Centre Val de Loire UNIVERSITÉ

UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

UNIVERSITE D'ORLEANS

ÉCOLE DOCTORALE

ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

THÈSE présentée par :

Florent CHEVAL-GARABEDIAN

Soutenue le : **11 juin 2019**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre / Métallogénie

Les minéralisations à Sb et Au tardi-varisques : vers un modèle génétique unifié ?

Exemples du Massif armoricain et du Massif central

THÈSE dirigée par :

Eric MARCOUX	Professeur, Université d'Orléans
Michel FAURE	Professeur (ER), Université d'Orléans

RAPPORTEURS :

Anne-Sylvie ANDRE-MAYER	Professeur, Université de Lorraine
Georges BEAUDOIN	Professeur, Université Laval, Québec

JURY :

Anne-Sylvie ANDRE-MAYER	Professeur, Université de Lorraine
Georges BEAUDOIN	Professeur, Université de Laval, Québec
Laurent BAILLY	Ingénieur de Recherche, BRGM
Flavien CHOULET	Maitre de conférences, Université de Franche-Comté
Eric MARCOUX	Professeur, Université d'Orléans
Michel FAURE	Professeur (ER), Université d'Orléans
Michel BONNEMAISON	Docteur d'état, e-Mines

Remerciements

L'aboutissement de ces 3 années de doctorat ont été un vrai apprentissage professionnel, mais aussi personnel durant lesquelles j'ai eu la chance de travailler avec des personnes venant d'horizons différents, mais aussi de lier de nouvelles amitiés. Je tiens donc à leurs adresser mes remerciements les plus sincères.

Un grand merci à mes directeurs de thèse Michel Bonnemaison et Éric Marcoux pour l'opportunité d'effectuer un tel projet, pour la confiance qu'ils m'ont accordé depuis le master, le partage de connaissance et la grande liberté dans l'orientation des travaux de recherche. J'adresse de chaleureux remerciements à Michel Faure pour avoir aimablement accepté de co-encadrer cette thèse, et pour sa participation active depuis le master. Merci beaucoup pour ton aide précieuse sur le terrain à déchiffrer les sens de cisaillement, car comme tu le dis si bien « une faille sans stries, c'est comme une valise sans poignées, ça ne sert à rien ». Merci aussi pour m'avoir transmis ton savoir et ta passion de la géologie structurale et du Varisque français.

Merci à l'équipe d'E-Mines pour leur accueil et les bons moments partagés au labo et aussi au bistrot : Jean-Louis Carba, Florent Carba, Matthieu, Elsa, Claude, Marie. Quentin Monge merci pour ta disponibilité et surtout pour tous les bons moments passés ensemble, aux quatre coins de la France et souvent en hiver ! Un grand merci à Thomas Poitrenaud, alias Tom Creuse pour son soutien à toutes épreuves, au travail et dans la vie de tous les jours. Merci pour ton aide précieuse pour la modélisation 3D, ta bonne humeur, ton enthousiasme, ta vision positive et éclairée du monde minier, sans oublier les terrains agréables sur Salau ou dans les Mauges, et les très bons moments passés en ta présence au café(-goutte), VB…

Un grand merci à l'ensemble de l'équipe de Variscan Mines : Anne-Sophie Audion, Guillaume Raoult (Ptit Gui), Patrick Lebret, Michelle Morillon et Jack Testard. C'est là où tout a commencé ! Un remerciement spécial à Jérôme Gouin (TonTone) et Maxime Picault qui m'ont vu grandir (professionnellement) durant ces années, qui m'ont toujours soutenu, encouragé et permis d'acquérir bon nombre de compétences. Merci pour les bons moments passés au quotidien, sans vous tout aurait été moins agréable. Merci pour les Suzes à l'Anti'c !

Ce projet a été le fruit de nombreuses collaborations académiques, je tiens ici à exprimer mes chaleureux remerciements à l'ensemble du laboratoire ISTO et plus particulièrement l'équipe mesures physiques : merci aux litholamelleurs Sylvain Janiec et Jean-Gabriel Badin pour leur travail et leur disponibilité, merci à Patricia Benoist pour les préparations et le MEB, merci à Ida di Carlo pour le volet microsonde, cathodo, Saskia Erdmann pour les mesures LA-ICP-MS, et Philippe Penhoud pour la DRX, ainsi qu'à Marielle Hatton pour tous les services. Merci aussi à l'équipe administrative de l'ISTO qui a facilité le déroulement des travaux. Un grand merci également à Laurent Bailly pour m'avoir initié au monde des inclusions fluides, pour ses conseils avisés, les discussions les bons moments et sa patience, Claudie Hulin et Hugues Raimbourg pour leurs conseils et les discussions sur les inclusions et les quartz, Guillaume Bertrand pour m'avoir donné l'opportunité de participer à ses projets et pour toute l'aide qu'il m'a fourni. Merci à Pol Urien, Jérémie Melleton, Nicolas Charles, Bruno Tourlière, Luc Barbanson, Stanislas Sizaret, Yannick Branquet, Romain Augier, Michel Pichavant, Colette Derré, Marc Poujol, Bleuënn Guéguen, Eric Gloaguen.

Je remercie ensuite Anne-Sylvie Andre-Mayer et Georges Beaudoin d'avoir accepté d'évaluer ce modeste travail de thèse en tant que rapporteurs et d'avoir fait le déplacement jusqu'à Orléans pour la soutenance. Je tiens également à remercier Laurent Bailly, Flavien Choulet, Michel Bonnemaison d'avoir participé à mon jury de thèse.

Un grand merci à tous les copains de l'ISTO : Vivi, Juju et Niko, Morgane (Momo), Eloïse, Chlochlo, Zimzim, Laurianne, Amélie, Anaëlle, Fengfeng et Clément, Elodie, Clara, Maria, Alexane, Kévin, Alex et Justine, Bryan(ek), Sidi Hugo, Maxime, Benjamin, Vincent, Rabi, Tiago, Mohammed, Thomas, Hugo, Clément, Arnaud, Adoum, Benoit, Armel, Anthony. Vous avez toujours été là, surtout dans les moments difficiles, merci pour votre amitié. Merci pour ces beaux moments passés avec vous, pour votre bonne humeur, les discussions, les pauses café, VB, Charbon, Dixfuts…

Un merci particulier à mes amis d'enfance, ma deuxième famille, qui m'ont toujours soutenu dans mes choix et pour cette franche est longue amitié qui nous lie : Cassandra, Amélie, Julia, Séverine, Céline, Coco, Roxane, Victor, Florent, Florian, Rémi, Faffe, et aux vieux amis de promo de Nice et d'Orléans.

Un énorme merci à mes parents et ma famille pour leurs soutiens et encouragements, rien n'aurait été possible sans eux.

Enfin je dédie ce travail à ma grand-mère Mireille qui a toujours été une source d'inspiration, je ne t'oublie pas, et à Anaïs ma nouvelle source d'inspiration, merci pour avoir apporté un équilibre dans ma vie, être là au quotidien, et croire en nous. Je nous souhaite le meilleur pour l'avenir, qu'il soit toujours riche et plein d'aventures.

Table des matières

Chapitre I 11
Introduction 11
1.1. Contexte de l'étude et problématique 13
1.2. L'antimoine un ancien métal toujours d'actualité 15
1.2.1. Propriétés physiques, chimiques et abondance dans la croûte terrestre 15
1.2.2. Usages 16
1.2.3. Toxicité 18
1.2.4. Substitution 18
1.2.5. Consommation et économie 19
1.2.6. Production minière et réserves mondiales 20
1.2.7. Criticité 22
1.3. Gîtologie de l'antimoine 23
1.3.1. Les principaux minéraux antimonifères 23
1.3.2. Principaux types de gisements et localisation 24
1.3.3. Les gisements filoniens à antimoine et antimoine-or 28
1.3.4. Modèles et processus de mise en place des gisements filoniens à antimoine et antimoine-or 29
1.4. Les minéralisations antimonifères françaises 31
1.4.1. Typologie, répartition spatiale et données historiques 31
1.4.2. Etat des lieux en 2017 35
1.4.3. Modèles gîtologiques proposés 40
1.5. Les zones d'études sélectionnées 45
Chapitre II 47
Les minéralisations à antimoine et antimoine-or du domaine Vendéen 47
Généralités sur la chaîne varisque en Europe de l'Ouest 49
2.1. Contexte géologique et métallogénique régional 55
2.1.1. Architecture du Massif armoricain 55
2.1.2. Les grandes unités lithostructurales du domaine Vendée-Mauges 56
2.1.3. Contexte structural 63
2.1.4. Contexte métallogénique du domaine Vendée-Mauges 68
2.2. Contexte géologique et métallogénique du district de Vendée 72

2.2.1. Localisation 72
2.2.2. Présentation des différentes unités du secteur 74
2.2.3. Les minéralisations à antimoine, historique et importance économique 82
2.3. Contrôle structural des minéralisations à l'échelle du district 88
2.3.1. Introduction 88
2.3.2. Contrôle structural 89
2.4. Description des minéralisations et typologie des faciès minéralisés 95
2.4.1. Introduction 95
2.4.2. Le champ filonien des Brouzils- la Télachère 96
2.4.3. Le champ filonien de Mesnard-la Barotière 103
2.4.4. Le champ filonien de Rochetrejoux le Boupère 107
2.4.5. Le champ filonien de la Baussonière 112
2.4.6. Le champ filonien des Essarts 114
2.4.7. Synthèse des observations 116
2.5. Caractérisation des altérations hydrothermales 118
2.5.1. Objectifs de l'étude et méthodologie 118
2.5.2. Minéralogie des altérations 120
2.5.3. Géochimie des altérations 125
2.5.4. Synthèse des résultats 127
2.6. Etude minéralogique des minéralisations 129
2.6.1. Introduction 129
2.6.2. Stade 1 : stade précoce ferro-arsénié 130
2.6.3. Stade 2 : stade intermédiaire à métaux de base 137
2.6.4. Stade 3 : stade à antimoine 139
2.6.5. Stade 4 : stade tardif 143
2.6.6. Place de l'or dans la paragenèse 144
2.7. Synthèse et discussion des résultats 146
2.7.1. Mécanismes de formation et évolution des minéralisations à antimoine et antimoine-or 146
2.7.2. Contrôle structural et âge relatif des minéralisations 150
Chapitre III 153
Modélisation 3D du gisement des Brouzils 153
3.1. Objectifs 155
3.2. Compilation et valorisation des données historiques 155
3.2.1. Données disponibles 155

3.2.2. Structure et harmonisation de la base de données des sondages 157
3.3. Géométrie 3D du corps minéralisé 159
3.3.1. Modélisation des sondages historiques et des travaux miniers 159
3.3.2. Modélisation des corps minéralisés 160
3.4. Estimation actualisée des ressources 163
3.4.1. Introduction 163
3.4.2. Harmonisation des données et étude variographique 164
3.4.3. Création du modèle de bloc 166
3.4.4. Nouvelle estimation des ressources 167
3.5. Synthèse et perspectives économiques 171
Chapitre IV 177
Le district à or et antimoine de La Bellière (Massif armoricain) : ses processus métallogéniques et sa place dans l'architecture varisque 177
4.1. Introduction 182
4.2. Regional geological background 184
4.2.1. The Armorican Massif 184
4.2.2. The Ligerian domain 185
4.2.3. Geological settings of the La Bellière ore district 188
4.3. Sampling and analytical methods 190
4.4. Field and structural aspects 191
4.4.1. The different vein families 191
4.4.2. The N60-90°E gold-bearing quartz veins 193
4.4.3. The N10-20°W and N10-30°E Sb-bearing quartz veins 195
4.4.4. The N130-140°E quartz veins and fault networks 196
4.4.5. The N85-50°S faults 197
4.4.6. The N90-120°E barren quartz veins 197
4.5. Ore and gangue mineralogy 197
4.5.1. Gold bearing quartz vein 198
4.5.2. Sb-bearing quartz veins 203
4.6. Arsenopyrite chemistry and thermometry 206
4.7. Discussion and interpretations 209
4.7.1. Structural controls of the gold and Sb deposition 209
4.7.2. Mineralogical evolution and emplacement model for the gold mineralization 212
4.7.3. Mineralogical evolution and emplacement model for the Sb mineralization 214

