
Orthose	-	-	-	-	-	-	-	5,71	-	-	-	-	-

Table 1 : Tableau récapitulatif des différentes espèces minérales rencontrées au sein des différents diffractogrammes présentés en Annexe 5,6,7 et 8. L'ensemble des valeurs sont en % et sont représentées par les barres rouges.

Echantillon	Minéral	a (Å)	b (Å)	c (Å)	β (°)	Volume (Å ³)
AMO 01	Calcite	4,986(1)	-	17,035(1)	-	366,76
AMO 02	Muscovite	5,209(1)	9,038 (1)	20,031(1)	95,785(4)	938,24
	Sanidine	8,490(2)	13,005 (1)	7,214(1)	116,01(1)	715,84
AMO 07	Calcite	4,966(1)	-	16,926(2)	-	361,49
	Dolomite	4,840(1)	-	16,180(2)	-	328,25
AMO 10	Calcite	4,995(1)	-	17,076(1)	-	368,97
	Tennantite	10,234(1)	-	-	-	1071,86
AMO 15	Muscovite	5,208(1)	9,036(1)	20,040(1)	95,795(8)	938,25
	Pyrite	5,424(1)	-	-	-	159,57
	Orthose	8,593(3)	12,997(8)	7,227(2)	115,09(2)	730,96
AMO 18	Barite	8,880(1)	5,459(1)	7,158(1)	-	346,99
	Pyrite	5,423(1)	-	-	-	159,48
AMO 19	Barite	8,885(1)	5,460(1)	7,161(1)	-	347,40
AMO 20	Goethite	9,971(2)	3,026(1)	4,623(1)	-	139,49
AMO 21	Galène	5,941(1)	-	-	-	209,69
	Pyrite	5,424(1)	-	-	-	159,57
AMO 22	Magnétite	8,406(1)	-	-	-	593,97
	Hématite	5,036(2)	-	13,780(8)	-	302,66

Table 2 : Tableau des paramètres de mailles des différents minéraux rencontrés au sein des échantillons. Les éléments entre parenthèses représentent les erreurs relatives sur la dernière décimale.

6.1.1 Anglésite (PbSO_4)

L'anglésite est un sulfate de plomb au système cristallin orthorhombique qui résulte majoritairement de l'altération de la galène. Lorsque l'anglésite est bien cristallisée, elle peut former de larges cristaux incolores ou blancs mais, généralement, dans les zones altérées elle prend l'apparence d'une croûte blanchâtre. L'anglésite est un minéral qui n'a été rencontré qu'au microscope électronique à balayage à proximité de plage de galène dans des zones de faiblesses (petites fractures, ou dans les « triangles de la galène »). Son identification est essentiellement basée sur le spectre EDS qui présente les pics de l'oxygène, du plomb et du soufre.

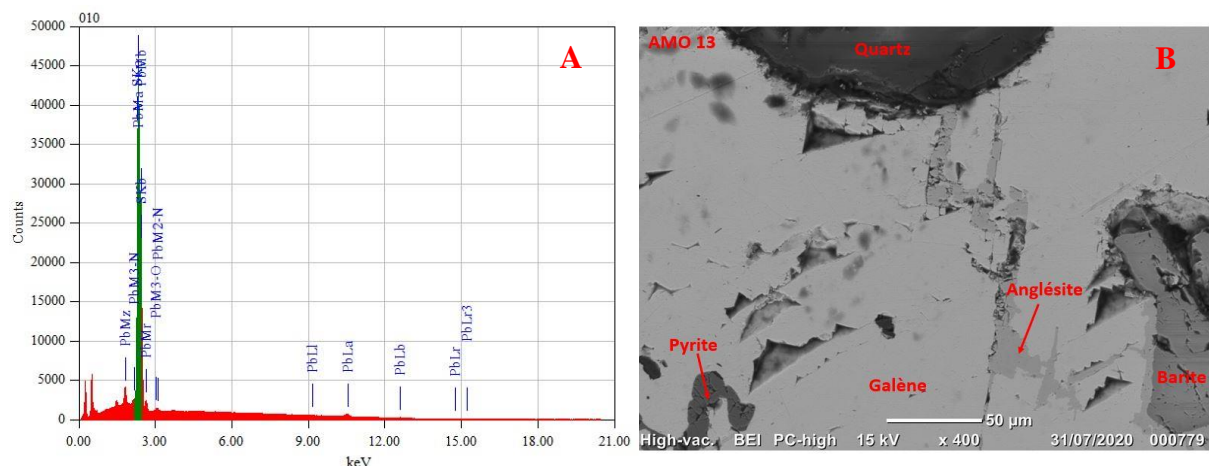


Figure 12 : (A) Spectre EDS d'une anglésite de l'échantillon AMO 13. (B) Photographie au microscope électronique à balayage, d'une galène traversée par une fine bande d'anglésite. On peut également observer la présence de barite et quartz dans les environs (AMO 13).

6.1.2 Apatite $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{Cl}, \text{F})$

L'apatite est un terme générique désignant les phosphates de calcium au système cristallin hexagonale non identifié. Parmi ces phosphates, on en retrouve trois classés selon l'anion dominant. Pour le calcium, on retrouve la chlorapatite, l'hydroxyapatite pour le groupement OH et la fluorapatite pour le F. Généralement, la plupart des apatites rencontrées sont des fluorapatites car elles sont beaucoup plus communes que leurs équivalents OH et Cl. Au sein de l'échantillon AMO 05 (minerai à magnétite-hématite), une apatite a été détectée au microscope électronique à balayage. Le spectre EDS de l'apatite montre la présence des pics caractéristiques du calcium, du phosphore ainsi qu'un petit pic de fluor. Cette apatite étant l'unique exemplaire observé, il est imprudent de la placer dans l'une ou l'autre catégorie, mais la présence bien que relativement faible de fluor ferait pencher la balance vers la fluorapatite.

Le grain d'apatite montre de nombreuses fractures et de petites inclusions de quartz. L'apatite est généralement une phase accessoire des roches ignées. Cependant, elle est commune dans les zones de métamorphisme de contact (skarns, marbre, ...). Lorsqu'elle est observée dans des roches sédimentaires son origine reste majoritairement détritique.

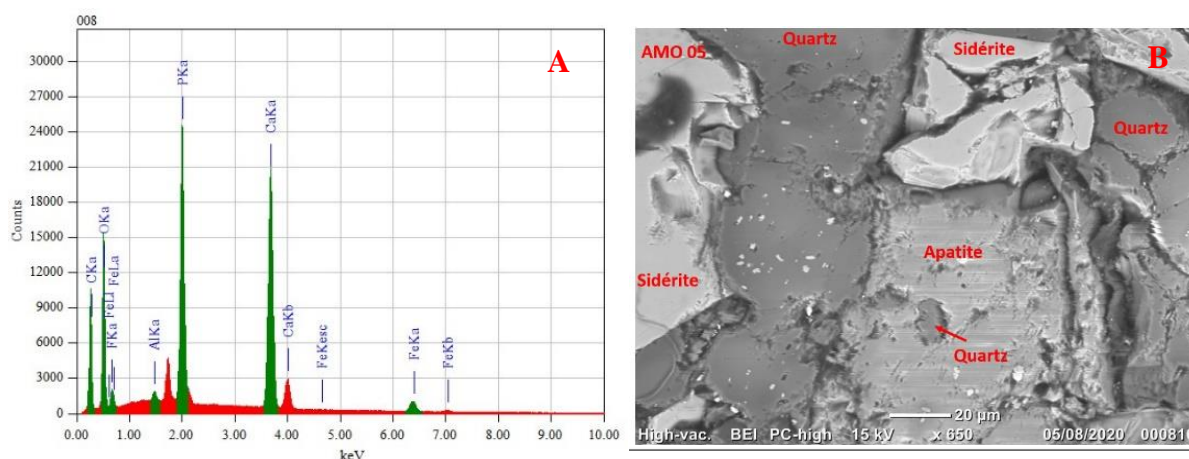


Figure 13 : (A) Spectre EDS de l'apatite de l'échantillon AMO 05. (B) Photographie au microscope électronique à balayage, d'une apatite dotée d'une petite inclusion de quartz. Ce minéral est cerné par un mélange de quartz et de sidérite (AMO 05).

6.1.3 La barite (BaSO_4)

Le sulfate de baryum plus connu sous le nom de barite est une espèce minérale assez abondante dans la Dalle de l'Amône. Elle est observée à proximité de la zone à cuivre, mais, également, selon Nicolas Meisser, au sein d'un filon à « barite » situé (mais inaccessible) en amont au-dessus de la galerie IV. Dans ce genre d'environnement, la barite est un minéral typique des veines hydrothermales de faible température (John *et al.* 2004).

Ce minéral s'observe sous plusieurs formes telles que des agrégats lamellaires ou sous forme de cristaux isolés fibreux. Au niveau de la teinte, la barite de l'Amône en possède plusieurs. On peut l'observer blanchâtre lorsqu'elle est relativement pure mais en fonction de la teneur en oxyde fer, sa coloration peut évoluer vers une teinte brunâtre à rougeâtre (AMO 17-18-19- 32). Lors des différentes séances au microscope électronique à balayage, la barite a été observée en association avec la galène, la pyrite et la sphalérite. Macroscopiquement, la barite est plutôt associée à la pyrite, la malachite et la chalcopryrite. Son identification est majoritairement basée sur l'observation macroscopique où on l'observe associée avec de la pyrite, malachite, et de la chalcopryrite. Sa présence a été confirmée par la diffraction des rayons X et grâce à son spectre EDS, qui montre Ba, S et O comme éléments dominants (voir chapitre 7.1 : Corrélation cristallographique pour la détermination de cette espèce).

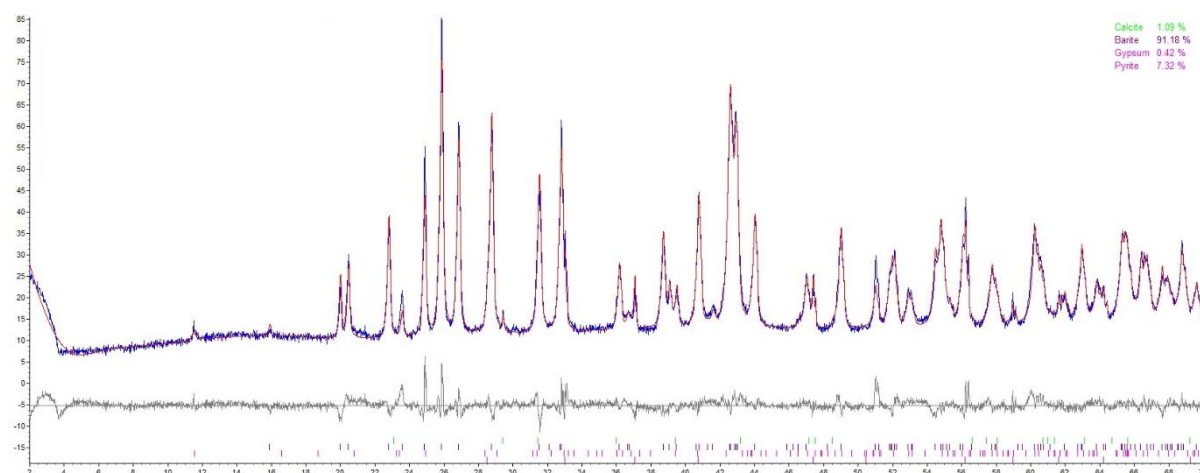


Figure 14 : Diffractogramme de l'échantillon AMO 18. Celui-ci montre la présence de l'association calcite, barite, gypse et pyrite.

6.1.4 Bornite (Cu_5FeS_4)

La bornite est un sulfure de cuivre et de fer au système cristallin orthorhombique. Macroscopiquement, il est facilement reconnaissable par sa couleur brune à rouge cuivrée en cassure fraîche qui se ternit en diverses nuances irisées de bleu et de violet (irisation « en gorge de pigeon »). C'est un minéral qui se retrouve généralement comme sulfure primaire mais, ici, dans les différentes sections étudiées, il semble être le résultat de l'altération de la chalcoppyrite.

La bornite a été uniquement observée dans les filons à cuivre et elle est toujours associée à la chalcoppyrite ou à la covellite (son produit d'altération). Sur la Figure 18, on observe une bornite orangée, certains auteurs lui attribuent le nom de « Anomalous Bornite » (Hatert, 2005) (voir chapitre 7.2 Transformations minéralogiques). Les spectres EDS de la bornite lui attribue une composition d'environ (% en poids) 60 % Cu, 13 % Fe et 27 % de S. La formule de ce minéral sur base de ces pourcentages est $\text{Cu}_{4,68}\text{Fe}_{1,15}\text{S}_{4,17}$.

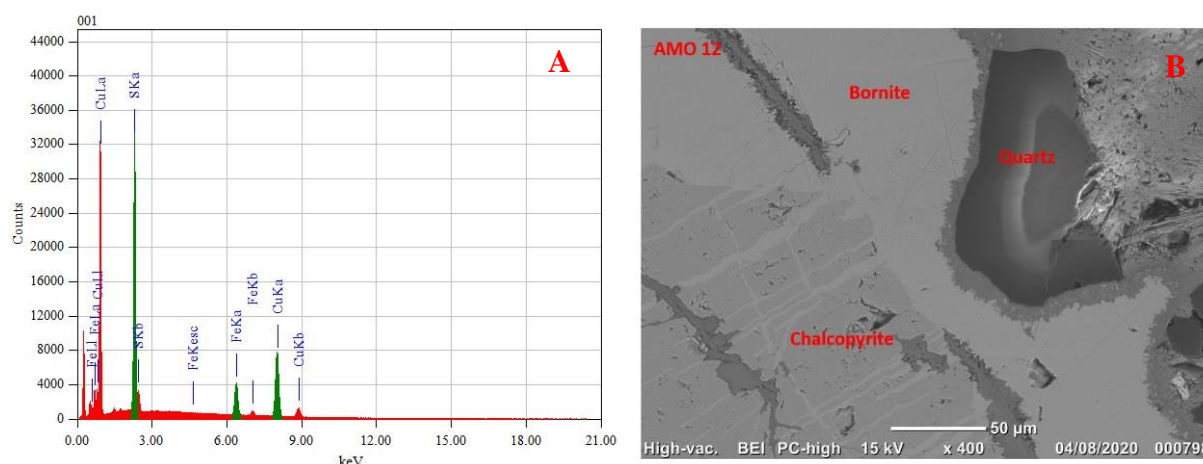


Figure 15 : (A) Spectre EDS d'une bornite de l'échantillon AMO 12. (B) Photographie au microscope électronique à balayage d'une bornite en bordure d'une chalcoppyrite altérée. De plus, des fractures remplies de bornite traversent la chalcoppyrite de part en part (AMO 12).

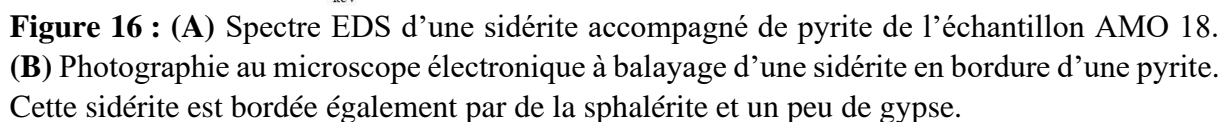
6.1.5 Carbonates de Fe, Mg, et Ca

Au travers des différents échantillons, plusieurs minéraux carbonatés ont été identifiés. Parmi ceux-ci figurent :

La sidérite (FeCO_3) : La sidérite est un carbonate de fer trigonal. Ce minéral a été rencontré dans les échantillons AMO 05 et AMO 18. L'analyse des spectre EDS d'AMO 18 montre les pics caractéristiques du fer, de l'oxygène et du carbone mais également un pic de soufre et d'aluminium. Ces deux derniers sont liés à la proximité de la pyrite et du pont électrique (Al). La sidérite de l'échantillon AMO 18 montre la composition suivante (% poids) C 18.52 %, O 34.73 % et Fe 46.75 %, ce qui donne comme formule empirique : $\text{Fe}_{0,92}\text{C}_{1,69}\text{O}_{2,39}$. Lorsqu'elle est oxydée, la sidérite peut se transformer en (hydr)oxydes de fer (« limonite ») et participer à l'édification des gossans de l'Amône.