4.7.4. Timing of the gold and Sb ore deposition 215
4.7.5. Genetic model and comparison with other Variscan deposits 216
4.8. Conclusion 219
Données complémentaires : étude des altérations hydrothermales des minéralisations aurifères 226
Données complémentaires : répartition de l'or dans les différentes structures filoniennes minéralisées 236
Chapitre V 241
La minéralisation à antimoine et or (tungstène) du district de la Lucette (Mayenne) 241
5.1. Cadre géologique et métallogénique 243
5.1.1. Contexte géologique régional 243
5.1.2. Contexte géologique local 245
5.1.3. Le gisement de la Lucette, historique et importance économique 246
5.1.4. La minéralisation auro-antimonifère de la Lucette 247
5.2. Typologie des faciès minéralisés du gisement de la Lucette 252
5.3. Etude minéralogique, texturale et géochimique de la minéralisation 256
5.3.1. Introduction 256
5.3.2. Stade 1 : stade précoce à tungstène 256
5.3.3. Stade 2 : stade à arsenic 258
5.3.4. Stade 3 : stade intermédiaire à métaux de base 263
5.3.5. Stade 4 : stade à antimoine et or 264
5.3.6. Place et habitus de l'or libre dans la paragenèse 269
5.4. Résultats géochronologiques 272
5.4.1. Objectifs et méthodologie 272
5.4.2. Résultats obtenus 273
5.5. Synthèse et discussion des résultats 274
5.5.1. Mécanismes de formation et évolution de la minéralisation 274
5.5.2. Habitus et évolution de l'or 276
5.5.3. Contrôle structural et âge de la minéralisation 277
Chapitre VI 281
Les minéralisations filoniennes à antimoine-or et tungstène-arsenic-or du district de Brioude-Massiac (Massif central) 281
6.1. Contexte géologique et métallogénique 283
6.1.1. Contexte géologique régional 283
6.1.2. Contexte géologique du district 284
6.1.3. Historique et importance économique 292

6.1.4. Etat de l'art sur les minéralisations 294
6.2. Contrôles structuraux des minéralisations à antimoine-or et tungstène-arsenic-or 299
6.2.1. Introduction et objectifs 299
6.2.2. Les minéralisations à antimoine-or de Lubilhac et Ouche 300
6.2.3. Les minéralisations à tungstène-arsenic-or de Bonnac-Scoufour 306
6.3. Etude minéralogique des structures filoniennes à antimoine-or et tungstène-arsenic-or 315
6.3.1. Textures et minéralogie des minéralisations à antimoine-or 315
6.3.2. Textures et minéralogie des minéralisations à tungstène-arsenic-or 325
6.3.3. Composition géochimique comparative des sulfures 334
6.4. Résultats géochronologiques 338
6.4.1. Objectifs et méthodologie 338
6.4.2. Résultats obtenus 339
6.5. Synthèse et discussion des résultats 340
6.5.1. Mécanismes de formation et évolution des minéralisations à antimoine-or 340
6.5.2. Mécanismes de formation et évolution des minéralisations à tungstène-arsenic-or 343
6.5.3. Contrôles structuraux et âges des minéralisations 346
6.5.4. Proposition d'un modèle de mise en place des minéralisations à l'échelle du district 350
Chapitre VII 353
Etude des fluides minéralisateurs 353
Apports des inclusions fluides et des compositions en éléments traces des scheelites et apatites 353
7.1. Introduction et objectifs 355
7.2. Etude microthermométrique des inclusions fluides 355
7.2.1. Méthodologie 355
7.2.2. Inclusions fluides de la minéralisation à antimoine-or (tungstène) de la Lucette 357
7.2.3. Inclusions fluides des minéralisations à antimoine-or de Vendée 366
7.3. Géochimie des terres rares et éléments traces des scheelites et apatites 375
7.3.1. Méthodologie 375
7.3.2. Résultats obtenus sur la minéralisation à antimoine-or (tungstène) de la Lucette 376
7.3.3-Données complémentaires sur le gisement de type « or orogénique » de la Bellière 377
7.3.4. Interprétations 379
Chapitre VIII 381
Discussions générales et conclusions 381
8.1. Morphologie et formation des minéralisations filoniennes à antimoine-or 383
8.1.1. Morphologie des minéralisations 383

8.1.2. Processus et environnement de formation 384
8.2. L'or dans les minéralisations à antimoine-or 385
8.2.1. Habitus et place de l'or 385
8.2.2. Les arsénopyrites aurifères des minéralisations à antimoine-or 386
8.2.3. Le cas de Brioude-Massiac 387
8.2.4. Evolution de l'or dans la paragenèse à antimoine-or 387
8.3. Evolution des fluides minéralisateurs 389
8.3.1. Origines et évolution des fluides dans le Massif armoricain 389
8.3.2. Comparaison avec le Massif central et le type « or orogénique » 391
8.4. Discussion sur la source de l'antimoine 391
8.5. Nouvelles contraintes sur l'âge des minéralisations de type « or orogénique » et antimoine-or du Massif armoricain 392
8.5.1. Un évènement aurifère à 340-325 Ma dans le Massif armoricain 392
8.5.2. Un évènement à antimoine-or autour de 300 Ma dans l'ensemble du Massif armoricain 394
8.5.3. Comparaison avec le Massif central 395
8.6. Les minéralisations filoniennes à antimoine dans le monde 401
8.7. Métallotectes et éléments valorisants des minéralisations à antimoine-or 402
8.7.1. Les métallotectes 402
8.7.2. L'or et le tungstène : des accompagnants valorisants 403
8.8. Perspectives 404
8.9. Conclusions 406
Références Bibliographiques 411
Liste des figures 435
Liste des tableaux 452
Liste des annexes 453
Annexes 456

Chapitre I

Introduction

Chapitre 1. Introduction

1.1. Contexte de l'étude et problématique

La réalisation de ces travaux de thèse s'inscrit dans la politique de Recherche & Développement de l'entreprise de service à l'exploration minière e-Mines qui a financé intégralement cette thèse à travers un système de bourse CIFRE en collaboration avec l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans. Parmi les métaux recherchés à l'heure actuelle l'antimoine (Sb) occupe une place de choix, car cette substance est classée « critique » par l'Union Européenne. En effet son économie est fortement contrôlée par la production chinoise, malgré des besoins industriels de plus en plus importants, notamment dans le domaine de l'ignifugation, et la totalité des besoins français sont dépendants de son importation.

La France possède de fortes potentialités en antimoine, elle en fut au début du 20ème siècle le premier producteur mondial grâce notamment à la mine de la Lucette. Malgré cette intense exploitation la connaissance scientifique reste incomplète, avec notamment l'absence de modèle métallogénique clair. A ce constat, il faut ajouter l'absence de travaux scientifiques détaillés permettant la compréhension de leur genèse, depuis les années 1990. En effet, les travaux scientifiques se sont généralement limités à la description des minéralisations à l'échelle des districts, sans proposer de modèle cohérent à l'échelle d'une province comme le Massif armoricain. De même l'exploration était le plus souvent « mono-minérale » et les relations entre l'antimoine et d'autres métaux comme l'or (Au) n'ont été que très rarement étudiées en détail. Ces travaux de thèse ont aussi été encouragés par le regain d'intérêt de la part des acteurs miniers en France métropolitaine avec notamment l'octroi par l'état français de permis d'exploration minier, comme celui qui couvre le district aurifère de la Bellière (société Variscan Mines) ou celui à antimoine de Vendée (Scotgold ressources), qui annonce les prémisses d'un renouveau minier français.

Dans ce contexte, cette thèse s'est fixée comme objectif scientifique de redéfinir la carte d'identité des minéralisations filoniennes à antimoine en essayant de fournir des réponses aux questions suivantes :

- Quelles nouvelles contraintes pour proposer un modèle métallogénique actualisé de ces minéralisations ?

- Est-il pertinent de continuer à regrouper les minéralisations filoniennes à antimoine au sein d'un modèle métallogénique distinct ?

- Leur mise en place est-elle contrôlée par un système hydrothermal périgranitique comme classiquement proposé dans la littérature, ou bien la source des fluides est-elle à rechercher ailleurs ?

- Ces minéralisations étant de type filonien elles possèdent un contrôle structural prédominant. Quel en est sa nature précise et à quel évènement géotectonique peut-il être relié ?

- Quel est l'âge de mise en place et à quel(s) évènement(s) métallogénique(s) se rattache-t-il ?

- Est-ce que le modèle métallogénique et la période de mise en place sont les mêmes dans le Massif armoricain et le Massif central ?

- Quelle est la nature des relations entre l'antimoine et l'or à différentes échelles ?

- Y a-t-il des facteurs contrôlant la présence d'or ?

- Quels sont ses relations avec les autres métaux (Sn, W, Pb-Zn) ?

En plus de l'axe scientifique, **un axe plus appliqué, en lien avec l'exploration minière émerge**. La compréhension scientifique de ces objets géologiques, à l'échelle de la province a permis d'apporter de nouveaux guides d'exploration pour ces minéralisations ainsi que des indicateurs pour définir leurs potentiels aurifères afin d'optimiser la stratégie d'exploration et ainsi de réduire ses coûts. Pour ce faire, les travaux réalisés par l'auteur sur le district de la Bellière notamment se sont intégrés aux travaux d'exploration.

Quatre sites d'étude ont été choisis pour répondre à cette problématique, 3 sont situés dans le Massif armoricain : i) le district de la Bellière avec des minéralisations à antimoine spatialement associées à des minéralisations aurifères, ii) le district de Vendée pour ses minéralisations à antimoine seul et antimoine et or, et iii) le district de la Lucette pour sa minéralisation à antimoine-or et tungstène. Le district de Brioude-Massiac situé dans le cœur du Massif central a été sélectionné comme point de comparaison avec les districts du Massif armoricain. Leur étude a permis d'examiner la diversité de ce type de minéralisation à l'échelle des principaux domaines varisques français.

L'ensemble de ces sites a fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire, de l'échelle du district à l'échelle microscopique qui est replacée dans son contexte géologique. Après un chapitre d'introduction qui présente le contexte économique et les caractéristiques métallogéniques de ce type de minéralisation, le Chapitre 2 sera consacré à l'étude géologique, structurale et minéralogique des minéralisations de Vendée. Le chapitre 3 présentera une modélisation en 3 dimensions du gisement à antimoine des Brouzils (Vendée) afin de mieux comprendre la géométrie et la structuration de ce type de minéralisation. Dans le chapitre 4 il sera présenté les caractéristiques et l'histoire comparée des minéralisations filoniennes aurifères et à antimoine du district de la Bellière. Le chapitre 5 aborde les caractéristiques structurales et minéralogiques ainsi que de nouvelles données géochronologiques du district de la Lucette. Le chapitre 6 se penchera sur l'étude et la comparaison entre les minéralisations à antimoine et de celles à tungstène-arsenic-or du

district de Brioude-Massiac (Massif central). Une étude des inclusions fluides et des signatures en terres rares et éléments traces seront réalisées dans le chapitre 7 pour contraindre la source des fluides et leurs évolutions. Enfin le chapitre 8 synthétisera et discutera l'ensemble des résultats acquis afin de proposer un modèle métallogénique.

1.2. L'antimoine un ancien métal toujours d'actualité

1.2.1. Propriétés physiques, chimiques et abondance dans la croûte terrestre

L'antimoine est connu depuis l'antiquité sous sa forme trisulfurée, la stibine (Sb_2S_3), qui était notamment utilisée en poudre comme fard à paupière (khöl) par les égyptiens. Chez les romains, la stibine était principalement utilisée en médecine pour ses pouvoirs vomitifs et autres vertus thérapeutiques. Ces utilisations perdurèrent jusqu'au début du XX^{ème} siècle non sans être entachées de décès accidentels dus à une surconsommation du produit. Son étymologie provient soit du grec « *anti + monos* » qui signifie « *non seul* », car il est toujours accompagné d'autres éléments comme le plomb, l'or ou l'arsenic, soit du grec « *stimmi* » qui signifie « *fard d'antimoine* » ou encore du perse « *athmond* » qui, traduit plus tard en latin, donnera « *antimonium* ».

L'antimoine est un métalloïde qui possède des propriétés intermédiaires entre les métaux et les non métaux, au même titre que le silicium, le germanium, l'arsenic et le tellure. De couleur gris-argenté il occupe la 51ème position dans le tableau de Mendeleïev et se place dans la quinzième colonne avec l'azote, le phosphore, l'arsenic et le bismuth (Fig. 1). Il entretient principalement de grandes affinités avec l'arsenic et le bismuth avec lesquels il est fréquemment associé. Son point de fusion de 630,6°C est assez bas comparé aux autres métaux.

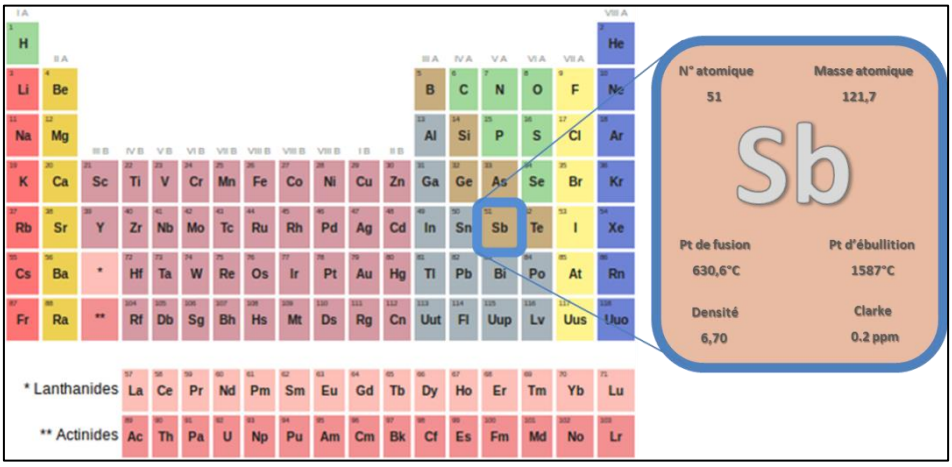


Figure 1 : Place de l'antimoine dans le tableau périodique des éléments et principales propriétés (modifié d'après www.Sql.ch).

Dans la nature il est stable à température ambiante et peut se rencontrer sous 2 états d'oxydation : Sb(III) et Sb(V). Dans les fuides hydrothermaux il est principalement présent sous sa forme Sb^{3+}. Dans les processus magmatiques, l'antimoine se comporte comme un élément faiblement incompatible (faible affinité avec la phase liquide lors de processus de cristallisation fractionnée) alors que dans les processus hydrothermaux, il est très volatile et cristallise sous la forme de sulfure et/ou sulfosels entre 350 et 150°C. Il peut aussi très facilement être mis en solution (action de lessivage) par des fluides hydrothermaux et notamment supracrustaux, de faible température entre 100-300°C (Obolensky et al., 2009) qui se développent dans un environnement épithermal (<250°C et entre 0-5 km de profondeur). C'est pourquoi l'antimoine se retrouve fréquemment associé à l'or, le mercure, l'arsenic dans les eaux géothermales (Yellowstone, USA ou Nouvelle-Zélande, White, 1981).

Son abondance moyenne dans la croûte terrestre (Clarke), est de 0,2 ppm ce qui est très supérieur à celle de l'or (4 ppb) mais reste faible par rapport aux autres métaux, elle est presque 10 fois inférieure à celle de l'arsenic. Il n'existe pas de consensus sur les lithologies les plus riches en antimoine, les chiffres varient suivant les auteurs. Toutefois il est possible de noter que les teneurs ne varient pas sensiblement entre les roches acides et les roches basiques (Table. 1 ; Turekian et Wedepohl, 1961 ; Levinson, 1980, in Smith et Huyck, 1999), elles sont les plus fortes dans les roches sédimentaires schisteuses et semblent avoir une plus faible affinité avec les roches mantelliques plus profondes.

Ultrabasite	Basaltes	Granites	Schistes	Schistes et argiles	Grés	Carbonates	Argiles
0,1	0,2	0,2	1,5	2	0,6	0,2	1

Tableau 1 : Teneurs moyennes dans les roches d'après Turekian et Wedepohl (1961), Levinson (1980) pour les basaltes et granite), Li (2000) pour le grés. Valeurs exprimées en ppm.

Rarement sous forme native, il se présente essentiellement sous la forme de stibine (Sb_2S_3) qui s'oxyde en valentinite (Sb_2O_3), sénarmontite (Sb_2O_5), ou sous forme de sulfosels : tétraédrite $(Cu,Fe,Ag,Zn)_{12}Sb_4S_{13}$; jamesonite $Pb_4FeSb_6S_{14}$; boulangérite $Pb_5Sb_4S_{11}$; bournonite $CuPbSbS_3$; semseyite $Pb_9Sb_8S_{14}$; berthiérite $FeSb_4S_4$; *etc.*. Plus d'une centaine de minéraux antimonifères sont recensés (Audion, 2012).

1.2.2. Usages

L'antimoine est commercialisé sous 4 formes : le trioxyde d'antimoine (Sb_2O_3) représente 60 % de la production d'antimoine, l'antimoine métallique, appelé régule, 36 % (environ une moitié sous forme de métal et une autre moitié alliée au plomb), l'antimoniate de sodium ($NaSbO_3$) représente 4 % et enfin le

tartrate de potassium et d'antimoine hydraté ($K(SbO)C_4H_4O_6.5H_2O$) principalement utilisé dans les verres et céramiques ne représente qu'une faible part des usages (Fig. 2).

Usages de l'antimoine sous sa forme d'oxydes

- Le secteur le plus consommateur d'antimoine est celui des retardateurs de flamme (Fig. 2 ; 50 % des usages), le trioxyde d'antimoine (Sb_2O_3) et le pentoxyde (Sb_2O_5) sont ajoutés dans les charges ignifugeantes incorporées aux plastiques, caoutchouc des gaines d'isolations des câbles électriques (réseaux électriques, appareils électriques, électroniques dans l'automobile, *etc.*), dans les peintures ou dans les textiles (tenues de pompiers), géotextiles et les bouteilles recyclables ;
- Les pigments et peintures (Fig. 2 ; pigment d'antimoniate de plomb ou 'jaune de Naples') ;
- Largement utilisé dans l'industrie plastique (Fig. 2), c'est le troisième secteur le plus demandeur en antimoine avec 7 % des usages. Il sert de base à la fabrication du plastique (les mélanges d'oxydes d'antimoine et matrice polymère contiennent jusqu'à 90 % de Sb_2O_3) dans l'estérification des fibres et résines de PET ainsi que dans la stabilisation des PVC ;
- Dans la métallurgie (Fig. 2 ; 6 % des usages), l'ajout d'oxydes d'antimoine et d'arsenic lors de l'électroextraction du zinc permet de capter les impuretés.
- L'oxyde d'antimoine et d'étain (ATO) est aussi utilisé dans l'industrie High-Tech, cellules photovoltaïques, écrans LCD et plasma pour ses propriétés de semi-conducteur transparent.

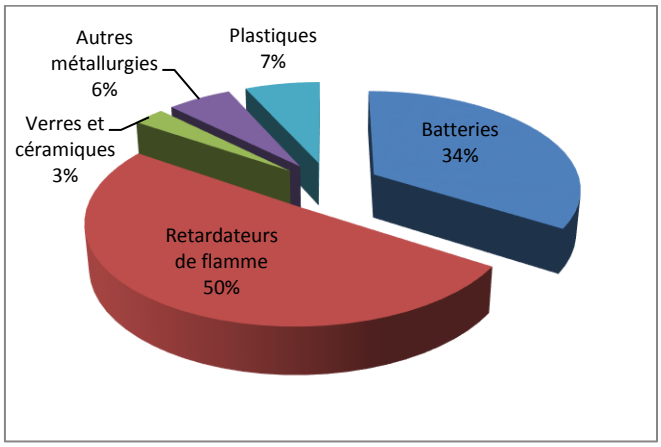


Figure 2 : Usages de l'antimoine dans les différents domaines industriels (Roskill, 2015).

Usages de l'antimoine sous forme métal : régule d'antimoine

Sous forme métallique l'antimoine est utilisé en alliage avec le plomb dans les électrodes des batteries au plomb des voitures, ce qui en fait le deuxième usage le plus important (34 % des usages) après les retardateurs de flamme (Fig. 2). Son ajout au plomb permet d'augmenter sa résistance à l'usure, d'améliorer la charge et de protéger la batterie contre la corrosion.

Il est aussi utilisé sous cette forme plus généralement dans :

- L'industrie (soudures, tuyaux, roulements, gainages) ;
- Sous forme de lubrifiants pour les disques et plaquettes de frein ;
- En substitution du sélénium ou du tellure comme agent de vulcanisation du caoutchouc ;
- Dans l'armement, il sert d'amorce à la mise à feu de la poudre des munitions militaires et de projectile dans les munitions de chasse, et peut être employé dans les feux d'artifice ;
- L'ajout d'antimoine métal aux alliages cuivreux permet d'augmenter leurs résistances à l'usure ;
- Dans l'industrie High-Tech, en alliage avec l'indium ou le galium, il sert de semi-conducteur dans les détecteurs infra-rouges ;

Usage de l'antimoniate de sodium

Il est uniquement utilisé dans la verrerie et comme opacifiant dans les porcelaines, cet usage représente 3 % de la consommation (Fig. 2).

Usage de tartrate de potassium et d'antimoine hydraté

Il est employé comme pesticide et comme traitement pharmaceutique contre la leishmaniose ainsi que dans le traitement des maux d'estomac.

1.2.3. Toxicité

L'antimoine et la plupart de ses composés (Sb, SbH_3, $Sbcl_3$, Sb_2S_5, Sb_2O_5, $C_8H_4K_2O_{12}Sb_2.3H_2O$, Sb_2O_3 et Sb_2S_3) sont toxiques à fortes doses et provoquent des troubles semblables à ceux de l'arsenic, ce qui en limite les applications industrielles. Une inhalation chronique de ces composés affecte les poumons entrainant pneumoconioses, bronchites chroniques allant jusqu'à l'obstruction pulmonaire. Un contact cutané répété peut entrainer l'apparition de dermatites, ou dans le pire des cas endommager irrémédiablement les reins et le foie ainsi que provoquer des vomissements fréquents conduisant au décès. Le trioxyde d'antimoine est classé parmi les produits cancérigènes de classe 2 B alors qu'une présomption de toxicité est pressentie quant au trisulfure d'antimoine qui n'a pas encore fait l'objet d'étude (Bisson et al., 2007).

La valeur acceptable en antimoine pour l'eau potable varie d'un Etat à l'autre. En France et en Europe, la norme de potabilité a été fixée à 5 µg/L (décret de l'Union Européenne du 20/12/2001).

1.2.4. Substitution

La relative toxicité de l'antimoine tend à favoriser l'emploi de substituts notamment dans les retardateurs de flamme tels que l'étain aux Etats-Unis et le Ca-Zn en Europe (BRGM Mineralinfo, 2012). Les

nouvelles batteries automobiles sont sans antimoine ce qui tend à faire diminuer le recyclage pour cette substance.