L'ankérite ($\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$) : L'ankérite est un carbonate de calcium, fer, magnésium et manganèse. C'est un minéral intermédiaire qui se situe entre la sidérite et la dolomite. Ce

La majorité de ces phases ont été observées au sein des minerais à magnétite et hématite. Cependant, la sidérite a également été observée avec de la pyrite, de la barite et de la sphalérite au sein de l'échantillon AMO 18.



La chalcoppyrite est un sulfure de fer et de cuivre tétragonal assez commun dans la dalle. Macroscopiquement (AMO 13, AMO 18), il présente une coloration jaunâtre avec un éclat métallique et se distingue de la pyrite par la présence de petites d'irisations lorsqu'elle est oxydée mais également par sa dureté beaucoup plus faible. Au microscope à réflexion, la chalcoppyrite avec sa couleur jaunâtre très prononcée est observée quasiment systématiquement avec une bornite mauve ou orange et de la covellite (Figures 15 et 17) (voir chapitre 7.2

Transformations minéralogiques). La chalcopirite est retrouvée majoritairement dans les veines carbonatées à cuivre qui traversent la structure mais également de manière plus éparse avec la barite. Les chalcopirites de l'Amône présentent la composition suivante : S 37,43 %, Fe 30,06 % et Cu 32,51 % ce qui donne $\text{Cu}_{0,92}\text{Fe}_{0,97}\text{S}_{2,11}$.



Figure 17 : (A) Spectre EDS d'une chalcopryrite de l'échantillon AMO 11. (B) Photographie en microscopie à réflexion d'une large bande d'une chalcopryrite (jaune) qui s'altère en bornite (violet). Sur cette photographie, la bornite s'altère également en un fin liseré bleu difficilement distinguable (AMO 12).

6.1.7 Covellite (CuS)

La covellite est un sulfure de cuivre hexagonal qui résulte, ici, de l'altération de la bornite. Il est, dès lors, uniquement observable en bordure de ce minéral. Etant donné qu'aucune observation macroscopique n'a pu être réalisée on ne peut affirmer avec certitude qu'il s'agit bel et bien de la covellite. Il pourrait bien s'agir d'autres espèces bleutées cuivrées telles que spionkopite ($\text{Cu}_{39}\text{S}_{28}$) ou de la yarrowite (Cu_9S_8) qui présentent des propriétés optiques très proches de la covellite. Mais l'absence de structure lamellaire typique de ces deux minéraux ainsi que l'association quasiment permanente avec la bornite, laisse supposer que la phase minérale est bel et bien de la covellite (Hatert, 2005).

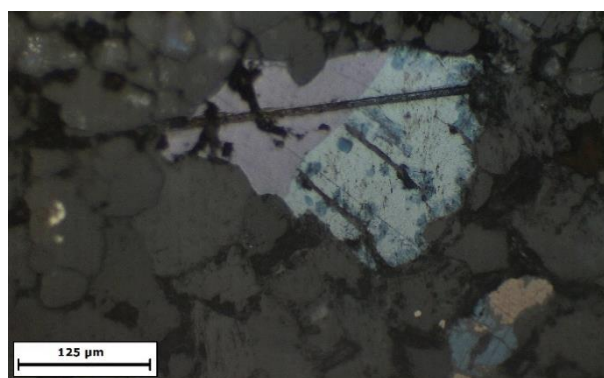


Figure 18 : Photographie d'une probable covellite associée avec de la bornite mauve et de la bornite orange (Anomalous Bornite).

6.1.8 Fluorite (CaF₂)

La fluorite est un fluorure de calcium cubique transparent doté d'un éclat vitreux. Ce minéral est doté de nombreuses variantes colorées (violet, vert, bleu, incolore...). La fluorite de l'Amône est verdâtre et est observée au sein des veines à cuivre. Elle est toujours rencontrée à proximité de minéraux métalliques sulfurés tels que la tennantite ou encore la galène. Au microscope électronique à balayage, la fluorite est uniquement observée en bordure de ces minéraux métalliques, en association avec de la calcite. La fluorite est un minéral de basse température qui se retrouve généralement dans des filons et qui est souvent associée à des minéraux métalliques où elle forme la gangue (John *et al.* 2004). Ce minéral n'avait pas été recensé précédemment dans le gisement.

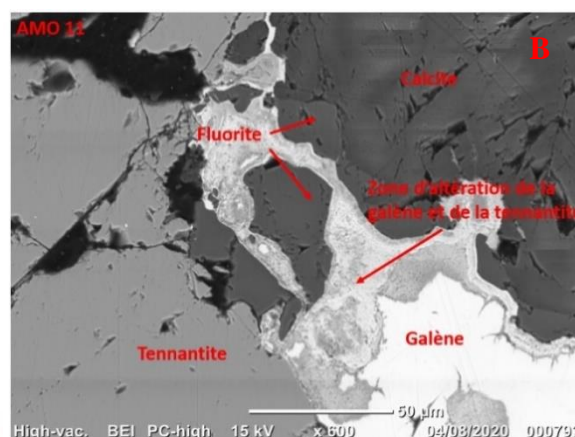
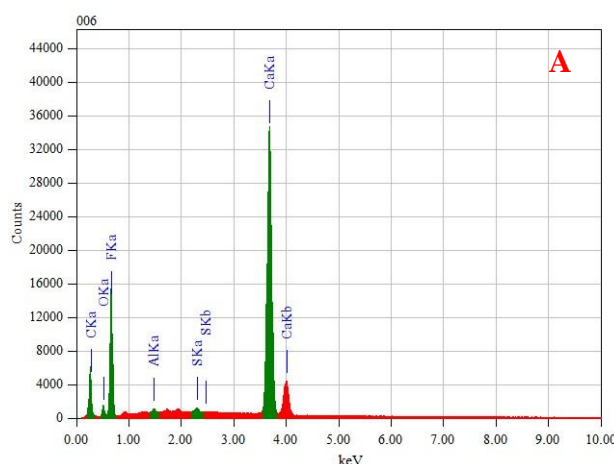


Figure 19 : (A) Spectre EDS de la fluorite de l'échantillon AMO 11. (B) Photographie au

microscope électronique à balayage, de la fluorite associée avec la calcite, la tennantite et la galène. Un grain de fluorite est piégé au sein d'une petite zone altérée de composition intermédiaire entre la galène et la tennantite.

6.1.9 Galène (PbS)

La galène est un sulfure de plomb cubique qui possède un fort éclat métallique grisâtre souvent qualifié de « gris-plomb ». Un seul échantillon contient une galène facilement discernable macroscopiquement. Sur cet échantillon, on distingue nettement les clivages de la galène (Figure 14) et le minéral ne semble pas altéré. Microscopiquement, la galène est facilement reconnaissable par sa couleur blanchâtre et par ses « trous triangles » qui résultent du polissage et de la coupe de la section polie. Dans ces sections, la galène montre des zones fracturées et altérées en anglésite.

La galène de l'Amône se présente sous plusieurs formes. Elle peut être disséminée dans la masse carbonatée ou en amas dans les veines à cuivre. La zone minéralisée où la galène fait défaut est majoritairement les amas à magnétite et à hématite. Comme l'avait mentionné Tagini (1951), la galène de l'Amône ne semble pas argentifère suite à l'absence de pics de l'argent dans les nombreuses analyses des spectres EDS.

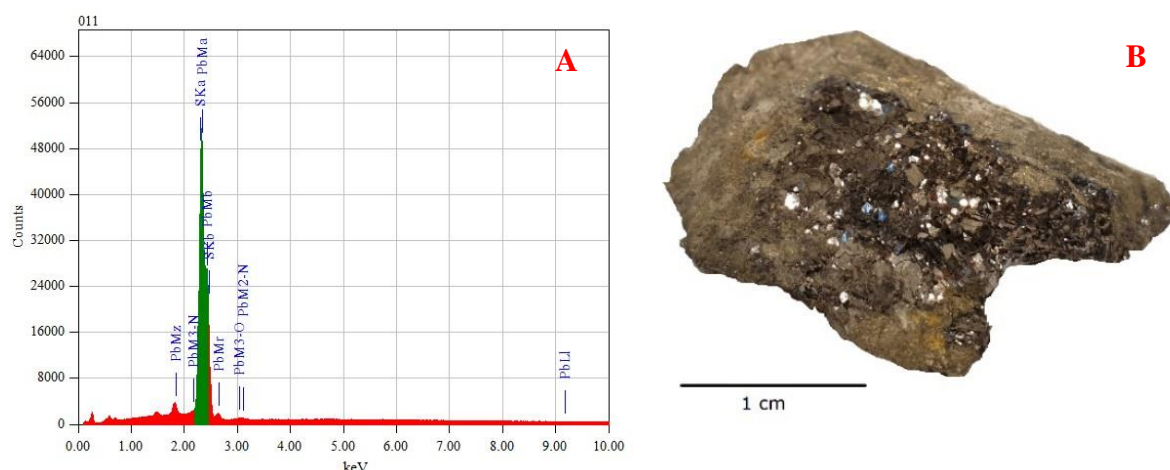


Figure 20 : (A) Spectre EDS d'une galène de l'échantillon AMO 13. (B) Photographie d'une galène accompagnée par de la pyrite. Sur cette photo, les clivages de la galène sont nettement observables (AMO 21).

6.1.10 Gersdorffite (NiAsS)

La gersdorffite est un sulfure-arséniure de nickel cubique qui présente un éclat métallique et une coloration gris clair ou gris acier. Selon John *et al.* (2004), c'est un minéral typique des dépôts hydrothermaux de basses à moyennes températures. Selon les associations minéralogiques de John *et al.* (2004), la gersdorffite est un minéral que l'on retrouve associée fréquemment avec le cobalt. La présence d'un sulfure de cobalt (la linnaeite (Co_3S_4)) dans l'Amône a été mentionnée par Nicolas Meisser ; mais, malheureusement, cette espèce n'a pas été retrouvée. Cette minéralisation de nickel n'a été observée qu'une seule fois au microscope électronique à balayage au sein d'une large plage de chalcopyrite ; une phase avec laquelle elle est souvent rattachée. Ce sulfure-arséniure de nickel a été rencontré dans l'échantillon AMO 11 en provenance des veines carbonatées à cuivre avec la composition suivante (% poids) S 17,45

%, Ni 28,09 % et As 54,46 %, ce qui donne la formule empirique suivante : $\text{Ni}_{0,82}\text{As}_{1,25}\text{S}_{0,93}$. La gersdorffite est un nouveau minéral recensé au sein de la Dalle de l'Amône.

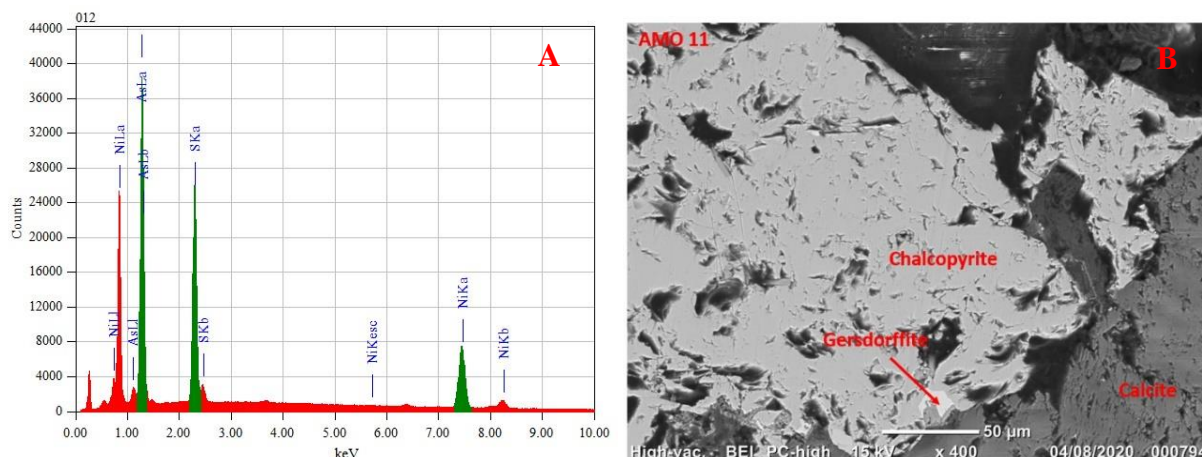


Figure 21 : (A) Spectre EDS de la gersdorffite de l'échantillon AMO 11. (B) Photographie au microscope électronique à balayage d'une gersdorffite piégée dans une chalcopryrite cernée par de la calcite.

6.1.11 Goethite et lépidocrocite ($\text{FeO}(\text{OH})$)

Le terme ancien "limonite" désigne une accumulation d'oxydes / hydroxydes de fer, qui composent les « Chapeaux de fer » ou gossans qui pullulent sur la Dalle de l'Amône. Les principaux oxydes de fer impliqués sont l'hématite (Fe_2O_3), la goethite ($\alpha\text{-FeO}(\text{OH})$) et la lépidocrocite ($\gamma\text{-de FeO}(\text{OH})$).

La "limonite" est souvent de couleur brunâtre avec des teintes ocre. Elle se forme suite à altération ou l'hydratation d'autres minéraux ferri-fères tels que l'hématite, la sidérite ou encore la pyrite (Taylor, 2011). Dans les échantillons où la limonite est observée, on peut retrouver également des restes de pyrite, de barite, de quartz, ... (AMO 19 – 20).



Figure 22 : Echantillon de limonite de l'Amône (AMO 20)

La goethite ($\alpha\text{ FeO}(\text{OH})$) : est un minéral extrêmement commun sur la Dalle de l'Amône. Ce minéral résulte principalement de l'altération de phases riches en fer telles que la pyrite, chalcopryrite, ... Macroscopiquement, ce minéral forme des amas botryoïdaux ou de fins cristaux fibro-radiés. Malheureusement, la majorité des cristaux de goethite sont noyés dans la masse de limonite et sont assez difficiles à isoler (Figure 22). Cependant, la présence de ce minéral est bien confirmée par les DRX sur les échantillons AMO 03-Sur et AMO 20 qui montrent des concentrations de goethite entre 50 et 60 %.

La lépidocrocite ($\gamma\text{ FeO}(\text{OH})$) : est beaucoup plus rare que la goethite mais son identification a été confirmée par diffraction des rayons X. Elle a été détectée au sein de l'échantillon AMO 02. Comme le polymorphe α , il est typique des zones d'altération ferri-fère et se retrouve

généralement en masses lamellaires ou fibreuses. Il a été observé au sein de la trainée ocre qui borde le flanc sud de la dalle (zone fortement oxydée et très hydratée).

6.1.12 Gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)

Le gypse est un sulfate de calcium hydratée monoclinique. Lorsqu'il est bien cristallisé, le gypse a tendance à former des cristaux allongés et prismatiques qui se rayent à l'ongle. Sur la dalle, le gypse s'observe comme une efflorescence. Il est extrêmement commun sur la Dalle de l'Amône et il résulte principalement de l'altération de la pyrite (voir chapitre 7.2 Transformations minéralogiques).

En dehors des observations de terrain, le minéral a été identifié par diffraction des rayons X, et une analyse chimique EDS semi-quantitative montre une composition de Ca 24.96 %, S 20.05 % et O 54.98 % qui conduit à la formule empirique $\text{Ca}_{0.997}(\text{SO}_4)_{1.001} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, en bon accord avec la formule idéale du gypse.



Figure 23 :
Efflorescence de gypse observée sur la Dalle de l'Amône à proximité de la galerie

6.1.13 Hexahydrate ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) et Epsomite ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$)

L'hexahydrate est un sulfate de magnésium hydraté monoclinique. C'est un minéral blanchâtre donc la coloration peut tendre vers le vert pâle. Il résulte généralement de la déshydratation de l'epsomite ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$). L'epsomite est une efflorescence magnésienne assez commune sur les parois de mines et de caves où des minéraux sulfurés magnésiens sont retrouvés (John *et al.*, 2004). C'est une espèce qui se rencontre fréquemment avec la mélanterite et le gypse. L'observation d'hexahydrate par diffraction des rayons X sur l'échantillon AMO 2 permet de supposer la présence d'epsomite. L'hexahydrate a été rencontré comme la lépidocrocite sur la zone ocre altérée et hydratée qui borde l'entrée de la galerie III.