1.2.5. Consommation et économie

En 2015 (Roskill, 2015), la consommation mondiale en antimoine était de 184 kt. Les principaux consommateurs sont en numéro 1 : la Chine, qui représente un peu plus d'un quart de la consommation, puis viennent les Etats-Unis avec une consommation de 24 500 t d'antimoine en 2015 soit 13% de la consommation mondiale suivi par la Corée du Sud et le Japon. Du fait des contraintes environnementales l'Union Européenne n'est qu'une consommatrice mineure, elle ne représente que 10% du marché mondial en 2010 (Audion, 2012), toujours en augmentation depuis les années 2002.

Dans les années à venir, la demande mondiale en antimoine devrait rester croissante du fait du durcissement de la réglementation pour la protection contre les incendies. Malgré le fait que les pays occidentaux tendent à substituer l'antimoine dans l'industrie, le secteur des batteries au plomb devrait également continuer son essor, tiré par la demande accrue des pays émergeants (Audion, 2012). Le secteur de la high-tech devrait être plus demandeur de cette substance à cause de la surconsommation de produits tels que les téléviseurs Plasma et LCD à la fois en Occident mais aussi dans les pays en voie de développement. La demande mondiale en antimoine reste néanmoins très dépendante de son principal secteur d'utilisation qui est le retardateur de flammes. Pour une demande stable dans le futur, il sera important de suivre l'évolution de l'utilisation en antimoine pour les nouvelles technologies.

L'antimoine n'est pas coté ni commercialisé sur les grandes places boursières comme le London Metal Exchange (LME). Les prix sont fixés entre les producteurs et les consommateurs en fonction de la qualité du concentré et du type de produit (oxyde ou régule).

Entre les années 2000 et 2011, la tendance fut haussière (Fig. 3) et s'est fortement accélérée à partir de 2010 et a atteint un plus haut historique à 17 100 $/t, le 31 mars 2011. Cette forte augmentation a eu pour déclencheur la réduction de la production chinoise. L'éclatement de la crise des dettes souveraines en Europe à partir du deuxième semestre de l'année 2011 a provoqué une lente baisse des cours de l'antimoine et de la grande majorité des métaux (Fig. 3). Actuellement le cours de l'ensemble des métaux tend à se stabiliser autour de leurs niveaux de 2010. En juillet 2016, le prix de l'antimoine (régule 99.65% Sb) est de 6 000 US$/t. Malgré cette forte baisse la quasi-totalité des métaux garde un cours attractif, nettement supérieur à celui d'avant 2005. Pour l'antimoine le cours actuel reste 3 fois supérieur à son prix de vente sur l'ensemble de l'année 2002-2003 ce qui permet de maintenir son intérêt économique sur le plan minier.

Évolution des prix de divers métaux et autres substances minérales entre janvier 2002 et juillet 2015 – *BRGM, 6 août 2015*

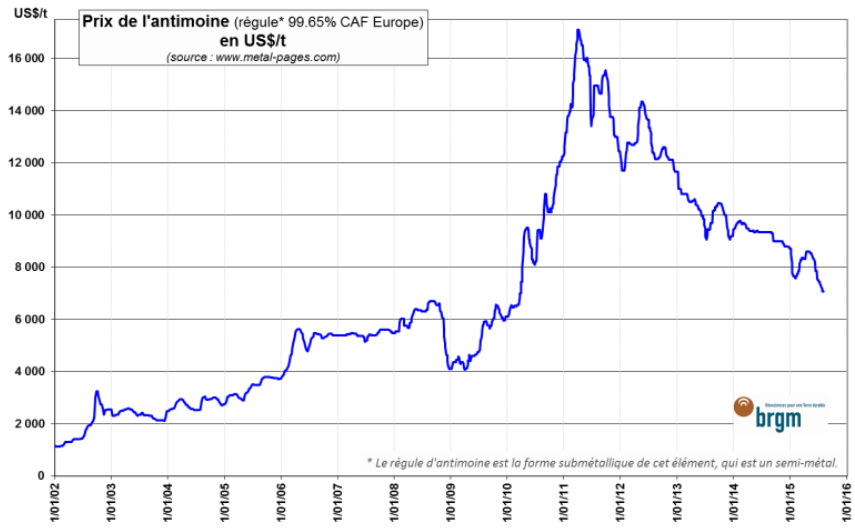


Figure 3 : Evolution du prix de l'antimoine de 2002 à 2016 (BRGM Mineralinfo, 2015).

1.2.6. Production minière et réserves mondiales

Pour l'année 2015, la production minière d'antimoine s'est élevée à 150 kt. Les gisements à antimoine sont répartis de manière sporadique dans le monde, les plus importants sont situés en Chine. La Chine est le premier producteur d'antimoine depuis 1990 avec 77 % de la production en 2015 (Fig. 4A), réalisé par l'intermédiaire du numéro 1 mondial de l'antimoine : Hunan Nonferrous corp. Xikuangshan Twinkling Star Antimony Co Ltd, filiale de Hunan Nonferrous corp qui possède le gisement de Xikuangshan situé dans la province du Hunan, en Chine du Sud. C'est le plus important gisement d'antimoine au monde avec une production de 28 000 à 30 000 t Sb en 2014 (Hunan Nonferrous corp, 2014).

Pour ce qui est des réserves mondiales, elles sont estimées en 2015 à 2 Mt. La répartition mondiale des réserves en antimoine suit celle de la production (Fig. 4B). Trois pays concentrent à eux seuls 85% des réserves mondiales : la Chine (50 % des réserves), la Russie (19 %) et la Bolivie (16 %). Les derniers 15% se répartissent entre l'Australie, les Etats-Unis, le Tadjikistan et l'Afrique du Sud. Il est à noter que l'Afrique du Sud, producteur historique d'antimoine ne possède actuellement que peu de réserve. Il est possible que ses gisements soient épuisés ou que le pays souffre d'un déficit d'exploration pour cette substance. L'Europe, qui fut au début du XX^{ème} siècle l'un des acteurs les plus importants sur ce marché, est absente de ces statistiques. Malgré la présence de réserves dans certains districts, cette faible représentativité de l'Europe s'explique par l'abandon de la recherche pour cette substance.

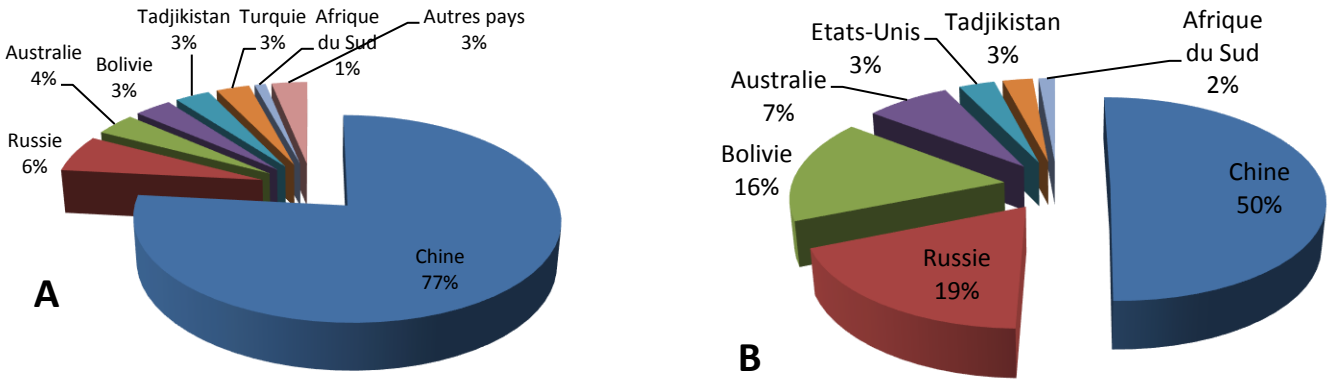


Figure 4 : A) Production annuelle d'antimoine en 2015 (Roskill, 2015). B) Principales réserves en antimoine en 2015 (USGS, 2016).

En Russie, la production est réalisée par la société GeoProMining qui exploite les mines de Zvezda et Sarylakh-Surma en Sibérie orientale dans la région de Yakutsk.

En Australie, le gisement d'antimoine-or de Costerfield, dans l'état de Victoria, exploité par Mandalay Resources, a produit en 2015 : 3 712 t d'antimoine et 1,3 t d'or, avec des réserves prouvées et probables de 491 Mt @ 3,9 % de Sb et 9,2 g/t Au (*https://www.mandalayresources.com*). La mine de Wild Cattle Creek et Hillgrove, en Nouvelle Galles du Sud, la deuxième est exploitée par Bradken Resources, a une production intermittente en fonction des cours de l'antimoine. Après avoir fonctionné en 2014-2015, la production a été arrêtée en décembre 2015. Les réserves sont de 2,2 Mt de minerai @ 2,2 % de Sb et 3,8 g/t Au (*www.resourcesandenergy.nsw.gov.au*).

La production bolivienne est réalisée à 80 % dans de petites mines et par des coopératives. Les 20% restants proviennent de deux sociétés : Comisal et Emusa. Les mines de Potosi et Pailaviri sont les plus importantes du pays.

Au Tadjikistan, la production, associée à celle du mercure, est réalisée dans le complexe d'Anzob, exploité par la société Comsup Commodities (Etats-Unis).

En Turquie, de nombreuses mines sont exploitées avec en particulier le gisement de Turhal par la société Ozdemir Antimuan Madenleri. La région du Mendéres, située dans la partie occidentale de la Turquie possède aussi de nombreux indices et gisements d'antimoine qui sont à relier au volcanisme sub-actuel que connait la région (Akçay et al., 2006).

La production d'Afrique du Sud est réalisée par la société Consolidated Murchison, contrôlée par le groupe australien Stibium, qui exploite la mine d'antimoine-or de Gravelotte, dans la province de Limpopo.

Le Canada fut dans le top 10 mondial des pays producteurs d'antimoine jusqu'en 2012 (0,6 % de la production en 2011). La production du gisement de Beaver Brook (Newfoundland, Canada) constituait, de 2008 jusqu'à sa fermeture en 2012, l'unique producteur canadien. Ce gisement reste considéré comme l'un des plus importants dans le monde, hors Chine (Lake et Wilton, 2006).

Le district de Ixtahuacan (Guatemala), Lang Vai (Vietnam), Nakacha (Thailand), Mari Rosa (Espagne), les Brouzils (France), Los Juarez (Mexique), (Dill, 2010) abritent des réserves en antimoine non négligeables.

1.2.7. Criticité

L'importance de l'antimoine dans certaines filières industrielles (retardateurs de flamme, industrie plastique, high-tech) ainsi que les risques élevés d'approvisionnements, du fait du quasi-monopole chinois font de l'antimoine une substance classée à forte criticité par l'Union Européenne (Fig. 5), et le Comité pour les métaux stratégiques (COMES) en France.