6.1.14 Malachite ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$) et Azurite ($\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$)

La malachite et l'azurite sont deux carbonates de cuivre. En dehors de l'enrichissement en cuivre, la malachite et l'azurite se distinguent principalement par leurs couleurs. L'azurite se présente le plus souvent sous forme de cristaux transparents / translucides de couleur qui varient entre le bleu clair et le bleu azur. A l'opposé, la malachite et sa teinte verdâtre ont plutôt tendance à se présenter comme des cristaux fibro-radiés et former des amas botryoïdaux. Ces minéraux sont des minéralisations secondaires qui se forment suite à l'oxydation de minéralisation enrichies en cuivre. Sur la Dalle de l'Amône, ils sont généralement associés avec la chalcopryrite et la tennantite (Zn) et ne forment que des plaquages sans cristaux apparents.

Sur la dalle, la malachite semble, par contre, plus abondante que son équivalent bleuté suite à l'instabilité de l'azurite à l'air libre.

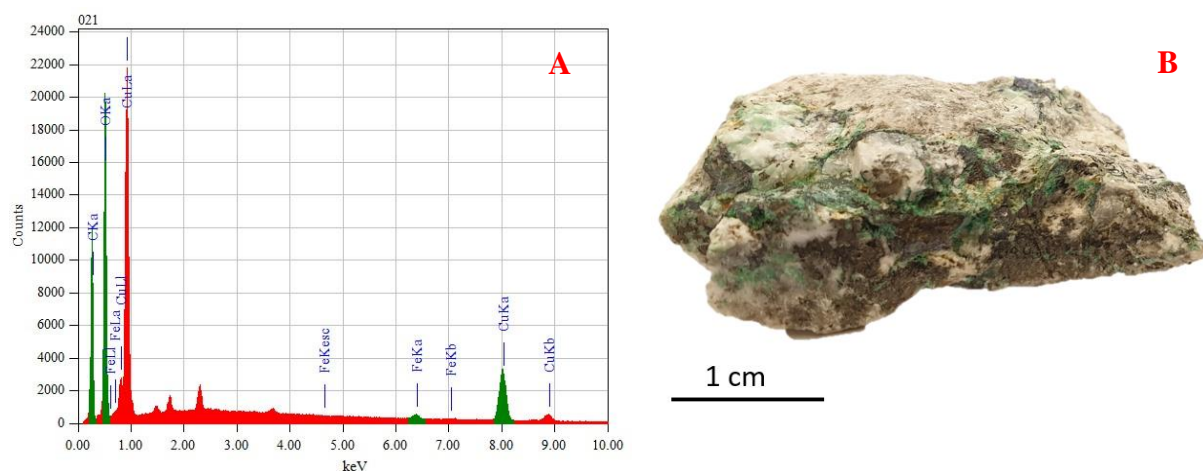


Figure 24 : (A) Spectre EDS d'une malachite de l'échantillon AMO 12. (B) Photographie de l'échantillon AMO 12 composé essentiellement de calcite et de malachite.

6.1.15 Magnétite (Fe_3O_4) et Hématite (Fe_2O_3)

La magnétite (cubique) et l'hématite (trigonale) sont tous deux des oxydes de fer. Ces minéraux sont décrits ensemble étant donné que dans la Dalle de l'Amône, ils sont inséparables et sont uniquement observables dans la zone à magnétite au sommet de la dalle.

Macroscopiquement, la majorité des échantillons présentent une teinte tricolore : la magnétite noire, l'hématite rouge et le quartz blanchâtre. Ces trois teintes s'alternent et forment des structures colloformes (des couches microcristallines qui forment des corps arrondis) (Figure 25 - AMO 04-05 – 07 - 23).



Figure 25 : Echantillon de magnétite, hématite et quartz (AMO 05).

Macroscopiquement, la majorité des échantillons à magnétite présentent une teinte tricolore. La magnétite possède une coloration noire et ses nombreux cristaux en octaèdre sont facilement observables au binoculaire. A l'opposé, l'hématite prend plutôt une coloration rougeâtre (ici, sa coloration foncée est quasiment inexistante) avec des cristaux de très petites tailles quasiment inobservables même au binoculaire. Le quartz occupe la dernière coloration et est fortement mélangé avec l'hématite contrairement à la magnétite. Ces trois minéraux et teintes s'alternent et forment des structures colloformes (des couches microcristallines qui forment des corps arrondis) (Figure 24, AMO 04,05, 07 et 23).

Au microscope électronique à balayage, ces minéraux sont très difficiles à distinguer l'un de l'autre suite à la forte présence de quartz mélangé avec l'hématite. La présence de ce silicate modifie les rapports Fe/O en augmentant les concentrations d'oxygène par le biais de la silice. En dehors, de leurs observations macroscopiques, la présence des deux minéraux a été confirmée par la diffraction de rayon X (Figure 26).

Selon Tagini (1951), l'association magnétite / hématite est liée à la transformation par oxydation de la magnétite en ce second composé. Par contre (Cudennec & Lecerf, 2005) montre que l'oxydation de la magnétite ne donne pas l'hématite mais plutôt de la maghémite ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$).

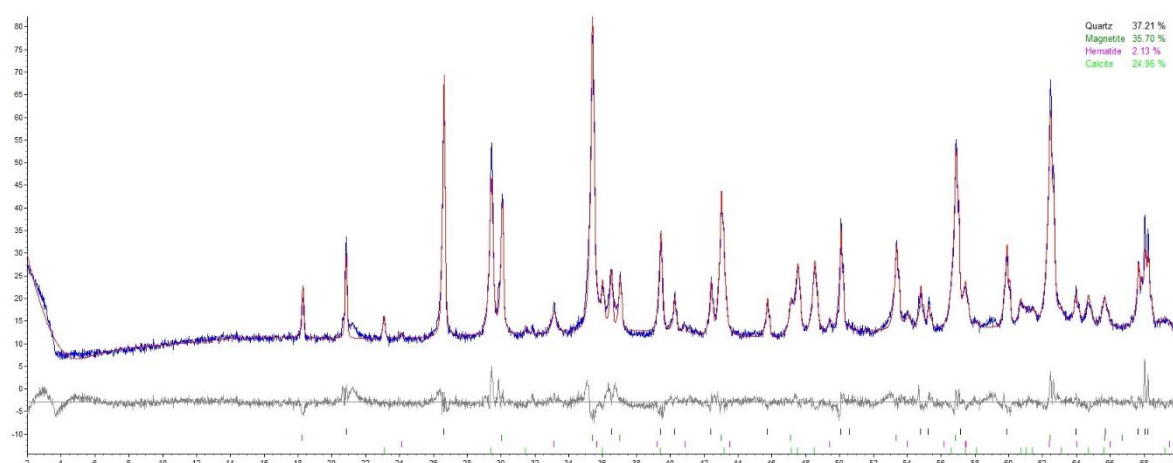


Figure 26 : Diffractogramme de l'échantillon AMO 22 (magnétite massive). Celui-ci montre la présence de l'association magnétite, hématite, quartz et calcite.

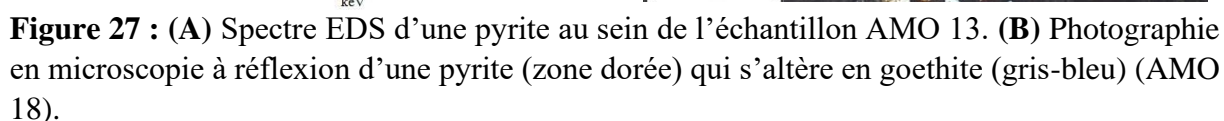
6.1.16 Mélantérite ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) et la Rozénite ($\text{FeSO}_4 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$)

La mélantérite est un sulfate de fer hydraté monoclinique qui se forme par oxydation de sulfures de fer tels que la pyrite la chalcoppyrite, ... Généralement, elle forme de petits agrégats / efflorescences verdâtres.

En dehors des observations sur le terrain, la mélantérite a été détectée par la diffraction des rayons X dans l'échantillon AMO 02. Lorsque la mélantérite s'altère dans des conditions de faible température ($< 21^\circ\text{C}$) et de faible humidité (John W. *et al.* 2004), elle forme la rozénite (John W. *et al.* 2004). Sur le terrain, la rozénite forme une petite croûte blanche qui recouvre certains échantillons.

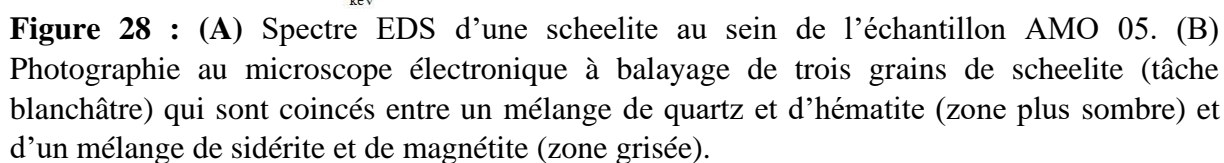
6.1.17 Pyrite (FeS_2)

La présence de la pyrite au sein de la Dalle de l'Amône n'est une surprise pour personne étant donné que celle-ci justifie l'ensemble de l'activité minière de la structure. La pyrite est un sulfure de fer cubique doré doté d'un éclat métallique. C'est une espèce assez ubiquiste dans la structure carbonatée mais elle se concentre essentiellement dans les calcaires schisteux noirs de l'Aalénien (localisation des galeries). Elle a été identifiée dans la plupart des échantillons. Sur le terrain, la pyrite est observable grâce à ses nombreuses phases d'altération telles que la goethite (Figure 27) ou encore le gypse. Au pourtour des différentes entrées de galeries, des résidus de pyrites peuvent être retrouvés. L'un des échantillons récoltés était doté de pyrites centimétriques (AMO 24), d'autres échantillons tels que les amas pyriteux contenait de larges quantités de pyrites millimétriques (AMO 15 et 16). Elle a été également identifiée par diffraction des rayons grâce à sa couleur blanche-jaune typique mais aussi sur les spectres EDS grâce aux pics caractéristiques du soufre et du fer (Figure 26). La composition des pyrites de l'Amône (% poids) est d'environ 54,40 % S et 45,60 % Fe ($\text{Fe}_{0,97}\text{S}_{2,03}$).



La scheelite est un tungstate de calcium tétragonal doté d'une coloration située entre le gris, le brun, le jaune et l'orange. C'est un minéral qui se forme dans des environnements assez variés tels que les zones de métamorphisme de contact, les veines hydrothermales de hautes températures et plus rarement dans les pegmatites et les veines hydrothermales de moyenne températures (John *et al.*, 2004).

The EDS spectrum shows several characteristic peaks. The most prominent peak is at approximately 0.5 keV, labeled as W_ML_a. Other significant peaks are observed at approximately 0.7 keV (O_{Kα}), 1.0 keV (W_MZ), 1.3 keV (W_NL_b), 1.6 keV (W_NL_r), 2.9 keV (Ca_{Kα}), 3.7 keV (Ca_{Kβ}), 7.1 keV (W_LL), 8.4 keV (W_La), 9.4 keV (W_Lb), and 9.6 keV (W_Lb₂). The x-axis ranges from 0.30 to 10.30 keV, and the y-axis ranges from 0 to 50,000 counts.



6.1.19 Sphalérite ((ZnFe)S)

La sphalérite est un sulfure de zinc contenant des teneurs assez variables de fer. Macroscopiquement, ce minéral est doté d'un éclat résineux à métallique en fonction de sa teneur en fer et présente une coloration assez variée. C'est un minéral qui se forme généralement dans des conditions hydrothermales de faibles à moyennes températures (John *et al.*, 2004). Ce sulfure n'a été observé qu'au microscopique à réflexion et au microscope électronique à balayage dans les échantillons AMO 18 et AMO 21 respectivement enrichis en barite et galène.

Les sphalérites observées ont toujours été identifiées en bordures ou au sein de larges pyrites. Les spectres EDS des échantillons de sphalérites donnaient les compositions suivantes : Zn 60,70 %, Fe 6,91 % et S 32,39 % (AMO 21) et 69,91 % Zn, 30,69% S pour AMO 18. Ce qui respectivement les formules empiriques suivantes : $(\text{Zn}_{0.90}\text{Fe}_{0.12})\text{S}_{0.98}$ et $\text{Zn}_{1.06}\text{S}_{0.94}$. On remarque dans ces deux analyses que la teneur en fer est assez variable.

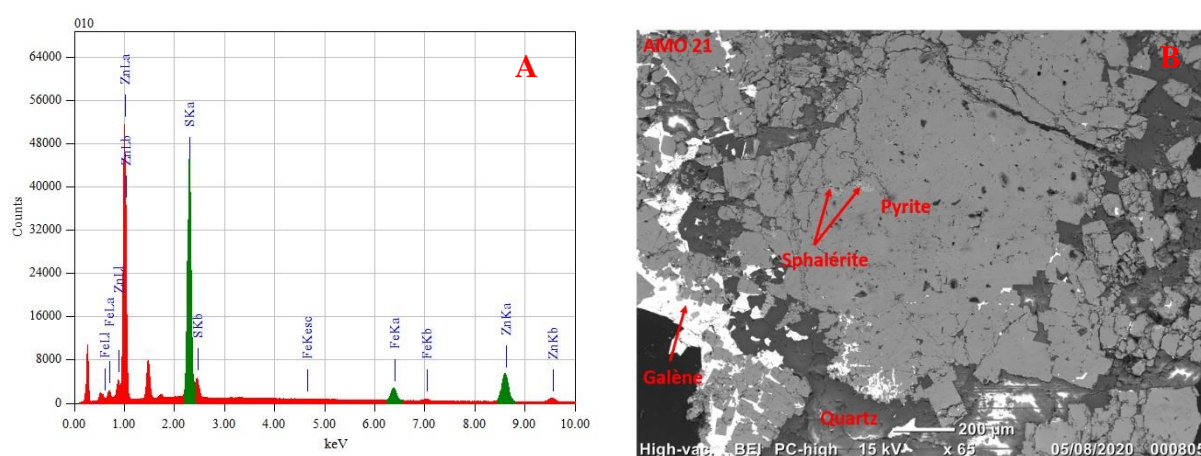


Figure 29 : (A) Spectre EDS d'une sphalérite de l'échantillon AMO 21. (B) Photographie au microscope électronique à balayage de petites sphalérites piégées dans une large pyrite entourée par du quartz et de galène.

6.1.20 Tennantite ($\text{Cu}_6[\text{Cu}_4(\text{Fe},\text{Zn})_2]\text{As}_4\text{S}_{13}$)

La tennantite est un arséniosulfure de cuivre et de fer formant une solution solide continue avec la tétraédrite $(\text{Cu},\text{Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$. La tennantite est un minéral cubique qui possède une teinte grisâtre qui peut faire rappeler l'acier.

C'est un minéral qui a été repéré plusieurs fois microscopiquement parmi les échantillons de l'Amône. La tennantite a été identifiée au sein des sections polies par diffraction des rayons X et au microscope électronique à balayage. Les différents spectres EDS lui attribuent la composition suivante : S 28,07 %, Fe 1,07 %, Cu 38,05 %, Zn 6,16 % et As 26,61 % ce qui donne la formule empirique suivante : $(\text{Cu}_{8,938}\text{As}_{1,062})(\text{Zn}_{1,406}\text{Fe}_{0,286}\text{As}_{0,239})\text{As}_{4,000}\text{S}_{13,069}$. Cette tennantite présente donc un certain enrichissement en Zn et peut être qualifiée de tennantite zincifère (voir chapitre 7.1 : Corrélation cristallographique pour l'identification de cette espèce). Typiquement, la tennantite est un minéral qui cristallise dans les veines hydrothermales ou dans les dépôts métamorphiques de contact. Ici, ce minéral est uniquement rencontré dans les filons cuivrés et est associé avec fluorite, pyrite, quartz, calcite, galène, ...

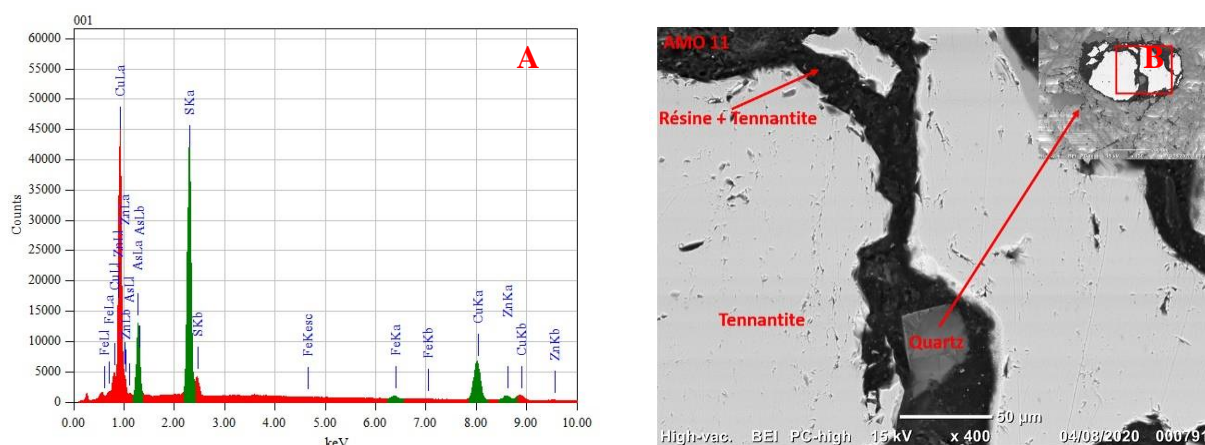


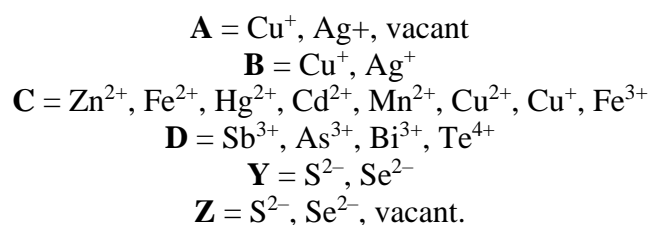
Figure 30 : (A) Spectre EDS d'une tennantite au sein de l'échantillon AMO 1. (B) Photographie au microscope électronique à balayage d'un grain tennantite fracturé entouré par du quartz. Ces fractures sont comblées essentiellement par de la résine mais un petit un petit cristal de quartz peut y être observé.

7. Discussions

7.1. Corrélations cristallographiques

7.1.1 Le groupe de la tétraédrite

Le groupe de la tétraédrite comprend grossièrement 10 espèces minérales distinctes (listées dans le tableau suivant). Cette solution solide et les minéraux qu'elle contient, sont généralement désignés par le terme « Cuivre gris » qui représente les sulfoarséniures et sulfoantimoniures de fer, cuivre, zinc et argent. L'ensemble se compose de sulfosels, relativement typiques des gîtes hydrothermaux. Ces cristaux sont généralement assez difficiles à distinguer l'un de l'autre étant donné que les substitutions au sein de la structure sont relativement communes. La formule générale de la tétraédrite peut être exprimée de la manière suivante : $M^{(2)}A_6^{M(1)}(B_4C_2)^{X(3)}D_4^{S(1)}Y_{12}^{S(2)}Z$ où M sont les sites cationiques et S les sites anioniques avec les éléments chimiques suivants :



Espèces minérales	Formules chimiques	Paramètre de mailles (a)
Annivite	$\text{Cu}_6[\text{Cu}_4(\text{Fe,Zn})_2](\text{Bi,Sb,As})_4\text{S}_{13}$	Espèce discréditée (Biagioni <i>et al.</i> , 2020)
Argentotennantite	$\text{Ag}_6[\text{Cu}_4(\text{Fe,Zn})_2]\text{As}_4\text{S}_{13}$	10.583(4) Å (Spiridonov <i>et al.</i> , 1986)
Argentotetrahedrite	$\text{Ag}_6\text{Cu}_4(\text{Fe,Zn})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$	10.6116(1) Å (Welch <i>et al.</i> , 2018)
Freibergite	$\text{Ag}_6[\text{Cu}_4\text{Fe}_2]\text{Sb}_4\text{S}_{12}$	10.6026(1) Å (R061081 (RRUFF))
Giraudite	$\text{Cu}_6[\text{Cu}_4(\text{Fe,Zn})_2]\text{As}_4\text{Se}_{13}$	10.578 Å (Webmineral Data Base)
Goldfieldite	$\text{Cu}_{10}\text{Te}_4\text{S}_{13}$	10.252(4) Å (R110023 (RRUFF))
Hakite	$\text{Cu}_6[\text{Cu}_4\text{Hg}_2]\text{Sb}_4\text{Se}_{13}$	10.83(1) Å et 10.88(1) Å (Johan & Kvaček, 1971)
Rozhdestvenskayaite	$\text{Ag}_{10}\text{Zn}_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$	10.9845(7) Å (Welch <i>et al.</i> , 2018)
Tennantite	$\text{Cu}_6[\text{Cu}_4(\text{Fe,Zn})_2]\text{As}_4\text{S}_{13}$	Tennantite (Fe) : 10.238(2) Å (R110024 (RRUFF)) Tennantite (Zn) : 10.2232(2) Å (R050438 (RRUFF)) - 10.2262(2) Å (R050474 (RRUFF)) - 10.2743(3) Å (R050558 (RRUFF))
Tetrahedrite	$\text{Cu}_6[\text{Cu}_4(\text{Fe,Zn})_2]\text{Sb}_4\text{S}_{13}$	Tetrahedrite (Zn) : 10.4395(5) Å (R040164 (RRUFF)) - 10.330(1) Å (R050302 (RRUFF)) - 10.334(1) Å (R070423 (RRUFF)) - 10.491(1) Å (R100204 (RRUFF)) - 10.3798(8) Å (Biagioni <i>et al.</i> , 2020). Tetrahedrite (Fe) : Aucune information

Tableau 3 : Tableau récapitulatif des différentes espèces minérales du groupe de la tétraédrite avec leurs formules et paramètres de mailles respectifs. Certaines données proviennent de la base de données du RRUFF (données spectrales obtenues à partir de minéraux bien caractérisés).

Afin de confirmer la présence de tennantite (Zn) découverte dans les échantillons par diffraction des rayons X et par microscopie électronique à balayage, le paramètre de maille de la tennantite, 10,234(1) Å, va être comparé aux paramètres des autres minéraux du groupe de la tétraédrite. Si on se focalise uniquement sur le paramètre de maille obtenu, la majorité des espèces argentifères peuvent être éliminées (argentotennantite, argentotetrahedrite, freibergite, rozhdestvenskayaite). Ces espèces possèdent des paramètres *a* bien trop élevés et l'absence de pics d'argent dans le spectre EDS confirme bien leurs exclusions.

Les espèces telles que giraudite, hakite et goldfietite ne sont pas envisagées car elles possèdent un paramètre de maille toujours trop élevé et des compositions différentes (présence de sélénium et du tellure).

Il ne reste donc que la tennantite et la tetrahedrite. Ces minéraux sont très similaires chimiquement parlant ; l'un est un sulfoarséniure et l'autre un sulfoantimoniure. Dans la littérature, ces deux minéraux sont généralement subdivisés en deux catégories qui représentent respectivement le pôle ferrière et zincifère du minéral.

En se focalisant sur le paramètre de maille, 10,234 (1) Å, l'échantillon se rapproche bel et bien de la tennantite qui possède un paramètre *a* qui fluctuent grossièrement entre 10.22 et 10.40 Å. Cependant, lorsque les erreurs relatives sont considérées, il est très difficile de distinguer la tennantite ferrière de la tennantite zincifère. En se basant sur les poids moléculaires (% en poids), S : 28,07 %, Fe : 1,07 %, Cu : 38,05 %, Zn : 6,16 % et As : 26,61 %), la tennantite semble plus enrichie en zinc. On serait donc en présence de tennantite (Zn). Ceci est confirmée par la

formule du minéral, $(\text{Cu}_{8,938}\text{As}_{1,062})(\text{Zn}_{1,406}\text{Fe}_{0,286}\text{As}_{0,239})\text{As}_{4,000}\text{S}_{13,069}$, qui montre que le zinc atteint 1,4 atomes par unité formulaire.

La tennantite-(Zn) est un minéral assez rare qui a été recensé abondamment dans la région de Binn (carrière de Lengenbach) dans le canton Valaisan. Cette espèce peut porter un nom plus local, « Binnite ». La mine de Lengenbach est un site mondialement connu pour ses minéralisations de sulfosels enrichis en arsenic.

7.1.2 Solution solide barite (BaSO_4) et célestine (SrSO_4)

La barite et la célestine (ou parfois célestite) forment une solution solide parfois qualifiée de bimodale, principalement suite à la rareté des échantillons de composition intermédiaire ($(\text{Ba},\text{Sr})\text{SO}_4$). Ces minéraux « intermédiaires » conservent le nom de l'espèce dont l'ion est dominant. Ce sont des espèces minérales assez ubiquistes qui sont retrouvées dans des environnements très diversifiés (sédimentaire, magmatique) (Forjanès *et al.*, 2020).

Grâce à la diffraction des rayons X, les paramètres de maille de la barite ont été calculés. Ceux-ci sont listés dans la Table 2 et vont être repris ici. Barite (AMO 18) $a = 8,880(1) \text{ \AA}$, $b = 5,459(1) \text{ \AA}$, $c = 7,158(1) \text{ \AA}$, Volume = $346,99 \text{ \AA}^3$. L'échantillon AMO 19 présente des valeurs similaires $a = 8,885(1) \text{ \AA}$, $b = 5,460(1) \text{ \AA}$, $c = 7,161(1) \text{ \AA}$, Volume = $347,40 \text{ \AA}^3$.

En comparant les paramètres de mailles obtenus dans les échantillons AMO 18 et AMO 19 avec ceux présentés dans les deux tableaux de la Figure 31, la barite se fait ressentir comme le meilleur correspondant. Au vu de ces résultats, la barite semble être pure et la substitution Ba-Sr peut être niée dans ces échantillons. Le strontium n'a d'ailleurs pas été observé sur le spectre EDS de la barite.

A	a_o (10^{-10} m)	b_o (10^{-10} m)	c_o (10^{-10} m)	Z	v_m (10^{-30} m^3)
Crystal					
Gypsum	5.68	15.18	6.29	4	496.1
Barite	8.88	5.45	7.15	4	346.0
Celestine	8.36	5.35	6.87	4	307.2

B		Celestite (1)	Anglesite (2)	Barite (3)
Cell parameters (Å)	a	8.36	6.959	8.8842
	b	5.352	8.482	5.4559
	c	6.858	5.398	7.1569
Molar Volume (cm ³)		306.85	318.62	346.90

(1) Hawthorne F.C. and Ferguson R.B. (1975) *Canad. Mineral.*, 13, p. 181.;
(2) Sahl K. (1963) *Beitr. Mineral. Petrog.*, 9, p. 111.; Miyake M. et al. (1978)
Amer. Mineral., 63, p. 506.; (3) Hill R. J. (1977) *Canad. Mineral.*, 15, p. 522.

Figure 31 : (A) Tableau récapitulatif des paramètres de mailles du gypse, barite et célestine extrait de (Alpers *et al.*, 2018). (B) Tableau extrait de (Dove & Czank, 1995, modifié) montrant les paramètres de mailles de la célestite, anglésite et la barite.

7.2 Transformations minéralogiques :

7.2.1 Formation des efflorescences de l'Amône :

La majorité des efflorescences de l'Amône vont résulter majoritairement de l'altération de la pyrite. Lorsque celle-ci s'oxyde, elle libère une solution acide sous la forme d' H_2SO_4 . Ces réactions engendrent une forte acidité dans le milieu et la mise en solution de Fe^{2+} . Si le support de la pyrite est un milieu carbonaté, on peut avoir la formation de gypse via la succession des réactions suivantes (1,2,3). Les pyrites restantes peuvent interagir avec le fluide et former la mélanterite, verdâtre suivant la réaction (4) (Nordstrom, 1982).

1. $\text{FeS}_2 + 15/4 \text{O}_2 + 7/2 \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}(\text{OH})_3 + 2 \text{H}_2\text{SO}_4$
2. $\text{FeS}_2 + 14 \text{Fe}^{3+} + 8 \text{H}_2\text{O} \rightarrow 15 \text{Fe}^{2+} + 2 (\text{SO}_4)^{2-} + 16 \text{H}^+$
3. $\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
4. $\text{SO}_3 + \text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O} + 2 \text{O}_2 \rightarrow \text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$

Enfin, la mélanterite peut se transformer en rozénite dans des conditions de faible température ($< 21^\circ\text{C}$) et de faible humidité.

7.2.2 Les minéraux cuivrés

La chalcopryrite (CuFeS_2) et la bornite (Cu_5FeS_4) sont deux des minéraux cuivrés les plus abondants dans les gîtes sulfurés (roche ignée mafique, dépôts hydrothermaux, ...) Ils sont généralement retrouvés comme des phases primaires, mais, dans certains cas la bornite peut être secondaire. Celle-ci semble, dans les observations en sections polies, remplacer la chalcopryrite primaire de l'Amône. Selon Zhao (2014), les phénomènes de remplacement de la chalcopryrite par la bornite sont assez communs dans les dépôts de type VMS (volcanogenic massive sulfide), sur les fonds marins mais également lors de l'altération de dépôts sulfurés massifs. Cependant, la bornite peut être, plus tardivement, remplacée par d'autres sulfures de fer tels que la chalcocite (Cu_2S), la covellite (Cu_2S) et la digénite (Cu_9S_5) (Zhao, 2014).

Dans des conditions hydrothermales, le remplacement de la chalcopryrite par la bornite est caractérisé par un front de réaction qui se propage de l'extérieur du cristal de chalcopryrite vers l'intérieur en passant par les zones de faiblesses telles que les fractures ou les clivages du minéral. On peut comparer ce phénomène à un processus de dissolution – précipitation. Dans les expériences menées par Zhao (2014), l'excès de fer obtenu lors du remplacement quitte le front de réaction et forme des surcroissances de bornite à l'extérieur du minéral. Ce remplacement, chalcopryrite-bornite, a été étudié par Zhao (2014) dans des conditions expérimentales qui comportaient un fluide enrichi en Cu (I) et en hydrosulfure et dans des gammes de température qui fluctuent entre 200°C et 320°C .

Amcoff (1988) a mené également quelques expériences sur le remplacement chalcopryrite – bornite. Afin d'obtenir cette transformation, il a fait réagir la chalcopryrite avec la chalcocite (condition réductrice) et covellite (condition oxydée) selon, respectivement, les réactions suivantes : $\text{CuFeS}_2 + 2\text{Cu}_2\text{S} \rightarrow \text{Cu}_5\text{FeS}_4$ et $3 \text{CuFeS}_2 + 2\text{CuS} \rightarrow \text{Cu}_5\text{FeS}_4 + 2\text{FeS}_2$. On distingue facilement que lors de la réaction entre la chalcopryrite et la covellite de la pyrite peut cristalliser

avec la bornite. Selon la réaction, la texture de remplacement de la chalcopryrite va s'observer différemment.

Lors de la réaction avec la covellite dans les conditions oxydantes, la transformation va s'amorcer sur les bordures de la phase minérale et suivre les zones de faiblesses. La pyrite nouvellement formée va se trouver à la limite des phases minérales. Le remplacement va être généralement massif avec des intercroissances de bornite et de pyrite au sein de la chalcopryrite (Amcoff., 1988) (Figure 32 A et B).

Dans les conditions réduites, la texture obtenue lors de la transformation de la chalcopryrite avec chalcocite en bornite est totalement différente du cas précédent (Figure 32 C et D). Ces textures observées sont définies comme des textures d'exsolution caractérisées par des lamelles de bornite parallèle dans la chalcopryrite. Dans cette réaction, la chalcopryrite va d'abord être remplacée par la bornite, en dessous d'environ 355 °C, et par solution solide intermédiaire suivie par un second de bornite au-dessus de 355 °C (Amcoff., 1988).

En comparaison, la texture rencontrée dans les zones de remplacement (chalcopryrite-bornite) de l'Amône présente de nombreuses similitudes avec celles associés aux transformations chalcopryrite + covellite en bornite. Sur la Figure 33, une large plage de chalcopryrite est remplacée par la bornite avec un texture semblable à la Figure 32 A.