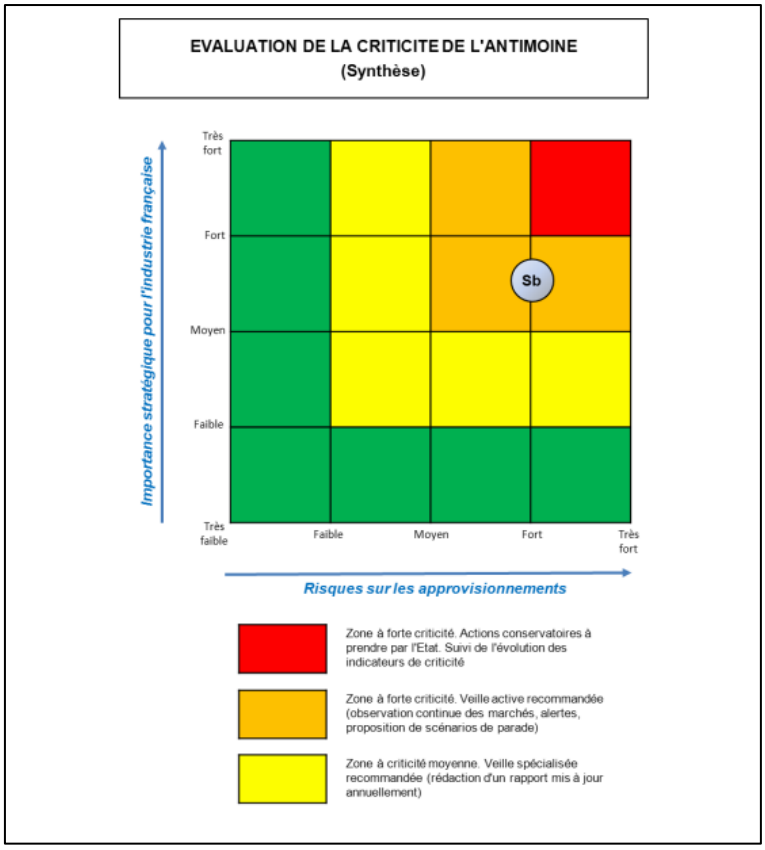


Figure 5 : Criticité de l'antimoine basée sur l'évaluation des risques d'approvisionnements et l'importance stratégique de l'antimoine pour l'industrie (Audion, 2012).

1.3. Gîtologie de l'antimoine

1.3.1. Les principaux minéraux antimonifères

Sur plus de 200 minéraux antimonifères, l'antimoine est principalement présent sous la forme de sulfures et sulfosels, il existe également sous forme d'alliages (antimoniures) avec d'autres éléments tels que As, Co, Ni, Au, Se, Tl, Sn (…) et plus rarement, sous sa forme native (Table. 2).

La stibine Sb_2S_3 est le principal minerai d'antimoine. La jamesonite $Pb_2Sb_2S_5$, la tétraédrite $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ ou la bournonite $PbCuSbS_3$ (…) sont d'autres minerais d'antimoine, souvent exploités comme co-produit dans d'autres types de gisement (filons à Pb-Zn, fluorine, filons à or orogénique, porphyres cuprifères, *etc.*). Des minerais oxydés comme la valentinite et la sénarmontite sont très répandus et également exploités. Il est à noter que l'antimoine se retrouve à l'état de trace dans les silicates : la chapmanite (phyllosilicate), l'orebroïte et l'holtite, deux nésosilicates. L'or, l'argent et le mercure sont souvent accompagnateurs de l'antimoine dans le minerai et peuvent permettre la valorisation de celui-ci. Les minerais sulfurés exploités en Chine ont une teneur d'environ 2,7 % Sb (Dill, 2010).

Classes	Nom du minéral	Formule chimique
Elément	Antimoine natif	Sb
Sulfures	Stibine	Sb_2S_3
Sulfosels	Berthiérite	$FeSb_2S_4$
	Tétraédrite	$(Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13}$
	Jamesonite	$Pb_4FeSb_6S_{14}$
	Boulangérite	$Pb_5Sb_4S_{11}$
	Bournonite	$PbCuSbS_3$
	Pyrargyrite	Ag_3SbS_3
	Freibergite	$(Ag,Cu,Fe)_{12}(Sb,As)_4S_{13}$
	Semseyite	$Pb_9Sb_8S_{14}$
	Gudmundite	FeSbS
	Ullmannite	NiSbS
	Chalcostibine	$CuSbS_2$
	Stéphanite	Ag_5SbS_4
	Ménéghinite	$Pb_{13}CuSb_7S_{24}$
	Fülöpite	
	Zinkénite	$Pb_6Sb_{14}S_{27}$
Antimoniures (alliage avec d'autres métaux)		
	Breithauptite	NiSb

	Stibarsen	SbAs
	Aurostibine	$AuSb_2$
	Dyscrasite	Ag_3Sb
	Subduryite	(Pd,Ni)Sb
Oxydes		
	Kermésite (couleur rouge)	Sb_2S_2O
	Valentinite (orthorhombique)	Sb_2O_3
	Senarmontite (cubique)	Sb_2O_3
	Stibiconite (couleur jaune)	$Sb_3O_6(OH)$
	Cervantite	$Sb^{3+}Sb^{5+}O_4$
	Livingstonite	$HgSb_4O_8$
Silicates		
	Chapmanite	$Fe_2Sb(SiO_4)_2(OH)$
	Orebroïte	$Mn_6(Fe,Sb)_2(SiO_4)_2(O,OH)_6$
	Holtite	$TaAl_6BSi_3O_{18}$

Tableau 2 : Liste des principaux minéraux d'antimoine, en noir sont représentés les principaux minerais exploités pour l'antimoine (modifié d'après Audion, 2012). Formules chimiques d'après (Picot et Johan, 1978).

1.3.2. Principaux types de gisements et localisation

Les types de minéralisations à antimoine sont largement répandus dans le monde. Ils sont uniquement de nature hydrothermale et se forment dans la partie superficielle (0-5 km) de la croûte terrestre (Dill, 2010). Malgré leur grande diversité il existe peu d'article de synthèse sur les modèles gîtologiques des minéralisations à antimoine. Aucun n'est exhaustive ou n'est consacré uniquement au problème de l'antimoine et la liaison antimoine et or est rarement abordée. Nous pouvons néanmoins citer les auteurs suivants qui traitent de ce sujet et dans lesquels ont été puisés les informations qui ont servi à la rédaction de la synthèse qui va suivre (Berger, 1993 ; Jiada, 1993 ; Robb, 2005 ; Jébrak et Marcoux, 2008 ; Dill, 2010 ; Schwarz-Schampera, 2014 ; Gloaguen et al., 2016).

Les principaux types de gisements

Dill (2010) propose une classification détaillée des gisements à antimoine basée sur l'environnement géologique de formation ainsi que sur les caractéristiques morphologiques et paragénétiques. La classification proposée par Dill (2010) est résumée dans le tableau 3 ci-dessous :

Type de gisement	Caractéristiques	Paragenèse	Environnement de formation	Gisements représentatifs
Filons reliés à un évènement plutonique				
Filons en lien avec des intrusions magmatiques felsiques et des fluides à signature magmatique	Districts régionaux de filons ou stockwerks de quartz calcite localisés dans des failles avec des paragenèses différentes en fonction de l'éloignement au granite source	As-W-Bi-Sb-Au à proximité de l'intrusion qui évolue en Pb-Cu-Zn-Ag-Sb dans des zones intermédiaires et F-Ba-sulfosels Pb-Sb-Hg dans les parties distales	Grand systeme hydrothermal avec une zonation des paragenèses centrée sur des granitoides. Fluide d'origine magmatique	Tintina (USA, Canada) District de Gumusler (Turquie)

				Province de Lampang-Phrae (Thailand)
Dépôts de type skarn	Filons ou amas, de hautes températures > 400°C à quartz calcite en lien avec des intrusions (souvent granodioritique) dans des séries carbonatées. Développement de minéraux de métamorphisme de contact (wollastonite, diopside et épidote)	Sb-Au-Hg-As, présence fréquente de minéraux natifs : antimoine natif, cuivre natif, arsenic natif	Formation au contact d'intrusion felsique mise en place dans des séries carbonatées	Surtout en Asie du SE, district de Sarawak (Malaysie) District de Busan Hill (Borneo) Minéralisations sub-économiques découvertes dans la région des Tauern (Autriche) à Siflitz, Stockenboi et Rabant
Type Carlin	Minéralisation spatialement associée au type skarn et filons Sb-Au localisées à proximité de granites. Minéralisation disséminée dans les sédiments avec comme principale caractéristique de l'or sub-micronique	Au-Ag-As-Sb-Hg ± Tl. Principale caractéristique est la présence de l'arsenic uniquement sous forme d'arsenic natif et non d'arsénopyrite, pyrite arsenié avec réalgar-orpiment, cinabre et or sub-micronique	Environnement sédimentaire	Gisement de Alsar (Macédoine)
Dépôt en lien avec un évènement volcanique (épithermal)				
Dépôt type source-chaude à Sb-Hg	Minéralisation disséminée en amas dans des précipités siliceux ou dans les roches hydrothermalisées	Sb-Au-Hg-As principalement exprimé sous forme de stibine, or invisible dans les pyrites et arsénopyrites, tetrahédrite, or libre	Au sein de forte anomalie thermique type champ géothermal avec sources chaudes, fumeroles, volcanisme actif. Occupe les parties distales de zone de subduction. Fluide géothermal de basse température principalement d'origine météorique Spatialement associé à des dépôts épithermaux	Taupo (Nouvelles Zélande) Kudryavyi (Russie) District de Toscane : Larderello, Mt-Amiata (Italie) Menderes (Turquie)
Dépôt type filons épithermal à Sb-Au-Pb-Zn-Cu-Ag ou Au-Pb-Cu-Zn-Ag ± Sb	Stockwerk et veinules de quartz, coiffés par un sinter ou silicificat. Forte argilisation de l'encaissant. Proche de systèmes hydrothermaux actifs. Pièges dans les failles qui correspondent aux conduits d'alimentations pour le volcanisme ainsi que pour les fluides hydrothermaux qui transportent la minéralisation à Sb. Relation génétique avec volcanisme acide (rhyolites, dacites) récent (tertiaire, néogène)	Pyrite marcassite stibine, or avec paragenèse à métaux de bases (Pb-Zn-Ag plus ou moins développée). 2 types de minéraux d'altérations peuvent être rencontrés : i) alunite quartz kaolinite rattaché au type High-Sulfidation ou ii) quartz adulaire propre au type Low-sulfidation qui génère les minéralisations à Au + métaux de bases + Sb (Simmons et al., 2005) Stibine fréquente en faible quantité ou sous-produit dans les gisements d'or épithermaux (ex : Baia-Mare	Occupe les parties distales de zone de subduction récente en zone d'arrière arc ou de rifting (Turquie) à flux de chaleur élevé en retrait des systèmes de porphyres Cu-Mo (cas des gisements Andins). Fluides d'origine magmatique à faible composante météorique	Menderes (Turquie) Cordillaire des Andes (Kharma Bolivie) Hemlo (Canada) Au-Pb-Cu-Zn-Ag ± Sb : Pongkor (Indonésie) District de Baia-Mare (Roumanie)
Filons à antimoine localisés dans les structures tectoniques (mésothermal)				
Structure filonienne à Au-Sb ± W mésothermale	Stockwerks à filons lenticulaires de quartz déformés (ductile-cassant) au sein de shear zone qui ont fonctionné durant une phase de collision. La présence de shear zone en relation avec un épisode de plissement et un flux de chaleur important permettent de conserver une activité hydrothermale sur une longue durée. L'or est libre et présent en grande quantité > 5 g/t	Majoritairement à stibine en liaison avec de l'or libre mais aussi arsénopyrite, pyrite aurostibite. Observation fréquente d'une phase précoce à wolframite, scheelite et or invisible. L'or libre est d'une grande pureté Ag/Au = 1 à 0.07 (Berger, 1993)	Développement de ces structures dans un encaissant sédimentaire faiblement métamorphisé. Les fluides sont d'origines métamorphiques avec un apport d'eau météorique. Spatialement associées à des gisements de type « or orogénique » (Groves et al., 1998)	Rheinisches (Allemagne) Hillgroves (Autralie) Brioude-Massiac (France) Durico-Beirao (Portugal) Magurka (Slovaquie) Woxi (Hunan, Chine)
Structure filonienne à Sb seul mésothermale	Stockwerks à filons lenticulaires de quartz à stibine qui montrent des paragenèses ainsi qu'un mode de dépôt très monotone	Minéralisation presque exclusivement à stibine avec arsénopyrite et traces de minéraux de métaux de bases. Cette paragenèse s'accompagne aussi d'un enrichissement en sulfosels de Pb-Sb tardifs	Développement de ces structures dans un encaissant sédimentaire faiblement métamorphisé. En liaison avec des circulations de fluides granitiques et/ou des fluides d'origines métamorphiques (d'après la classification de l'auteur mais non reconnu en France)	les Brouzils (France) Ty Gardien (France)
Structure filonienne reliée à du	Filons ou lentilles de quartz	Stibine, pyrite, arsénopyrite,	Remobilisation dans les shear	Murchison range (Afrique du