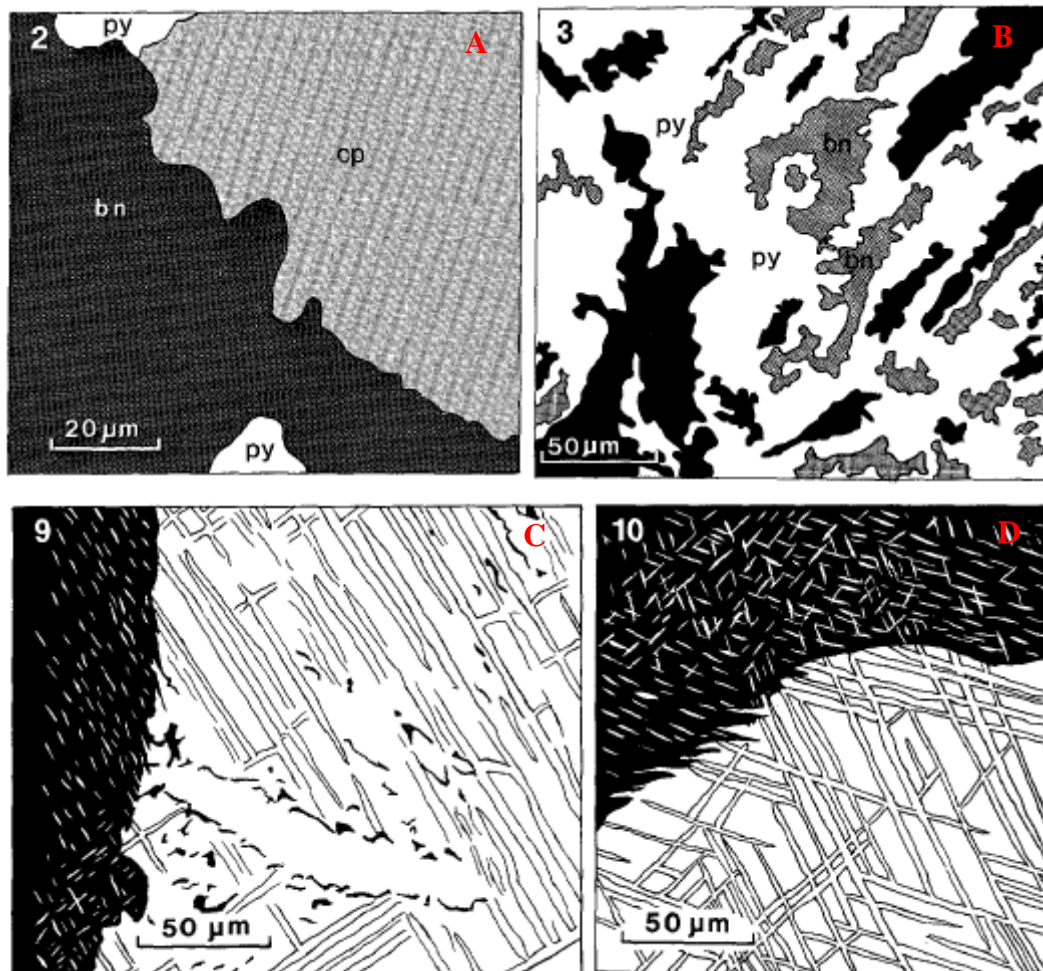


Figure 32 : Différentes textures rencontrées lors du remplacement de la chalcopyrïte par la bornite. (A) : Remplacement massif de la chalcopyrïte par de la bornite dans des conditions oxydées (chalcopyrïte – covellite) (B) : Texture d’intercroissances de bornite et de pyrite dans des conditions oxydées. (C) : Texture obtenue suite au remplacement de la solution solide intermédiaire par la bornite. (D) : Exsolutions de bornite au sein de chalcopyrïte (clair) ainsi que de chalcopyrïte dans bornite (noir) (Amcoff., 1988).

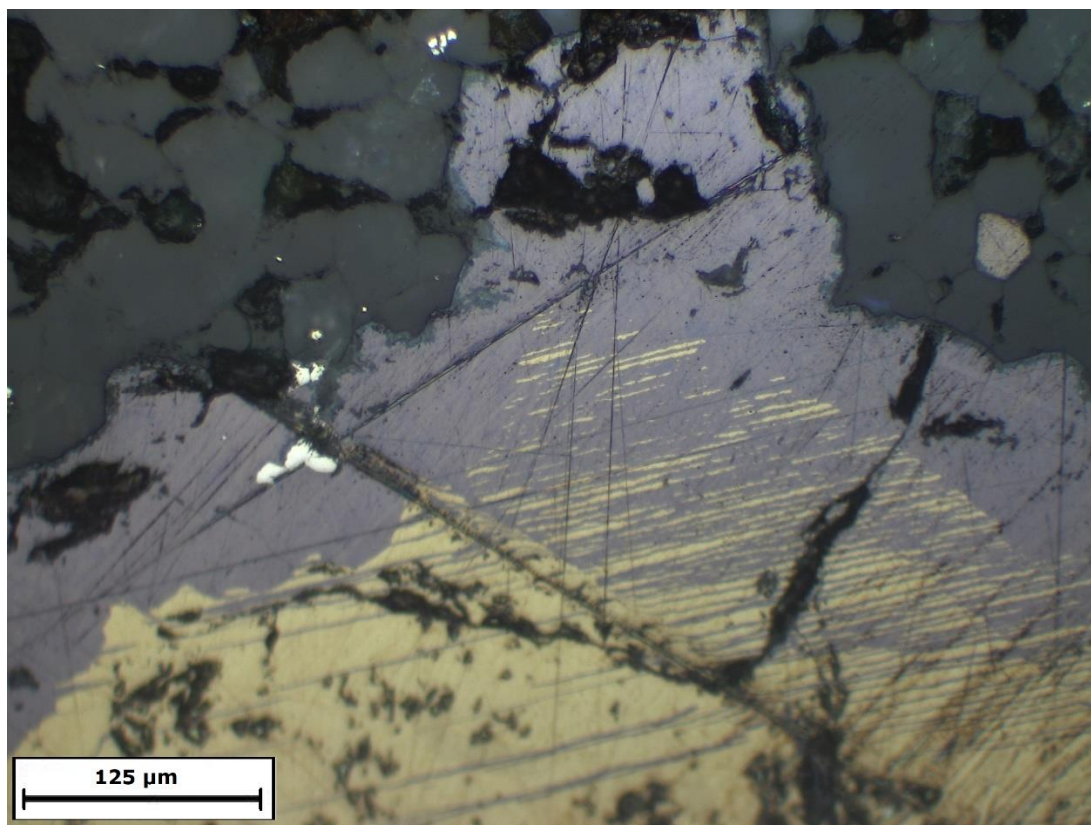


Figure 33 : Texture de remplacement « en masse » observée dans l’échantillon AMO 12. On observe également des lamelles parallèles de bornite sont retrouvées au sein de la chalcopyrïte. De nombreuses fractures traversant la chalcopyrïte ont également été remplacés par la bornite.

Dans les échantillons de l’Amône, un autre type de bornite est également observée, désignée sous le nom de « bornite orange ». Dans la littérature, cette variante est définie comme une « Anomalous Bornite ». Ce terme fait référence à une bornite particulière décrite pour la première fois par Sillitoe & Clark (1969). Cette bornite présente une coloration rose-orange en lumière réfléchie et est dotée d’une anisotropie jaune-verdâtre.

La présence de cette bornite est liée à l’altération supergène d’une bornite « classique »; si l’altération se poursuit, l’"anomalous bornite" va se transformer en idaïte (Cu_3FeS_4). Malheureusement, ce dernier minéral n’a pas été observé au sein des sections polies. Il est normalement doté d’une couleur bronze en lumière réfléchie et est assez souvent associées à la chalcopyrïte (Hatert, 2003, 2005).

7.3 Hypothèses sur la formation du dépôt

7.3.1 Etat des connaissances actuelles sur le dépôt

Dans la littérature, les minéralisations de l'Amône ont généralement été interprétées comme hydrothermales (Tagini, 1951 ; Bersier *et al.*, 1942 ; Burri *et al.*, 1993). Les gisements hydrothermaux enrichis en galène, pyrite, fluorite sont connus depuis longtemps au nord-est du Massif du Blanc. On peut par exemple citer le Mont Chemin, Les Trappistes, La Catogne et l'Amône. Cependant, à l'exception de l'Amône, ces minéralisations sont toujours localisées dans le massif cristallin. L'Amône, quant à elle, est piégée dans la couverture sédimentaire du Mésozoïque qui recouvre les roches du socle.

Pour Tagini (1951), la minéralisation filonienne est associée à des venues hydrothermales de faible température (épithermale). Par contre, les amas de pyrite et de magnétite à la base et au sommet du plaquage sont, selon lui, beaucoup plus anciens (Jurassique moyen ou plus vieux, pour les amas pyriteux) et seraient associés à des fluides ascendants magmatiques (hypo à mésothermaux).

Burri *et al* (1993) dans sa notice géologique et (Grasmück, 1961) dans sa thèse, mentionnent que certains dépôts de la couverture sédimentaire du Mésozoïque sont traversés par des imprégnations hydrothermales. Celles-ci contiennent rarement des minéralisations telles que pyrite, galène, hématite, magnétite, chalcoppyrite et sont essentiellement composées de minéraux de gangue telles que le quartz, la fluorite et la barite. La minéralisation de l'Amône, est une exception car elle a concentré ces minéraux métallifères (surtout la pyrite) en quantité exploitable. Burri *et al* (1993) définissent également qu'au vu de la dispersion des dépôts, il faut considérer qu'ils résultent de processus différents. Il pense que la mise en place de ces minéralisations est probablement alpine.

Lors de la journée d'échantillonnage, Nicolas Meisser a mentionné que les minéralisations de l'Amône seraient probablement issues de réactions de substitution. Des éléments étrangers sont venus remplacer des éléments présents initialement dans le calcaire. Cette réaction de substitution pourrait avoir été réalisée par des fluides de deux natures possibles ; ascendantes (magmatiques) ou descendantes (saumures, souvent enrichies en baryum).

La découverte de certaines espèces minéralogiques au cours de notre travail, comme la scheelite et la magnétite, montrent une très forte similitude avec les minéralisations typiques des skarns. Ne faut-il donc pas revoir ce gisement, et le considérer plutôt comme un skarn, ou alors expliquer pourquoi ce gisement n'en n'est pas un ?

7.3.2 Interprétations de la genèse du gisement de l'Amône :

Aucun des modèles précédemment illustrés n'explique entièrement la genèse du dépôt de l'Amône ; il est cependant imaginable de définir un modèle intermédiaire entre ces différentes idées. L'idée centrale est que les minéralisations de l'Amône peuvent être scindées en deux groupes majeurs : d'un côté les minéralisations « type skarn » avec la magnétite – scheelite – pyrite – et un possible échantillon de stilpnomélane (observé sur le terrain) et de l'autre, les minéralisations à filoniennes à cuivre, baryum, plomb, nickel, zinc, ... Au vu de la disposition

des minéralisations au sein de la structure carbonatée, en amas et en couches à la base et au sommet pour la première catégorie et en filons pour la seconde, il est très difficile d'imaginer une formation simultanée.

Validité du modèle « Skarn » - Dépôts de magnétite - scheelite

Dans le Valais, de nombreux skarns minéralisés ont été recensés, la grande majorité d'entre eux sont localisés au Mont Chemin et plusieurs études récentes ont été réalisées dans cette zone telles que les mémoires de Beerten (2018) et Dorignaux (2017) ainsi que le livre « Mont Chemin » de Ansermet (2001). La genèse de ces dépôts minéralisés remonte au Paléozoïque inférieur, avec la formation d'un marbre. Celui-ci est perforé par l'intrusion granitique du Mont Blanc et recoupé par des filons porphyriques au cours du Carbonifère supérieur qui vont transformer ces dépôts en un skarn minéralisé (Beerten, 2018 ; Ansermet, 2001).

Pour rappel, les skarns sont des roches carbonatées qui ont été transformées suite à une intrusion magmatique en leur sein ou à proximité. Les températures de cette intrusion varient énormément entre 200°C et 700°C avec des pressions de l'ordre de 0,3 et 3 kbar (Pirajno, 2013). A mesure que le magma de l'intrusion se refroidit, il va libérer des fluides chauds, acides et riches en silicates. Lorsque cette eau est expulsée du magma, c'est un solvant qui a la capacité de transporter de la chaleur et des éléments en solution dans la roche carbonatée. Elle est sursaturée en ions métalliques dissous et remplace, recristallise et altère les minéraux de la roche. Au fur et à mesure, l'eau perd progressivement de sa température et de son acidité. Lorsque cela se produit, de grandes quantités de minéraux calco-silicatés précipitent tels que l'épidote, la clinozoïte, la wollastonite, le diopside, la vésuvianite, la trémolite-actinolite, l'andradite, le grossulaire, la spessartite, la rhodonite, la phlogopite et la "biotite" vont cristalliser (Pirajno, 2013).

Entre 300°C et 500°C, les espèces minérales suivantes peuvent se former : magnétite, quartz, actinote, pyrite, calcite et plus rarement chalcopryrite (Pirajno, 2013). Plus tard, ce corps minéralisé va être altéré par des infiltrations météoriques qui vont partiellement transformer les assemblages minéralogiques initiaux (Pirajno, 2013).

Les minéralisations de l'Amône ne montrent pas l'ensemble des minéralisations de hautes températures des skarns (la quasi-totalité des silicates de Ca, Fe, Mg, et Mn, seuls de rares feldspath K sont retrouvés) et concentrent majoritairement les espèces rétrogrades (qui se forment lorsque la température des fluides diminue) telles que la scheelite, la magnétite, l'hématite, le quartz, le stilpnomélane Tagini (1951) dans son rapport, mentionne la présence de rares minéralisations métamorphiques telles que de rares grenats, quelques micas et feldspaths mais il les a attribuées à une origine plutôt clastique mais certaines étaient bel et bien authigènes.

En dehors des points communs entre l'Amône et le modèle de skarns, de nombreux paramètres compliquent la situation. Le problème majeur est l'âge du dépôt. La rhyolite s'est déposée et s'est refroidie, il y a 307 ± 2 Ma au cours du Pennsylvanien (Capuzzo & Buzzy., 2000). Ce corps magmatique était déjà « froid » depuis des centaines de millions d'années avant la mise en place des dépôts de l'Amône au cours du Mésozoïque. Il faut donc en appeler à des phénomènes postérieurs pour justifier la présence de la minéralisation grâce à un métamorphisme de contact. La seule mention de corps magmatique plus tardif dans la couverture sédimentaire est celle de « lames cristallines » qui peuvent recouper la couverture sédimentaire. Elles mesurent généralement 1-2 mètres d'épaisseur mais certaines peuvent atteindre 20 m d'épaisseur

(Grasmück,1961) (Burri *et al.*, 1993). Cependant, il n'y aucune mention de la présence de ces structures dans les environs du dépôt de l'Amône.

Au vu des différents paramètres, il est très difficile de considérer l'Amône comme un véritable skarn.

Au Mont Chemin, la scheelite a également été recensée. Elle forme de magnifiques cristaux orange mais elle a été uniquement observée dans des quartz-porphyre aurifères (Tête des Econduits) et non pas dans le skarn (Dorignaux,2017). D'autres auteurs comme Brugger *et al.*, (2000) ou John *et al.* (2004) confirment en mentionnant que la scheelite est une phase accessoire commune des dépôts d'or hydrothermaux (moyennes à hautes températures). Malheureusement, la magnétite est absente ou mineure dans ces minéralisations.

L'association magnétite – scheelite observée dans la Dalle de l'Amône est donc particulière. Elle est typique d'un skarn à magnétite sans être considérée comme un « Skarn » à proprement parler. La genèse de cette partie minéralisée est difficile à déterminer suite à l'absence d'intrusion postérieure à la rhyolite. Il serait peut-être intéressant d'étudier la présence ou l'absence des lames cristallines de la couverture du Mésozoïque dans la Dalle de l'Amône pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Les filons minéralisés à cuivre, nickel, plomb, zinc, baryum

Au vu des assemblages minéralogiques rencontrés dans les filons qui traversent la Dalle de l'Amône, on peut supposer une origine hydrothermale de faibles températures. Minéralogiquement parlant, les minéraux primaires retrouvés dans les filons sont la barite, fluorite, chalcopryrite, gersdorffite, tennantite, galène, sphalérite, pyrite, ...

Ce type de minéralogie et l'environnement sont assez similaires avec les gisements de type MVT (Missipi Valley Type). Les dépôts de MVT sont des minéralisations épigénétiques qui se mettent en place dans un environnement carbonaté. Les minéralisations précipitent à partir de saumure dense (entre 10 et 30 % de NaCl) de faible température (entre 75°C et 200°C). Dans la plupart des MVT, les saumures proviennent de l'évaporation de l'eau de mer et sont responsables d'une dolomitisation partielle du carbonate. Ces dépôts sont généralement retrouvés le long des marges continentales ou au niveau de plateformes carbonatées.

Selon Nadoll *et al.*, (2019), la présence de veines composées de quartz, calcite, barite et fluorite est une évidence quant à l'origine hydrothermale du dépôt. Contrairement aux dépôts standards des MVT, la sphalérite et la galène ne dominent pas l'assemblage minéralogique de l'Amône.

Sans informations concrètes, la mise en place de ces minéralisations peut être située entre la fin du dépôt (Bajocien pour les calcaires blancs) et la surrection alpine. Cependant, en 2020, Ribes *et al* (2020) réalisent une étude stratigraphique sur les grès singuliers ²de la région du Mont Blanc. Ces « grès » affleurent également à l'Amône et sont représentés par les conglomérats de l'Amône, situés entre le soubassement cristallin et la Dalle en elle-même. Ce travail

² Les grès singuliers sont des occurrences anormales de dépôt sédimentaire siliclastique autour du Massif du Mont Blanc qui se sont déposés au cours du Jurassique inférieur.

stratigraphique s'accompagne d'une reconstitution palinspastique des alentours du Massif du

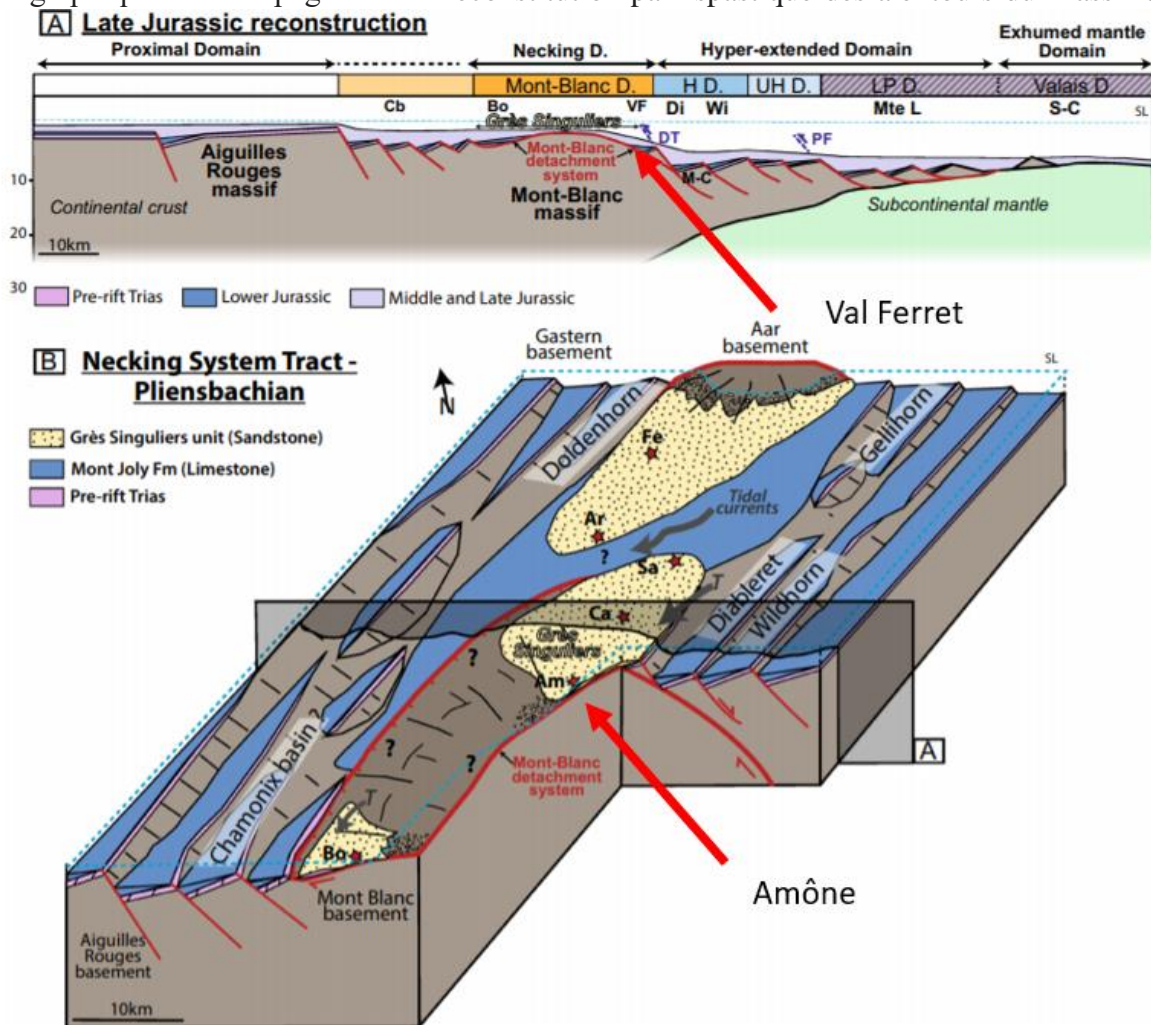


Figure 34 : (A) Reconstitution de la marge Helvétique à la fin du Jurassique (B) Bloc diagramme de l'environnement sédimentaire tectonique et paléogéographique au Pliensbachian pour le dépôt des grès singuliers.

Mont Blanc. Cette évolution semble assez intéressante car elle semble montrer un environnement propice à des réactions de substitution et d'un environnement pour les MVT. Selon Ribes *et al* (2020), les conglomérats de l'Amône (Jurassique inférieur) peuvent représenter les faciès les moins profonds ; une zone battue par les marées et les élévations du niveau marin. Cependant à ce moment, les dépôts carbonatés de l'Amône ne se sont pas encore formés (Figure 34). Le système va s'approfondir pour permettre les dépôts des schistes de l'Aalénien et des calcaires du Bajocien. Sur la Figure 34.A, une coupe montre la position du Val Ferret sur le « necking » (zone où la croûte s'amincit entre les domaines proximaux et distaux). En bordure de cette zone, des systèmes de failles sont généralement observés.

L'environnement dans lequel s'observe le Val Ferret au Jurassique supérieur est un environnement relativement peu profond (Figure 34.A) associé avec de nombreuses fractures. Dans ce contexte, l'infiltration d'eau de mer saturée en éléments chimiques percole dans les roches de la future Dalle de l'Amône. Ce modèle concorde bien avec une minéralisation de type MVT.

Cette théorie est une simple supposition au vu de la complexité du gisement de l'Amône et de sa bibliographie récente quasiment inexistante. Si l'origine des fluides minéralisés n'est pas Jurassique – Crétacé, ils peuvent toujours avoir été générés lors de l'orogénèse Alpine.

Enfin, les minéralisations sont en place dans la structure carbonatée. Celles-ci vont subir une dernière phase d'altération météorique qui vont transformer les assemblages initiaux en goethite, anglésite, gypse, mélanterite, malachite, azurite, ...

8. Conclusion

La Dalle de l'Amône, en dehors d'être une structure géologique particulière de la région du Val Ferret, présente une minéralogie plus riche qu'elle ne laisse paraître. Ces années d'exploitation l'ont, généralement, définies comme une simple mine de pyrite et de magnétite à faible teneur.

Grâce aux différentes analyses effectuées (observations macroscopiques et pétrographiques, diffraction des rayons X et analyses qualitatives au microscope électronique à balayage) sur les échantillons de la structure carbonatée, de nouvelles occurrences minéralogiques ont pu être recensées.

Parmi celles-ci figure la tennantite-(Zn), une espèce rare typique de la région du Binn (Valais). L'observation de cette espèce minérale a été confirmée par un paramètre de maille concordant entre les deux espèces. La scheelite, minéral typique des skarns, a également été recensée. Son association constante avec la magnétite remet en cause les interprétations classiques du gisement.

En dehors de ces observations minéralogiques, des séries d'altération ont été également rencontrées telles que la succession pyrite, gypse, mélanterite, rozenite ou encore le remplacement massif de la chalcopirite par de la bornite suite à sa réaction avec la covellite. L'observation de la bornite orange ou « anomalous bornite » montre une étape de transformation intermédiaire entre une bornite classique et l'idaïte.

La genèse de la Dalle de l'Amône n'a vraiment jamais été étudiée ou élucidée, seuls de rares auteurs s'y sont attelés mais n'ont jamais obtenu un résultat probant. Tagini (1951) définit l'Amône comme un gîte minéralisé avec deux tendances de fluides : l'un de hautes températures pour les dépôts de magnétite et pyrite et l'autre composé de fluides beaucoup plus froids pour les minéralisations en veines.

Dans ce travail, plusieurs hypothèses génétiques ont été formulées mais elles nécessitent une analyse plus poussée. L'observation de l'association magnétite-scheelite laisse supposer la présence d'un skarn minéralogiquement parlant, mais l'absence d'un corps magmatique postérieur au dépôt réfute cette idée.

La minéralogie des filons qui traversent la dalle est composée de barite, fluorite, tennantite-(Zn), chalcopirite, bornite, galène. Ces observations minéralogiques laissent supposer une origine hydrothermale de faible température. Une analogie avec les dépôts de type MVT a été formulée et le contexte tectonique du Jurassique – Crétacé est favorable à un dépôt de ce type.

Afin d'aller plus loin dans l'étude minéralogique de l'Amône, il serait intéressant de réaliser un échantillonnage plus complet et plus détaillé de la structure et d'envisager avec plus de perspectives les différentes hypothèses citées. La Dalle de l'Amône est loin d'avoir délivré l'ensemble de ces secrets, et de nombreuses minéralisations particulières attendent avec impatience d'être recensées.

9. Bibliographie

- Agard, P. & Lemoine, M., 2003.** *Visages des Alpes : structure et évolution géodynamique*. Paris, Commission de la carte géologique du monde, 48 p.
- Alpers, C. N., Jambor, J. L., & Nordstrom, D., 2018.** *Sulfate minerals: crystallography, geochemistry, and environmental significance* (Vol. 40). Walter de Gruyter GmbH & Co KG.
- Amcoff, Ö., 1988.** *Experimental replacement of chalcopyrite by bornite: Textural and chemical changes during a solid-state process*. Mineralium Deposita, 23(4), 286-292.
- Ansermet S., 2001.** *Mines et minéraux du Valais : le Mont Chemin*. Sion, Editions Pillet. 302 p.
- Beerten, B., 2018.** *Etude minéralogique des skarns du Mont Chemin, Valais, Suisse*. Master en Sciences géologiques à finalité approfondie, Liège, Université de Liège, 70 p, inédit.
- Bersier, A., Büro Für, B. & Mercier, P., 1942.** *Rapport d'expertise sur l'ancienne mine de pyrite de l'Amona / Rapport d'expertise géologique du gisement de minerai de fer de l'Amôna (Valais)*. Lausanne, 73 p, inédit.
- Biagioni, C., George, L. L., Cook, N. J., Makovicky, E., Moëlo, Y., Pasero, M., ... & Bosi, F., 2020.** *The tetrahedrite group: Nomenclature and classification*. American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials, 105(1), 109-122.
- Brugger, J., Lahaye, Y., Costa, S., Lambert, D., & Bateman, R., 2000.** *Inhomogeneous distribution of REE in scheelite and dynamics of Archaean hydrothermal systems (Mt. Charlotte and Drysdale gold deposits, Western Australia)*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 139(3), 251-264
- Burri M., Marro, C. & Bussy, F., 1993.** *Notice explicative de la feuille 1345 Orsières (Atlas géologique de la Suisse)*. Ittigen, Service hydrologique et géologique national 75 p.
- Capuzzo N, Bussy F., 2000.** *High-precision dating and origin of synsedimentary volcanism in the Late Carboniferous Salvan-Dorénaz basin (Aiguilles-Rouges Massif, Western Alps)*. Schweiz Mineral Petrogr Mitt 80:147–167
- Clarvis, M. H., Fatichi, S., Allan, A., Fuhrer, J., Stoffel, M., Romerio, F., Gaudard, L., Burlando, Paolo., Beniston, M., Xoplaki, E., & Toreti, A. 2014.** Governing and managing water resources under changing hydro-climatic contexts: The case of the upper Rhone basin. *Environmental science & policy*, 43, 56-67.
- Confédération suisse 2019a.** *Swisstopo : région d'Orsières [Carte topographique]*. Office fédéral de topographie Swisstopo. Echelle 1 : 50 000.
- Confédération suisse 2019b.** *Swisstopo : région d'Orsières [Carte des limites de commune]*. Office fédéral de topographie Swisstopo. Echelle 1 : 50 000.
- Confédération suisse 2019c.** *Swisstopo : région d'Orsières [Atlas géologique de la Suisse (GA25)]*. Office fédéral de topographie Swisstopo. Echelle 1 : 25 000.
- Cudennec, Y., & Lecerf, A., 2005.** *Topotactic transformations of goethite and lepidocrocite into hematite and maghemite*. Solid State Sciences, 7(5), 520-529.

- Dorignaux, D., & Hatert, F., 2017.** *Genèse et minéralogie d'un filon à fluorite riche en terres rares en bordure septentrionale du massif du Mont-Blanc (Mont Chemin, Valais, Suisse)*. Master en Sciences géologiques à finalité approfondie, Liège, Université de Liège, 84p, inédit.
- Dove, P. M., & Czank, C. A., 1995.** *Crystal chemical controls on the dissolution kinetics of the isostructural sulfates: Celestite, anglesite, and barite*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(10), 1907-1915.
- Duparc, L., 1910.** *Sur quelques gisements de pyrites du Valais*, rapport d'expertise pour le directeur des usines électriques de la Lonza. 8p, inédit.
- Fehlmann, H., 1919.** *Der Schweizerische Bergbau Während Des Weltkrieges*. Suisse, Kümmerly and Frey, 316 p.
- Forjanés, P., Astilleros, J. M., & Fernández-Díaz, L., 2020.** *The Formation of Barite and Celestite through the Replacement of Gypsum*. *Minerals*, 10(2), 189.
- Gabioud, H., 2007.** *Le Val Ferret : Voyage dans 300 millions d'années d'histoire géologique*. Master en science pour l'enseignement, Lausanne, Université de Lausanne, 86 p, inédit.
- Grasmück, K. P., 1961.** *Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont Blanc-Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret)* (Doctoral dissertation, ETH Zurich).
- Grenouillet, W., 1918.** *Bericht über die Begehung des Pyritvorkommens bei l'Âmona, im Val Ferrex am 13. Juni 1918* (Rapport sur l'ascension du gisement de pyrite à l'Amône (Val Ferret) 13 Juin 1918). 2p, inédit.
- Grenouillet, W. & Schmidt, C., 1918.** *Vorkommen von pyrit und bleiglanz* (la présence de pyrite et de galène dans le Val Ferret). 8p, inédit.
- Hatert, F., 2003.** *Occurrence of sulphides on the bornite-idaite join from Vielsalm, Stavelot Massif, Belgium*. *European journal of mineralogy*, 15(6), 1063-1068.
- Hatert, F., 2005.** *Transformation sequences of copper sulfides at Vielsalm, Stavelot Massif, Belgium*. *The Canadian Mineralogist*, 43(2), 623-635.
- Johan, Z., and Kvaček, M., 1971.** *La hakite, un nouveau minéral du groupe de la tétraédrite*. *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie*, 94, 45–48
- John W. Anthony, Richard A. Bideaux, Kenneth W. Bladh, and Monte C. Nichols., 2004.** *Eds., Handbook of Mineralogy, Mineralogical Society of America*, Chantilly, VA 20151-1110, USA.
- Lemoine, M., De Graciansky, P-C. & Tricart, P., 2000.** *De l'océan à la chaîne de montagnes : Tectonique des plaques dans les Alpes*. New York, Gordon & Breach Science publishers, Geosciences, 206 p.
- Nadoll, P., Sośnicka, M., Kraemer, D., & Duschl, F., 2019.** *Post-Variscan structurally-controlled hydrothermal Zn-Fe-Pb sulfide and F-Ba mineralization in deep-seated Paleozoic units of the North German Basin: A review*. *Ore geology reviews*, 106, 273-299.