magmatisme basique à ultra basique	localisés dans une shear zone encaissée par des roches (ultra)basiques ou des ceintures de roches vertes archéennes	ullmannite, gersdorffite, sulfosels de Pb-Sb, scheelite, au libre + aurostibite	zones d'un stock de Sb primaire situé dans les roches (ultra)basiques	Sud) Le Semnon (France)
Filons polymétalliques	Filons de quartz calcite ou barytine de basse température	Stibine avec minéraux de métaux de bases et des sulfosels de Pb-Sb	Fluides météoriques	Cobalt district (Canada)
Dépôts stratiformes dans les sédiments				
Dépôts stratiformes en remplacement dans les carbonates	Dépôts sous forme de veinules, couches de chert et calcite stratiformes, concordantes avec les roches encaissantes de nature carbonatées. Gangue à quartz et calcite qui évolue en barytine + fluorine. Altération importante de l'encaissant surtout à proximité des failles. Minéralisation épigénétique	Stibine majoritairement avec traces de pyrite, pyrrhotite, sphalérite, peu de métaux de base et d'or	Contexte de marge passive, sédimentation de plateforme	Xikuangshan (Chine) Kadamdzhay (Russie)
Dépôts stratiformes au sein de schistes noirs	Gisements de géométrie stratiforme dans les niveaux de schistes noirs pré-enrichis en antimoine. Gisement de fort tonnage faible teneur	Stibine, métaux de base et parfois or	Contexte de bassins sédimentaires	Sukhoi Log (Russie)

Tableau 3 : Tableau de synthèse des différents types de gisement d'antimoine (classification et terminologie d'après Dill, 2010). Les types de gisements notés en bleu sont ceux ou l'antimoine est la substance principale exploitée.

Cette classification illustre une fois de plus la grande variabilité de ce type de minéralisation. Elle permet aussi de faire ressortir plusieurs points remarquables. Trois principales morphologies se dégagent (Table. 3 ; Fig. 6) : i) **les gisements stratiformes**, à fort contrôle lithologique, principalement à stibine seul, interstratifiés dans des séries sédimentaires détritiques et carbonatées, ii) **les gisements filoniens** au sein de zones de failles (shear zones), à fort contrôle structural qui montrent une grande diversité dans les processus et les paragenèses, iii) les gisements avec une morphologie en **amas** générés par une intense activité magmatique ou volcanique (type skarn, type source chaude ou épithermale) à contrôle lithologique et structural. Les environnements de formation peuvent aussi bien être extensifs (rifting pour les gisements épithermaux et de sources chaudes) que compressifs (collisionnels pour les gisements portés par les shear zones, ou d'affinité magmatique). Les gisements à antimoine peuvent se former dans des environnements superficiels, type épithermal ou plus profonds, mésothermal, cette terminologie utilisée par l'auteur (Dill, 2010) fait référence à un environnement de dépôt qui correspond à une gamme de pression et température spécifique qui obéit à la classification de Lindgren (1933). De plus ces minéralisations se rencontrent dans des terrains très différents depuis des complexes ultrabasiques jusque dans des niveaux volcaniques et des carbonates sédimentaires (gisement de Xikuangshann, Chine). Du point de vue de l'âge de ces minéralisations, les données ne montrent pas une époque minéralisatrice distincte. Ces gisements sont aussi bien présents dans les terrains archéens (Murchison en Afrique du Sud) que dans les terrains tertiaires à quaternaires (Mendéres, Turquie).

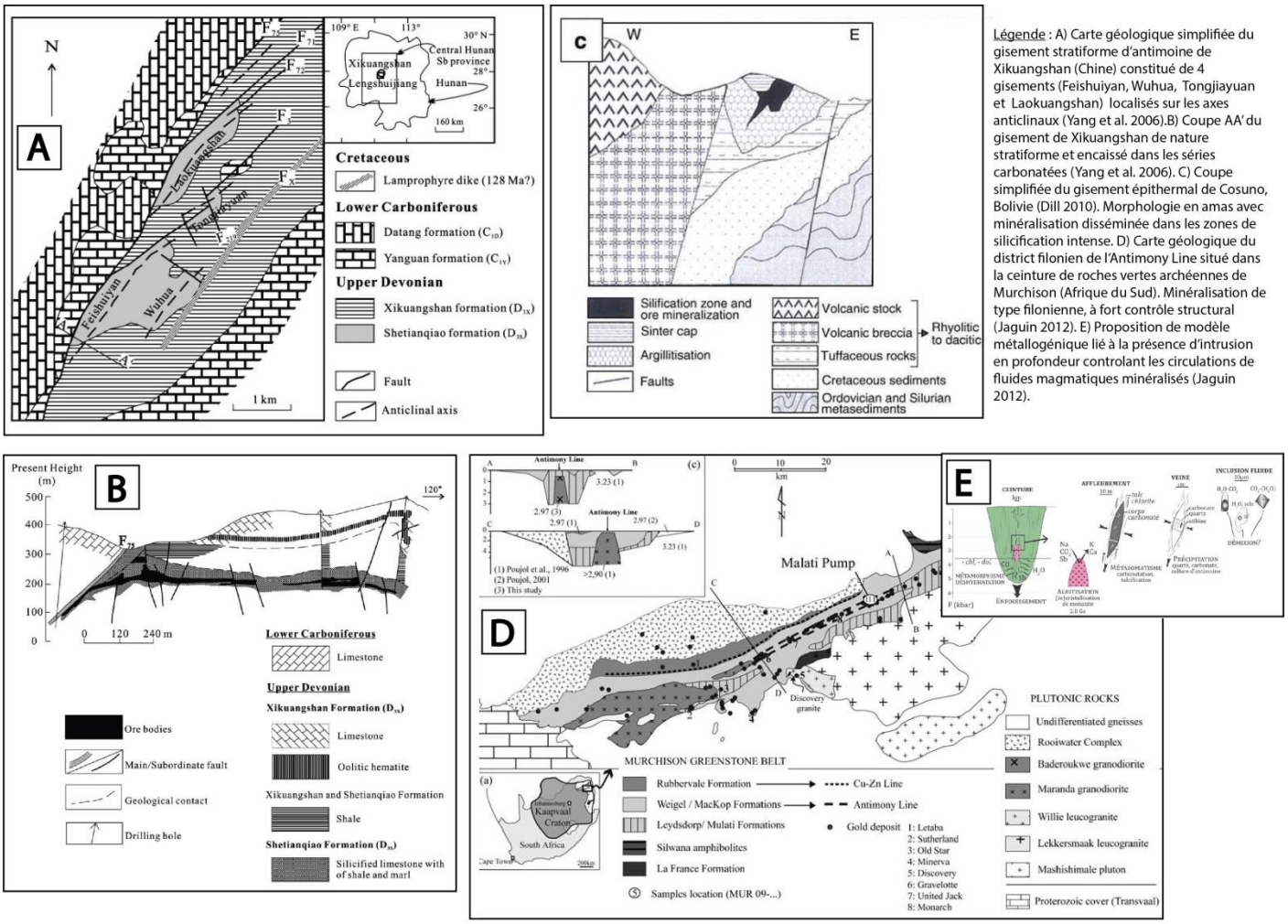
D'un point de vue économique les filons de quartz à antimoine localisés dans les structures tectoniques et les dépôts stratiformes en remplacement dans les carbonates concentrent la majeure partie des ressources mondiales. Les gisements stratiformes, notamment en Chine constituent les plus importantes réserves connues.

Quelques caractéristiques gîtologiques sur ces 2 principales catégories (gisement type filonien et stratiforme) vont être ici synthétisées. Les gisements de type filonien avec une gangue de quartz à antimoine et or (noté Sb(Au)) ou à antimoine seul (noté Sb) « mésothermaux » (Dill, 2010 ; Table. 3) nous intéressent particulièrement car cette catégorie semble la mieux correspondre aux caractéristiques des minéralisations filoniennes françaises.

i) Les gisements de type filonien à Sb et Sb(Au) sont localisés dans les structures tectoniques » (Fig. 6D,E), et s'apparentent à des filons à gangue principalement quartzeuse avec dans certains cas la présence de calcite en faible quantité (Murchison). Ces filons ont des températures de formation entre 200 et 350°C, ils se forment en fin d'orogène et sont localisés au sein de grandes failles d'importance régionale ou le long de failles secondaires. Cette catégorie se divise en 2 types de minéralisations, i) les filons de quartz à Sb seul et ii) les filons de quartz à Sb(Au) ± tungstène (W). Cette différence minéralogique semble s'expliquer par une différence de température de formation, de profondeur de mise en place et de déformation. Les filons à Sb(Au) semblent associés à des températures de formation plus élevées (> 250°C) que les filons à antimoine seul (< 250°C). Cette différence est confortée par le développement d'une paragenèse d'affinité plus magmatique composée de wolframite, scheelite associée à une mise en place en milieu ductile-cassant, plus profonds de la croûte (Berger, 1993). Ceux à Sb seuls sont présents dans des niveaux plus superficiels. Les minéralisations filoniennes à Sb et Sb(Au) sont très similaires aux gisements de type « or orogénique » (Groves et al., 1998) et il est souvent difficile de les différencier (Goldfarb et Groves, 2015), pour ces raisons le type de gisement « or orogénique » sera évoqué dans ce chapitre.

ii) Les gisements de type « remplacements dans les carbonates » sont des gisements stratoïdes (Fig. 6A,B) Paléozoïques ou Mésozoïques au sein de séries carbonatées et détritiques dont le plus connu est l'énorme gisement de Xikuangshan (Chine). Ce type de gisement se localise dans des séries de carbonates qui, lors du passage des fluides minéralisateurs, réagissent avec l'encaissant carbonaté et le remplacent partiellement par du quartz et déposent la stibine. Il est à noter que dans ce cas de figure la rencontre du fluide minéralisateur avec les calcaires peut conduire à la précipitation de la stibine. Des couches de schistes noirs sont souvent spatialement associées à ces minéralisations et pourraient être une source de l'antimoine (Fan et al., 2004). Ces informations indiquent qu'il s'agit de minéralisation épigénétique et non syngénétique comme pourrait le laisser supposer la géométrie de ce type de gisement.

1.3.3. Les gisements filoniens à antimoine et antimoine-or



Légende : A) Carte géologique simplifiée du gisement stratiforme d'antimoine de Xikuangshan (Chine) constitué de 4 gisements (Feishuiyan, Wuhua, Tongjiayuan et Laokuangshan) localisés sur les axes anticlinaux (Yang et al. 2006).B) Coupe AA' du gisement de Xikuangshan de nature stratiforme et encaissé dans les séries carbonatées (Yang et al. 2006). C) Coupe simplifiée du gisement épithermal de Cosuno, Bolivie (Dill 2010). Morphologie en amas avec minéralisation disséminée dans les zones de silicification intense. D) Carte géologique du district filonien de l'Antimony Line situé dans la ceinture de roches vertes archéennes de Murchison (Afrique du Sud). Minéralisation de type filonienne, à fort contrôle structural (Jaguin 2012). E) Proposition de modèle métallogénique lié à la présence d'intrusion en profondeur controlant les circulations de fluides magmatiques minéralisés (Jaguin 2012).

Figure 6 : Exemples des 3 grands types de minéralisations à antimoine dans le monde d'après leurs morphologies et leurs environnements de dépôts.