Nordstrom, D. K., 1982. *Aqueous pyrite oxidation and the consequent formation of secondary iron minerals*, dans: Kittrick, J. A.; Fanning, D. S.; Hossner, L. R. (eds.), *Acid Sulfate Weathering*. Soil Science Society of America, Wisconsin, pp. 37-56. (SSSA Special Publication Number 10).

Olivier, J-M., Dole-Olivier, M-J., Amoros, C., Carrel, G., Malard, F., Lamouroux, N. & Bravard, JP., 2009. The Rhône River basin. In: Tockner, K., Uehlinger, U. & Robinson, C.T., (eds.), *Rivers of Europe*. Burlington, Elsevier Science, 247-295

Pfiffner, O.A., 2014. *Geology of the Alps: revised and updated translation of Geologie der Alpen*. 2nd ed. Oxford, Wiley Blackwell, 368 p.

Pirajno F., 2013. *Effects of metasomatism on mineral systems and their host rocks: alkali metasomatism, skarns, greisens, tourmalinites, rodingites, black-wall alteration and listvenites*. In: Harlov & Austrheim (eds). *Metasomatism and the chemical transformation of rock: the role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes*. Springer, Berlin, Lecture Notes in Earth System Sciences. 203-251.

Ribes, C., Ghienne, J. F., Manatschal, G., Dall'Asta, N., Stockli, D. F., Galster, F., ... & Karner, G. D., 2020. *The Grès Singuliers of the Mont Blanc region (France and Switzerland): stratigraphic response to rifting and crustal necking in the Alpine Tethys*. *International Journal of Earth Sciences*, 1-28.

Schmidt, C., 1902. *Die Bleiglanz – und Eisenerzlagertstätten im Val d'Entremont un Val de Ferrex* (La galène et les gisements de minerais de fer dans le Val D'entremont et le Val Ferret). 6p, inédit

Schmidt, C., 1920. *Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse : 1 : 500000 : I. Charbons : Asphalte, Pétrole, Gaz naturels, Schistes bitumineux : II. Sels. : III. Minerais*. Edition française. Bâle, Birkhaeuser & Cie, 256 p.

Sillitoe, R. H. & Clark, A. H., 1969. *Copper and copper-iron sulfides as the initial products of supergene oxidation, Copiapó mining district, northern Chile*. *Am. Mineral.*, 54, 1684-1710.

Spiridonov, E.M., Sokolova, N.G., Gapeev, A.K., Dashevskaya, D.M., Evstigneeva, T.L., Chvileva, T.N., Demidov, V.G., Balashov, E.P., and Shulga, V.I. (1986) A new mineral—argentotennantite. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 290, 206–210 (in Russian).

Tagini, B., 1951. *Etude métallogénique du gisement de l'Amône (Val Ferret)*, Travail de Diplôme, Lausanne, Université de Lausanne, 45 p, inédit.

Taylor, R., 2011. *Gossans and leached cappings: field assessment*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 146 p.

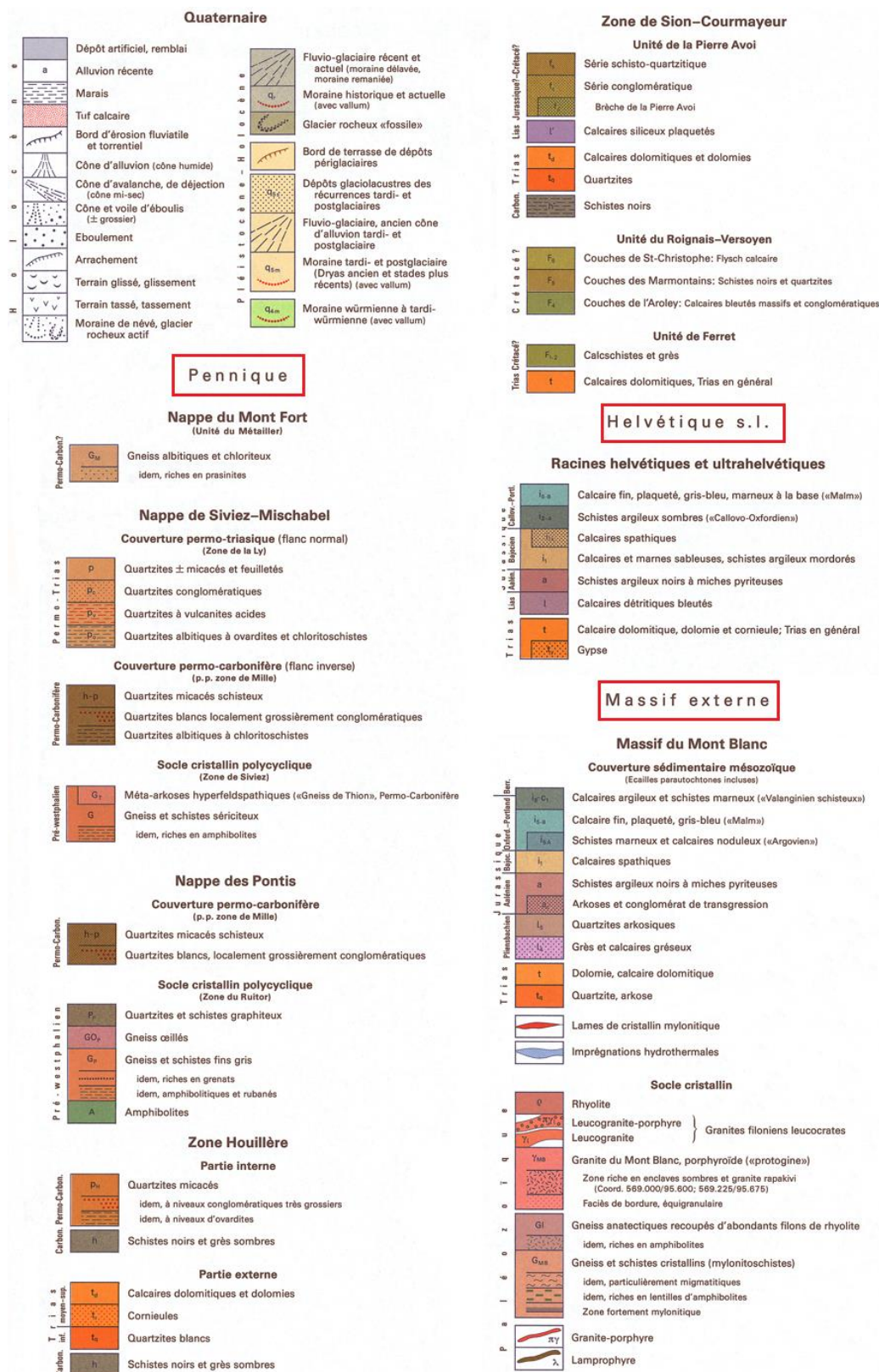
Turkunal, S., 1942. *Le gisement de l'Amône*, Travail de Diplôme, Lausanne, Université de Lausanne, 33 p, inédit.

Welch, M. D., Stanley, C. J., Spratt, J., & Mills, S. J., 2018. *Rozhdestvenskayaite Ag₁₀Zn₂Sb₄S₁₃ and argentotetrahedrite Ag₆Cu₄ (Fe²⁺, Zn)₂Sb₄S₁₃: two Ag-dominant members of the tetrahedrite group*. *European Journal of Mineralogy*, 30(6), 1163-1172.

Zhao, J., Brugger, J., Ngothai, Y., & Pring, A., 2014. *The replacement of chalcopyrite by bornite under hydrothermal conditions*. *American Mineralogist*, 99(11-12), 2389-2397.

9. Annexes

Annexe 1 : Légende de la carte géologique de la région d'Orsières (Confédération suisse, 2019c).



Annexe 2 : Planche des échantillons AMO 1 à 16.



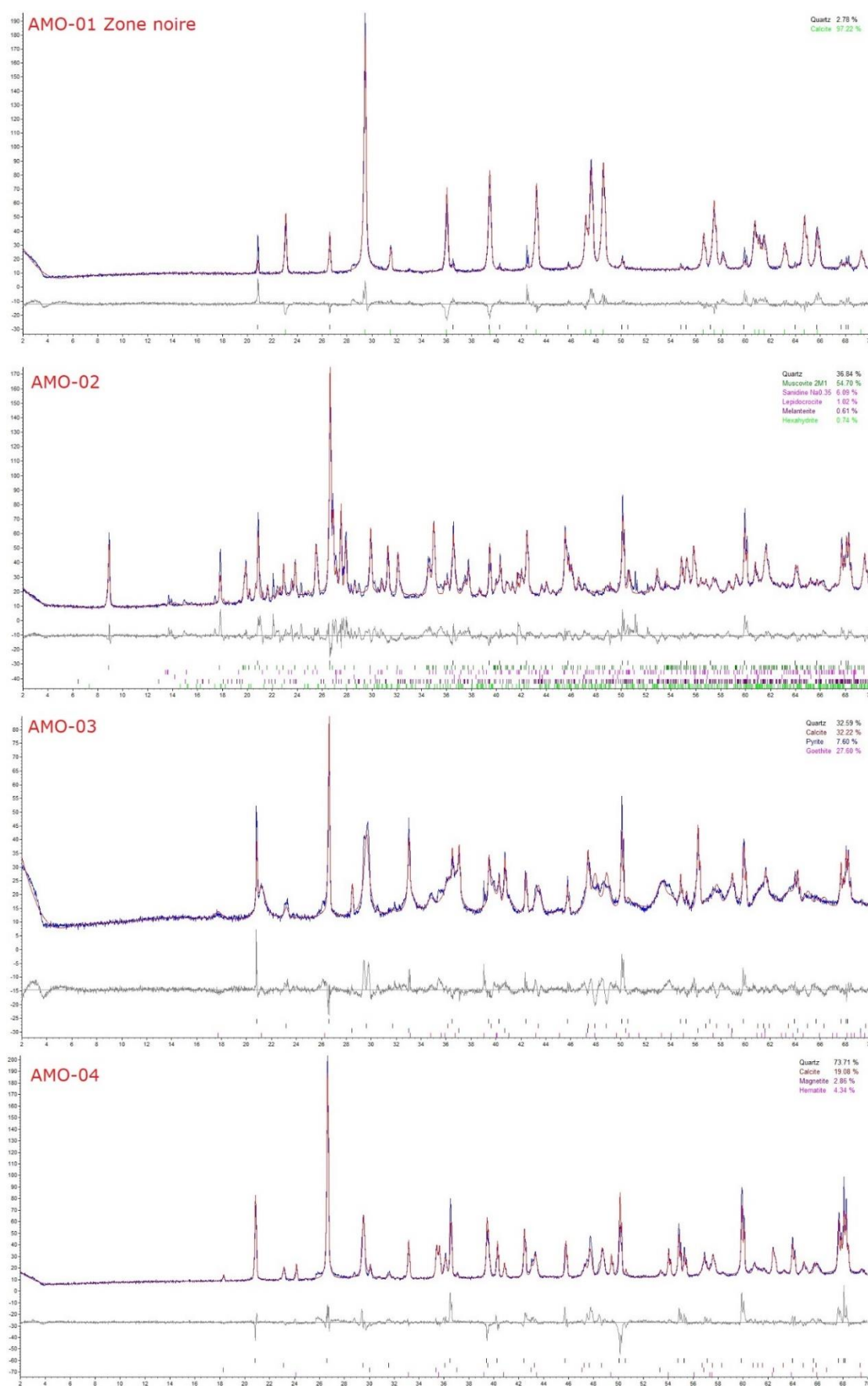
Annexe 3 : Planche des échantillons AMO 17 à 32



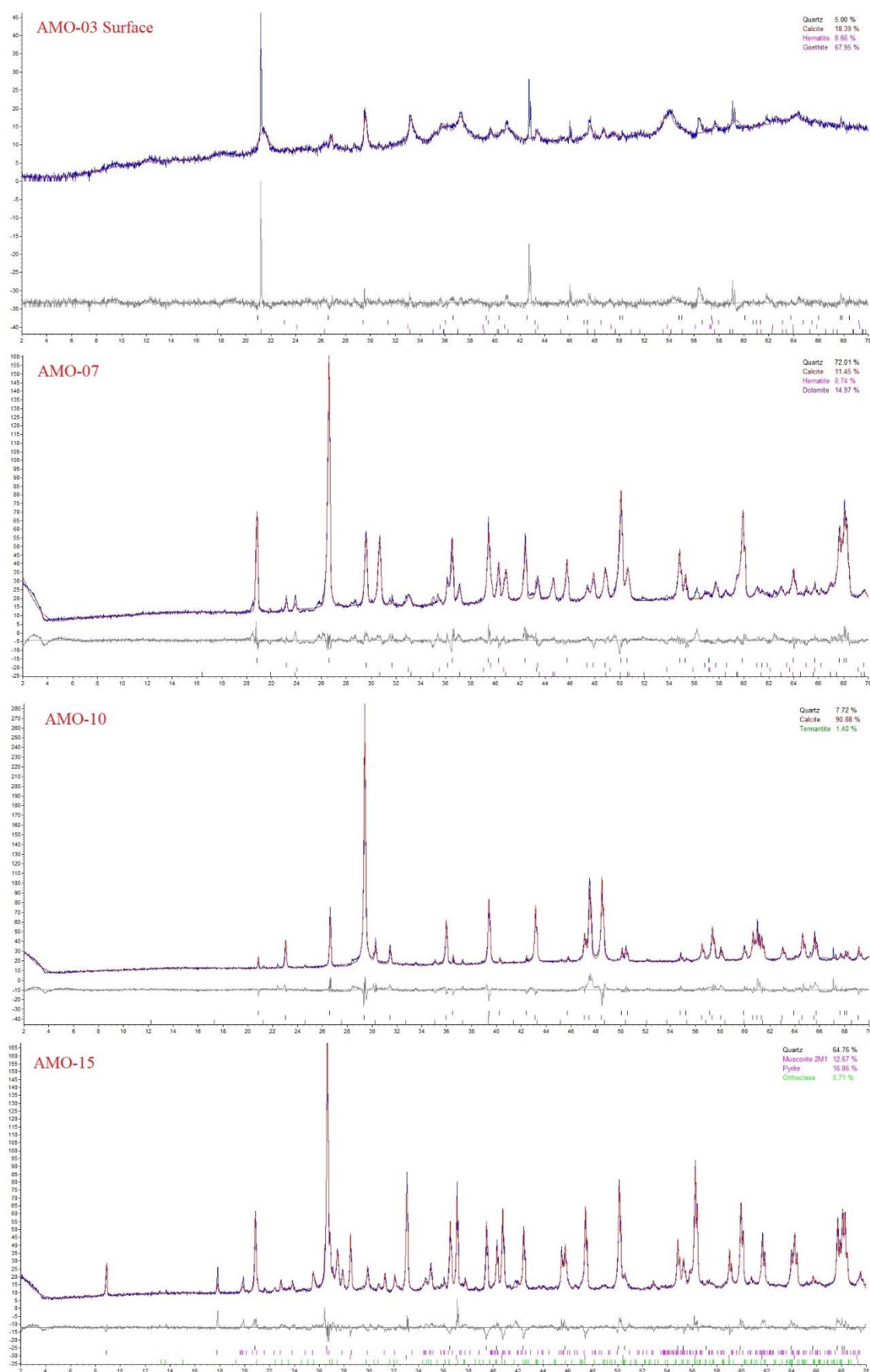
Annexe 4 : Tableau récapitulatif de la localisation, des espèces recensées dans les différents échantillons et des différentes méthodes utilisées (DRX- diffraction des rayons X, MEB - Microscopie électronique à balayage, RFL – microscopie à réflexion et FRX – fluorescence aux rayons X)