Ces gisements sont reconnus sur les principaux cratons archéens (Fig. 7) : Yilgarn (Hagemann et Luders, 2003), le Pilbara, dans la Province du Supérieur, ou comme l'Antimony Line dans la ceinture de Roches Vertes de Murchison en Afrique du Sud (Vearncombe et al., 1988 ; Jaguin, 2012). Ils sont bien représentés aussi au sein de chaines plus jeunes comme la chaîne varisque, en Europe : Massif central (Périchaud, 1970, Bellot et al., 2003), Massif armoricain (Chauris et Marcoux, 1994 ; Bailly et al., 2000,), Ibérie-Portugal (Neiva et al., 2006), Rheinisches (Wagner et Cook, 2000) mais aussi dans les Appalaches canadiennes (Kontak et al., 1996). La cordillère américano-andine comprend le plus de dépôts (Fig. 7) depuis le Canada (Nesbitt et al., 1989 ; Madu et al., 1990) jusqu'en Bolivie (Dill, 1998) en passant par les minéralisations épithermales du Mexique (district de Soyatal ; White, 1948). Les gisements les plus importants sont en Chine (ex : Xikuangshan).

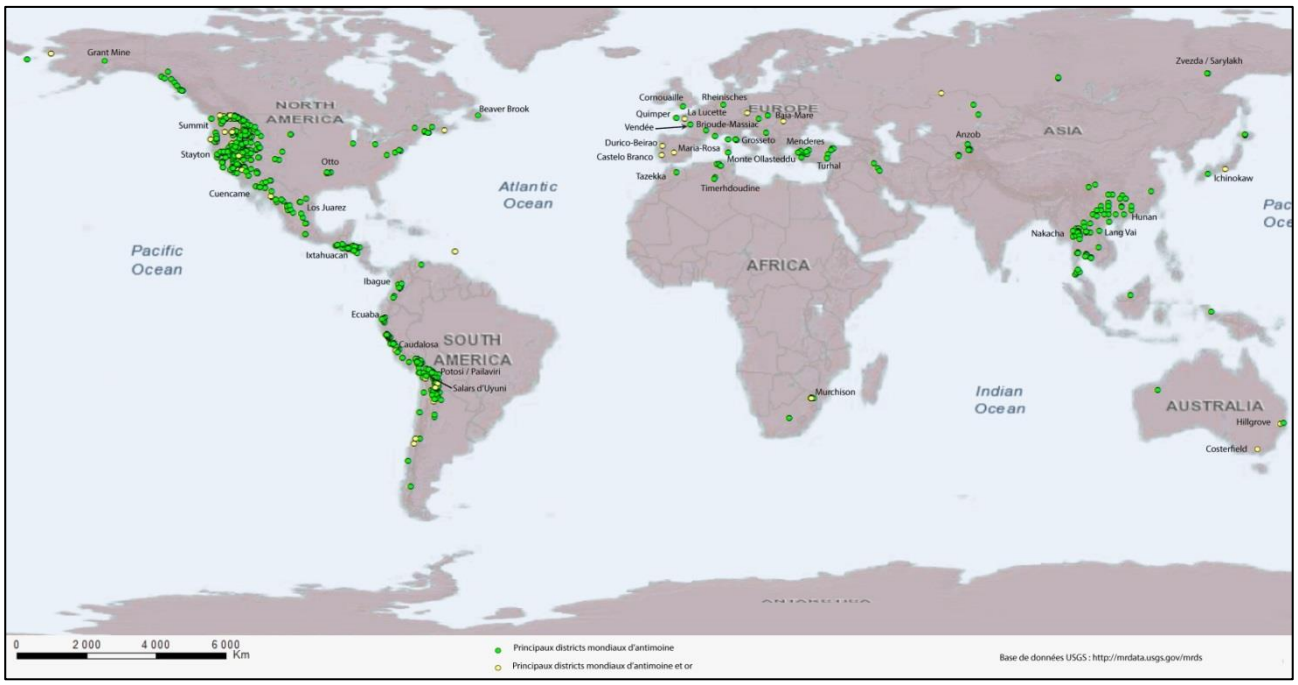
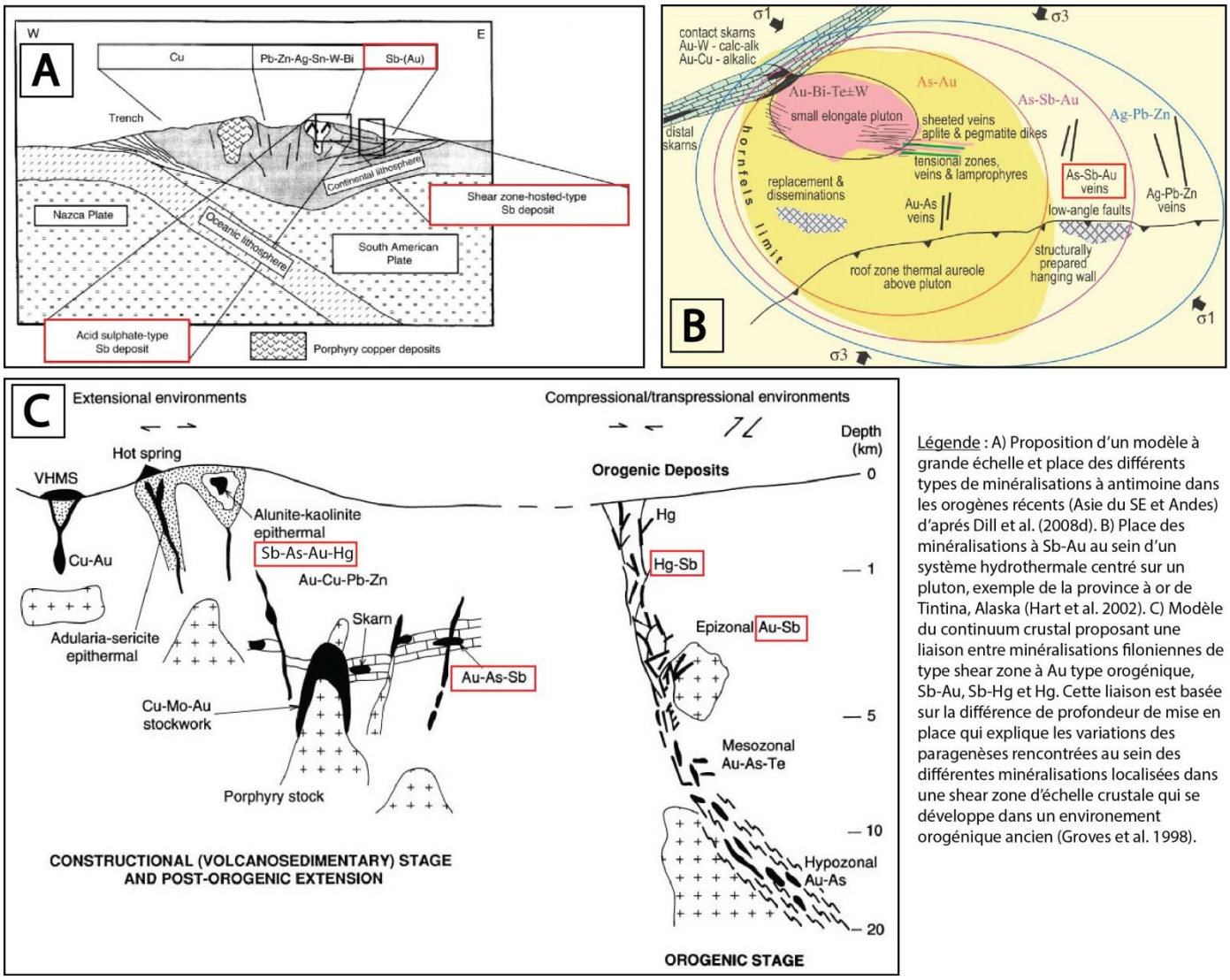


Figure 7 : Répartition des principaux districts à antimoine actuellement présents dans le monde. (base de données USGS : http//mrdata.usgs.gov/mrds).

1.3.4. Modèles et processus de mise en place des gisements filoniens à antimoine et antimoine-or

Il existe un paramètre commun entre l'ensemble des gisements à antimoine seul et antimoine et or, il s'agit de leur basse température de formation (Nesbitt et al., 1989 ; Bellot et al., 2003 ; Neiva et al., 2008). Les gisements antimonifères se forment entre 100-350°C à des profondeurs faibles inférieures à 5 km. On trouve très souvent des paragenèses à antimoine qui se développent dans les phases tardives de minéralisations aurifères ou encore dans les zones distales de sources de chaleur ou à plus grande échelle, éloignées des zones de subduction récentes (Fig. 8A ; Dill, 2010). Cette observation ainsi que la relation spatiale et leurs grandes similarités avec les minéralisations de type or orogénique (Pousen et al., 1996 ; Groves et al., 1998, 2003 ; Robert et al., 2001) ont permis à Groves et al., (1998, 2003) de proposer un regroupement des gisements filoniens à Sb et Sb(Au) dans un sous-type des gisements d'or orogénique : les filons à or-antimoine « épizonal » (Fig. 8C). La mise en place de l'ensemble de ces différentes minéralisations se ferait en fonction de la profondeur crustale de mise en place, l'antimoine apparait dans la zone « épizonal » entre les gisements d'or mésozonaux (plus chaud, > 250°C) et les gisements à mercure-antimoine (plus froid, < 200°C). La faible température de mise en place des minéralisations à antimoine explique la position distale qu'elles occupent dans les systèmes hydrothermaux d'affinités magmatiques (Fig. 8B). La partie centrale étant plus propice au développement de minéralisation à cachet magmatique

comme des skarns à Sn-W, des filons périgranitiques ou du type or orogénique (Fig. 8B). Dans l'ensemble des modèles proposés le moteur thermique et la source des fluides seraient générés par un corps granitique spatialement associé aux minéralisations à antimoine, soit visible à l'affleurement, soit non affleurant car plus en profondeur. Cette particularité est semblable aux gisements de type périgranitique ou à la plupart des gisements d'or orogéniques auxquels les gisements filoniens à antimoine sont les plus proches.



Légende : A) Proposition d'un modèle à grande échelle et place des différents types de minéralisations à antimoine dans les orogènes récents (Asie du SE et Andes) d'aprés Dill et al. (2008d). B) Place des minéralisations à Sb-Au au sein d'un système hydrothermale centré sur un pluton, exemple de la province à or de Tintina, Alaska (Hart et al. 2002). C) Modèle du continuum crustal proposant une liaison entre minéralisations filoniennes de type shear zone à Au type orogénique, Sb-Au, Sb-Hg et Hg. Cette liaison est basée sur la différence de profondeur de mise en place qui explique les variations des paragenèses rencontrées au sein des différentes minéralisations localisées dans une shear zone d'échelle crustale qui se développe dans un environement orogénique ancien (Groves et al. 1998).

Figure 8 : Différents modèles de minéralisation à antimoine permettant d'expliquer leurs présences dans différents environnements géologiques. A noter que l'ensemble des modèles présentés font intervenir un pluton plus ou moins en profondeur pour expliquer la source de chaleur et des fluides.

Les caractéristiques des fluides minéralisateurs obtenues par l'étude des inclusions fluides ont tendance à montrer une origine crustale à tendance métamorphique ou plus rarement magmatique avec une composante superficielle plus ou moins importante. Dans le cas des gisements australiens, canadiens ou européens ils montrent un mélange entre des fluides métamorphiques H_2O-CO_2-NaCl ± CH_4 ± N_2 à faible

composante magmatique avec des fluides météoriques, lors de la remontée du bâti (Wagner et Cook, 2000 ; Bellot et al., 2003 ; Akçay et al., 2006). Les mécanismes de précipitation communément évoqués sont la chute de température et de pH causées par le mélange avec ces fluides de surface. Ces processus sont très similaires à ceux invoqués dans la formation des gisements d'or orogénique notamment en Europe (Groves et al., 1998 ; Boiron et al., 2003 ; Bouchot et al., 2005). Dans de plus rares cas une chute de pression peut-être à l'origine de la précipitation de l'antimoine notamment lors de processus d'ébullition qui entrainent une démixtion du fluide (Ortega et al., 1996 ; Wagner et Cook 2000 ; Bailly et al., 2000 ; Hagemann et Luders, 2003).