Echantillon	Localisation	Minéralogie macroscopique	Minéralogie microscopique	Méthode utilisée
AMO 01	Récolté sur le flanc sud de la dalle au niveau de la zone sombre dans les calcaires blancs	Calcite - Quartz - Restes de pyrite	Quartz - Calcite	DRX
AMO 02	Récolté sur le flanc sud de la dalle à proximité de la trainée ocre qui borde la galerie III	Micas	Quartz - Muscovite - Sanidine - Lépidocrocite - Mélanterite - Hexahydrite	DRX
AMO 03	Récolté dans un cône d'éboulis situé en aval de la galerie IV	Goethite - Calcite	Quartz - Calcite - Pyrite - Goethite	DRX
AMO 04	Récolté dans la Halde I à la base de la dalle (est) (N°45.94242 E°007.09387)	Quartz (silicification) - Hématite - Magnétite	Quartz - Calcite - Magnétite - Hématite	DRX
AMO 05	Echantillon historique envoyé par Nicolas Meisser	Magnétite - Hématite	Scheelite, sidérite, apatite, quartz, hématite, magnétite	MEB - RFL
AMO 06	Echantillon historique envoyé et récolté (27.05.1994) par Nicolas Meisser	Magnétite - Hématite		
AMO 07	Echantillon historique envoyé par Nicolas Meisser et récolté par Bersier Arnold (01.01.1943)	Hématite - Ankérite - Dolomite	Quartz - Calcite - Hématite - Dolomite	DRX - RFL
AMO 08	Echantillon historique envoyé et récolté (27.05.2994) par Nicolas Meisser	Magnétite - Hématite - Oxyde de manganèse	Hématite - Quartz - Calcite (fer + Mn) - Barite	MEB-RFL
AMO 09	Récolté dans la Halde I à la base de la dalle (est) (N°45.94242 E°007.09387)	Malachite - Calcite - Dépôt noir (?)		
AMO 10	Récolté sur le paroi sud de la dalle dans la zone à cuivre (N°45.94160 E°007.09359)	Malachite - Calcite - Tennantite	Quartz - Calcite - Tennantite - covellite - Chalcoppyrite - Bornite	DRX-RFL
AMO 11	Récolté sur le paroi sud de la dalle dans la zone à cuivre (N°45.94160 E°007.09359)	Azurite - Malachite - Calcite	Tennantite - Quartz - Galène - Fluorite - Calcite - Chalcoppyrite - Gersdorffite	MEB - RFL
AMO 12	Echantillon historique envoyé par Nicolas Meisser et récolté par Ansermet Stefan	Bornite - Malachite - Calcite	Bornite - Chalcoppyrite - Quartz - Malachite - covellite - Anomalous Bornite	MEB - RFL
AMO 13	Echantillon historique envoyé par Nicolas Meisser et récolté par Mouron François (16.06.2019)	Galène - Pyrite - Chalcoppyrite - Calcite	Pyrite - Galène - Barite - Anglésite - Quartz	MEB-RFL
AMO 14	Echantillon historique envoyé et récolté (02.07.1980 (galerie IV) par Nicolas Meisser	Quartz - Pyrite	Quartz - FK (sanidine) - Galène - Pyrite	MEB-RFL
AMO 15	Récolté sur le cône d'éboulis en face de la zone à cuivre (paroi sud) (N°45.94160 E°007.09359)	Pyrite - Pyrite - "Limonte"	Quartz - Muscovite - Pyrite - Orthoclase	DRX
AMO 16	Récolté dans la Halde I à la base de la dalle (est) (N°45.94242 E°007.09387)	Pyrite - Rosénite - Quartz		
AMO 17	Récolté dans la Halde I à la base de la dalle (est) (N°45.94242 E°007.09387)	Barite		
AMO 18	Echantillon historique envoyé par Nicolas Meisser et récolté par Mouron François	Chalcoppyrite - Barite - Malachite - goethite	Spalérite - Barite - Pyrite - Sidérite - Gypse - Quartz	DRX - MEB - RFL - FRX
AMO 19	Récolté dans le gossans à proximité de la galerie IV (N°45.94275, E°007.09401)	Pyrite - goethite-barite-quartz	Quartz - Barite	DRX
AMO 20	Echantillon historique envoyé par Nicolas Meisser et récolté par Bersier Arnold (01.01.1943)	"Limonte" (goethite)	Calcite - Gypse - Quartz - Goethite	DRX - FRX
AMO 21	Echantillon historique envoyé par Nicolas Meisser	Pyrite - Galène	Pyrite - Galène - Calcite - Spalérite	DRX - MEB - RFL - FRX
AMO 22	Echantillon historique envoyé par Nicolas Meisser et récolté par Mouron François	Magnétite - Goethite	Quartz - Magnétite - Hématite - Calcite	DRX - RFL - FRX
AMO 23	Récolté au dessus de la galerie IV à la base de la dalle (N°45.94275, E°007.09401)	Magnétite - Hématite - Quartz - Sidérite (?)		
AMO 24	Récolté au dessus de la galerie II sur le flanc sud de la dalle	Pyrite - Quartz - Calcite		
AMO 25	Récolté dans la Halde I à la base de la dalle (est) (N°45.94242 E°007.09387)	Quartz - Feldspath		
AMO 26	Récolté dans la Halde I à la base de la dalle (est) (N°45.94242 E°007.09387)			
AMO 27	Echantillon historique envoyé et récolté (02.07.1980 (galerie IV) par Nicolas Meisser	Pyrite (+) ou Marcasite		
AMO 28	Récolté dans un cône d'éboulis situé en aval de la galerie IV	Rhyolite (Quartz - Feldspath - Biotite)		
AMO 29	Récolté dans un cône d'éboulis situé en aval de la galerie IV	Apilite (Quartz - Feldspath)		
AMO 30	Récolté dans la Halde I à la base de la dalle (est) (N°45.94242 E°007.09387)	Calcite		
AMO 31	Récolté au fond de la galerie III (bloc posé sur la paroi - position exacte inconnue)	Schiste - Restes de pyrite		
AMO 32	Récolté dans la Halde I à la base de la dalle (est) (N°45.94242 E°007.09387)	Pyrite - Quartz - Calcite		

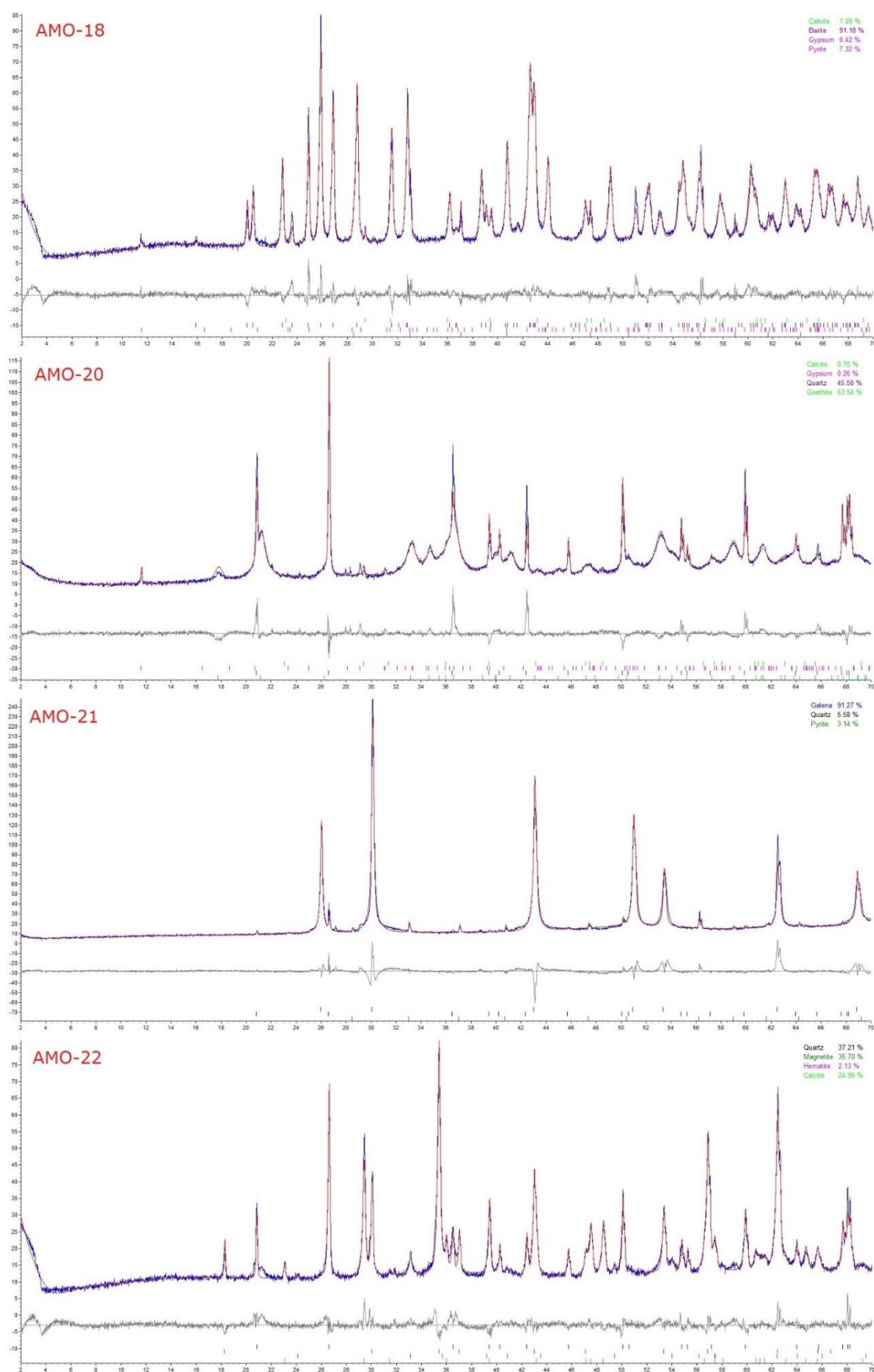
Annexe 5: Diffractogrammes des échantillons AMO 01, 02, 03 et 04



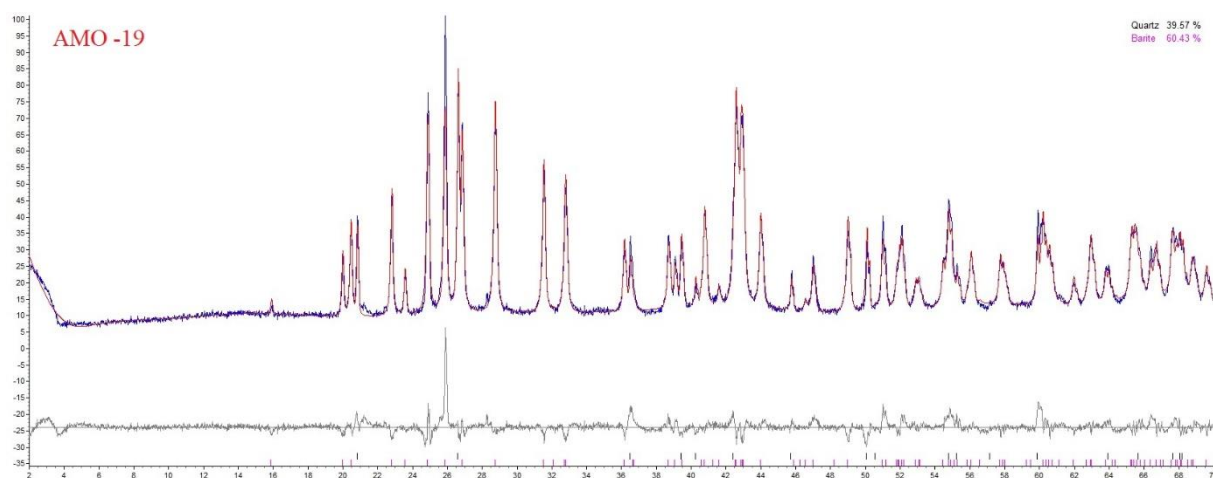
Annexe 6 : Diffractogrammes des échantillons AMO 03-Surface, 07, 10 et 15



Annexe 7 : Diffractogrammes des échantillons AMO 18, 20, 21 et 22



Annexe 8 : Diffractogramme de l'échantillon AMO 19



Annexe 9 : Données XRF des échantillons AMO 18 – 20 – 21 - 22

	AMO 18	AMO 20	AMO 21	AMO 22
Mg	1,737	1,905	2,132	0,84
Mg Error	0,811	0,549	0,858	0,495
Al	0,702	0,501	0,803	0,309
Al Error	0,114	0,089	0,134	0,083
Bal	34,576	48,388	25,328	33,279
Bal Error	0,807	0,536	1,941	0,484
Si	0,657	9,277	1,227	6,781
Si Error	0,032	0,123	0,046	0,075
P	0,166	0,107	0,836	0,223
P Error	0,022	0,017	0,034	0,012
S	13,746	2,875	24,079	0,631
S Error	0,078	0,039	0,286	0,011
Cl	<LOD	0,078	0,381	0,105
Cl Error	0,007	0,004	0,013	0,003
K	<LOD	<LOD	<LOD	<LOD
K Error	0,036	0,05	0,057	0,031
Ca	0,612	0,726	<LOD	8,084
Ca Error	0,033	0,076	0,055	0,133
Ti	<LOD	<LOD	<LOD	<LOD
Ti Error	0,131	0,027	0,014	0,024
V	<LOD	0,017	0,021	0,015
V Error	0,074	0,011	0,007	0,006
Cr	0,052	0,034	<LOD	0,038
Cr Error	0,017	0,01	0,013	0,007
Mn	0,199	0,256	0,136	0,818
Mn Error	0,035	0,019	0,019	0,02
Fe	9,973	35,461	0,889	48,285
Fe Error	0,146	0,385	0,044	0,382
Co	<LOD	<LOD	0,037	<LOD
Co Error	0,037	0,059	0,014	0,072
Ni	0,119	0,048	0,104	0,054
Ni Error	0,012	0,008	0,012	0,006
Cu	0,205	0,091	0,079	0,071
Cu Error	0,011	0,009	0,01	0,006
Zn	0,093	0,096	<LOD	<LOD
Zn Error	0,006	0,007	0,009	0,005

	AMO 18	AMO 20	AMO 21	AMO 22
As	0,045	0,006	3,224	0,039
As Error	0,006	0,002	0,142	0,005
Se	<LOD	<LOD	0,014	<LOD
Se Error	0,002	0,002	0,007	0,002
Rb	<LOD	<LOD	<LOD	<LOD
Rb Error	0,002	0,002	0,009	0,002
Sr	0,406	<LOD	<LOD	0,005
Sr Error	0,007	0,002	0,005	0,001
Zr	<LOD	<LOD	<LOD	<LOD
Zr Error	0,002	0,002	0,006	0,002
Nb	<LOD	<LOD	<LOD	<LOD
Nb Error	0,002	0,002	0,002	0,002
Mo	0,005	<LOD	<LOD	0,003
Mo Error	0,001	0,002	0,002	0,001
Pd	0,002	<LOD	0,015	<LOD
Pd Error	0,001	0,002	0,004	0,002
Ag	0,002	<LOD	0,042	<LOD
Ag Error	0,001	0,002	0,006	0,002
Cd	<LOD	0,002	0,016	<LOD
Cd Error	0,002	0,001	0,005	0,002
Sn	<LOD	0,004	0,018	0,002
Sn Error	0,003	0,002	0,007	0,001
Sb	0,004	<LOD	0,06	0,02
Sb Error	0,002	0,003	0,01	0,002
Ba	36,418	0,026	<LOD	0,074
Ba Error	0,598	0,008	0,044	0,007
W	0,089	0,059	0,171	0,124
W Error	0,016	0,014	0,064	0,011
Au	<LOD	<LOD	<LOD	<LOD
Au Error	0,007	0,002	0,041	0,003
Pb	0,19	0,012	40,381	0,195
Pb Error	0,006	0,002	1,437	0,006
Bi	<LOD	<LOD	<LOD	<LOD
Bi Error	0,006	0,003	0,069	0,003