La source de l'antimoine est souvent à rechercher non loin de leurs gisements dans des niveaux lithologiques sédimentaires (schistes noirs) possédant un stock d'antimoine primaire pouvant à tout moment être mobilisé par des fluides qui lessiveraient l'antimoine. Plusieurs études ont montré que des niveaux particuliers de grauwackes ou de schistes noirs pouvaient se trouver enrichis en antimoine avec des teneurs dans les roches comprises entre 10 à 100 ppm Sb (Roger, 1971, Gregory et al., 2015) soit un enrichissement de 50 à 500 fois supérieur à la teneur du clarke de la croûte. Dans ces lithologies, l'antimoine est présent en quantité anormale au sein de pyrites sédimentaires ou de rutiles. Une fois la roche lessivée, l'antimoine peut être facilement mis en solution par des fluides < 300°C et être transporté sous forme aqueuse voire dans de très rare cas sous forme gazeuse (milieu volcanique actif). Sous forme aqueuse on le retrouve principalement en $Sb(OH)_{3(aq)}$ et rarement en $H_3SbO_{4(aq)}$. Différents facteurs augmentent sa solubilité comme : une augmentation de l'acidité, du potentiel redox ou de la teneur en chlore des fluides (Obolenskiy et al., 2007, 2009).

1.4. Les minéralisations antimonifères françaises

La France a été une grande productrice d'antimoine au début du XX^{ème} siècle grâce à trois districts principaux : La Lucette, La Vendée et le district auvergnat de Brioude-Massiac, mais aussi grâce à de nombreux autres districts plus accessoires que nous allons aborder plus en détails dans cette partie.

1.4.1. Typologie, répartition spatiale et données historiques

Les différents types de minéralisations

Il existe principalement deux types de morphologies : i) le type filonien, discordant sur le socle (Rochetrejoux, La Lucette, Ouche, Valcros, *etc.*), ii) le type stratiforme, se présentent en couches ou amas

concordant dans les séries sédimentaires. L'ensemble des gisements français se rattachent au premier type, ils sont souvent très discontinus, la stibine en est le principal minerai, l'arsénopyrite, la pyrite et la sphalérite sont souvent présents comme minéraux accompagnateurs. Par rapport aux gisements stratiformes, les gisements filoniens présentent de fortes teneurs et souvent de faibles tonnages. En Europe, ils sont uniquement identifiés dans les zones de socle varisque et jamais dans la couverture Mésozoïque. Ils contiennent fréquemment des concentrations valorisables d'or (8,7 t d'or produites à la Lucette) ou bien ils se situent à proximité immédiate d'indices ou gisements d'or comme dans le district de la Bellière (Massif armoricain). Lorsqu'ils contiennent de forte quantité d'or ils sont regroupés dans une sous-catégorie des gisements filoniens : les minéralisations à Sb(Au), comme le gisement de la Lucette qui semble être rattaché aux gisements de type « or orogénique » (Bouchot et al., 1997).

La production historique française

En France l'antimoine a été exploité dès l'antiquité par les romains dans le district de Brioude Massiac. Entre 1890 et 1908, la France a occupé la première place des producteurs miniers d'antimoine. La production minière française commença à décliner à partir de 1908 pour cesser en 1935, malgré quelques brèves tentatives d'exploitation jusqu'en 1991 : Ouche dans le Massif central (1969-1973), Ty Gardien en Bretagne (années 1970), Les Brouzils en Vendée dans les années 1989-1992.

La production française fut significative, elle a été estimée à environ 130 000 t Sb entre 1860 et 1991 (Audion, 2012). Les gites et indices à antimoine sont répartis en cinq grandes provinces et districts (Table. 4) : le Massif armoricain est la première province française (61 000 t Sb) suivie du Massif central (50 000 t) et de la Corse (11 000 t).

Gisements	District	Productions (t Sb)	Période d'activité	Typologie
La Lucette	La Lucette	42 000	1900 - 1913; 1916 - 1934	type filonien
Rochetréjoux	Vendée	16 500	1907 - 1934	type filonien
La Bessade	Brioude-Massiac	8 500	1726 - 1910; 1918 - 1930	type filonien
Ouche	Brioude-Massiac	8 300	1810 - 1932; 1945 - 1967; 1976 - 1977	type filonien
Méria (Vallone, San Martino)	Cap Corse	5 600	1858 - 1864; 1878 - 1913	type filonien
Luri (Castello, Spergane)	Cap Corse	3 400	1863 - 1918	type filonien
Pressac	Brioude-Massiac	3 200	1892 - 1912; 1947 - 1948	type filonien
Le Fraisse	Brioude-Massiac	3000	1810 - 1883; 1886 - 1931	type filonien
Osfonds	Brioude-Massiac	3000	1890 - 1912; 1927 - 1929	type filonien
Largentière		3000	9ème - 15ème siècles; 1856 - 1885; 1964 - 1981	Type filon à Pb/Zn (Red Bed)
Les Biards	Ouest Limousin	2600	18 ème siècle; 1905 - 1931	type filonien
Le Collet-de-Dèze (La Felgerette)	Collet-de-Dèze	2570	1906 - 1948	type filonien
Le Colombier	Combrailles	2063	1905 - 1918	type filonien
La Chassagne	Brioude-Massiac	2000	1901 - 1916	type filonien
Ersa (Castagnone)	Cap Corse	2000	1838 - 1951; 1859 - 1918	type filonien
Filon Jourcy (La Rodde)	Brioude-Massiac	1250	Indice, vieux travaux	type filonien
Auliac Filon Principal	Brioude-Massiac	1100	1901 - 1931	type filonien
Malbosc (Le Fraissinet		1063	1838 - 1916	type filonien
Chanac (Puits Principal)	Ouest Limousin	1000	1875 - 1901; 1916 - 1919; 1925 - 1927	type filonien
Charbes La Mine	Vosges	1000	16 ème siècle; 1794; 1840; 1894 - 1905	type filonien
Le Valadou	Brioude-Massiac	1000	1879 - 1900	type filonien
Marmeissat	Brioude-Massiac	1000	1888 - 1891; 1912 - 1914; 1946 - 1968	type filonien
La Licoulne	Brioude-Massiac	1000	1770; 1879; 1903 - 1934	type filonien
Mérinchal (La Peyrouse)	Combrailles	900	1901 - 1914; 1926 - 1932 (exploitation pour Sb)	type filon mésothermal
Freycenet	Brioude-Massiac	900	avant 1865; 1942	type filonien
Les Brouzils	Vendée	895	1989 - 1992	type filonien
La Ramée	Vendée	850	1804 - 1932	type filonien
Nades	Combrailles	735	1825 - 1828; 1901 - 1914	type filonien
Chanet, Conche (Filon du Père Lachaise)	Brioude-Massiac	700	1893 - 1901; 1906 - 1918	type filonien
Ty Gardien	Quimper	565	1913 - 1916; 1927 - 1928	type filonien
Le Semnon	Châteaubriand	500	1913 - 1918	type filonien
Chazelles	Brioude-Massiac	500	1886 - 1931	type filonien
Espezolles	Brioude-Massiac	500	1885 - 1892; 1916 - 1919	type filonien
La Liserte (Osfond)	Brioude-Massiac	400	1903 - 1906; 1929	type filonien
Kerdévot	Quimper	325	1913 - 1916; 1927 - 1928	type filonien
Montignat	Combrailles	300	1893 - 1918	type filonien
La Veronnière	Vendée	450	1780-1850	type filonien
Valcros	Maures	192	1907 - 1924	type filonien
Les Borels	Maures	165	1906 - 1919	type filonien
Anglebas	Combrailles	100	1780 - 1850	type filonien
La Davière	Vendée	392	1926-27	type filonien
Terraillon	Collet-de-Dèze	100	Indice, vieux travaux	type filonien
Cassagnas	Collet-de-Dèze	80	Indice, vieux travaux	type filonien

Tableau 4 : Synthèse des gisements producteur d'antimoine (modifié d'après Audion, 2012)

Le Massif armoricain a produit près de la moitié de la production nationale (Table. 4). Elle provient des deux districts principaux : i) La Lucette en Mayenne (Fig. 9 ; département 53), dont la totalité

de la production fut assurée par le gisement du même nom avec 42 000 t Sb (+ 8,35 t Au) produits entre 1900 et 1934. Il est le premier gisement français d'antimoine et compte parmi les 30 plus importants gisements mondiaux. ii) Le district vendéen avec une production passée de 19 087 t Sb dont les ¾ sont issues du gisement de Rochetrejoux (Fig. 9 ; 16 500 t Sb), le deuxième plus important gisement français. La Ramée avec 850 t, La Daudière avec 392 t, La Véronnière avec 450 t et l'exploitation éphémère des Brouzils entre 1989 et 1992 avec 895 t exploitées ont complété cette production (Vasquez-Lopez et Blouin, 1991). Le reste de la production du Massif armoricain provient du gisement de Kerdévot (300 t Sb produites entre 1913 et 1916 puis 25 t en 1927-1928) dans le district de Quimper (Finistère). Le gisement du Semnon (35), découvert en 1886 et exploité par intermittence entre 1895 et 1913 puis de manière continue entre 1913 et 1918, produit 500 t de Sb. Des analyses faites sur le minerai ont montré des teneurs en or de 1 à 3 g/t. Une relance de l'exploration initiée à partir de 1970 par la remontée des cours de l'antimoine a rendu possible la découverte de nouveaux gisements, notamment, celui de Ty-Gardien (Fig. 9 ; district de Quimper) ainsi que la mise en œuvre de travaux tactiques (tranchées, sondages wagon-drill) sur les filons du district du Semnon (la Coefferie, principalement), ainsi que sur l'ensemble des anciens gisements du district de Vendée dans le but de rechercher des extensions aux anciens filons.

Le Massif central a produit environ 50 000 t de métal à partir d'un grand nombre de mines de tailles moyennes à petites, réparties en plusieurs districts (Table. 4 ; Fig. 9). Celui de Brioude-Massiac en Auvergne est le principal avec 42 000 t Sb produits, il comprend 200 indices à antimoine seul ou associés à de l'arsenic, de l'or, du cuivre, du zinc ou du plomb (Périchaud, 1970). La production fut fournie entre le XVII^{ème} et le début du XX^{ème} siècle par plus de 40 mines de petites à moyennes tailles dont les plus importantes sont : la Bessade (43), Ouche (15), Pressac (43), le Fraisse (43) et Osfonds (43). Les districts des Cévennes avec une production de 4 600 t Sb, provenant des mines du Collet de Dèze (Fig. 9), de Malbosc-Le-Fraissinet exploitées entre la seconde moitié du XIX^{ème} et la première moitié du XX^{ème} siècle ; celui des Combrailles, 2 000 t à Le Colombier (63), Mérinchal (23), Nades (03) ; de l'ouest Limousin avec 2 600 t Sb à Les Biards (87) et 1 000 t Sb à Chanac ou à Etagnac (16), ont été d'importance secondaire (Table. 4 ; Fig. 9).

Le district du Cap Corse (Méria, Luri, Ersa) a fourni 11 000 t Sb, de la fin du XIX^{ème} siècle jusqu'en 1919. Le district des Maures a produit quelques centaines de tonnes de métal avec les gites de Valcros et des Borels situés dans le département du Var (Table. 4 ; Fig. 9). Dans le Massif des Vosges, seul le gîte de Charbes Honilgoutte (67) a eu une production de 1 000 t Sb (Table. 4 ; Fig. 9). Par ailleurs, une production significative de 3 000 t Sb a été réalisée à partir des sulfo-antimoniures de plomb (semseyite) du gisement de plomb-zinc de L'Argentière (Ardèche).

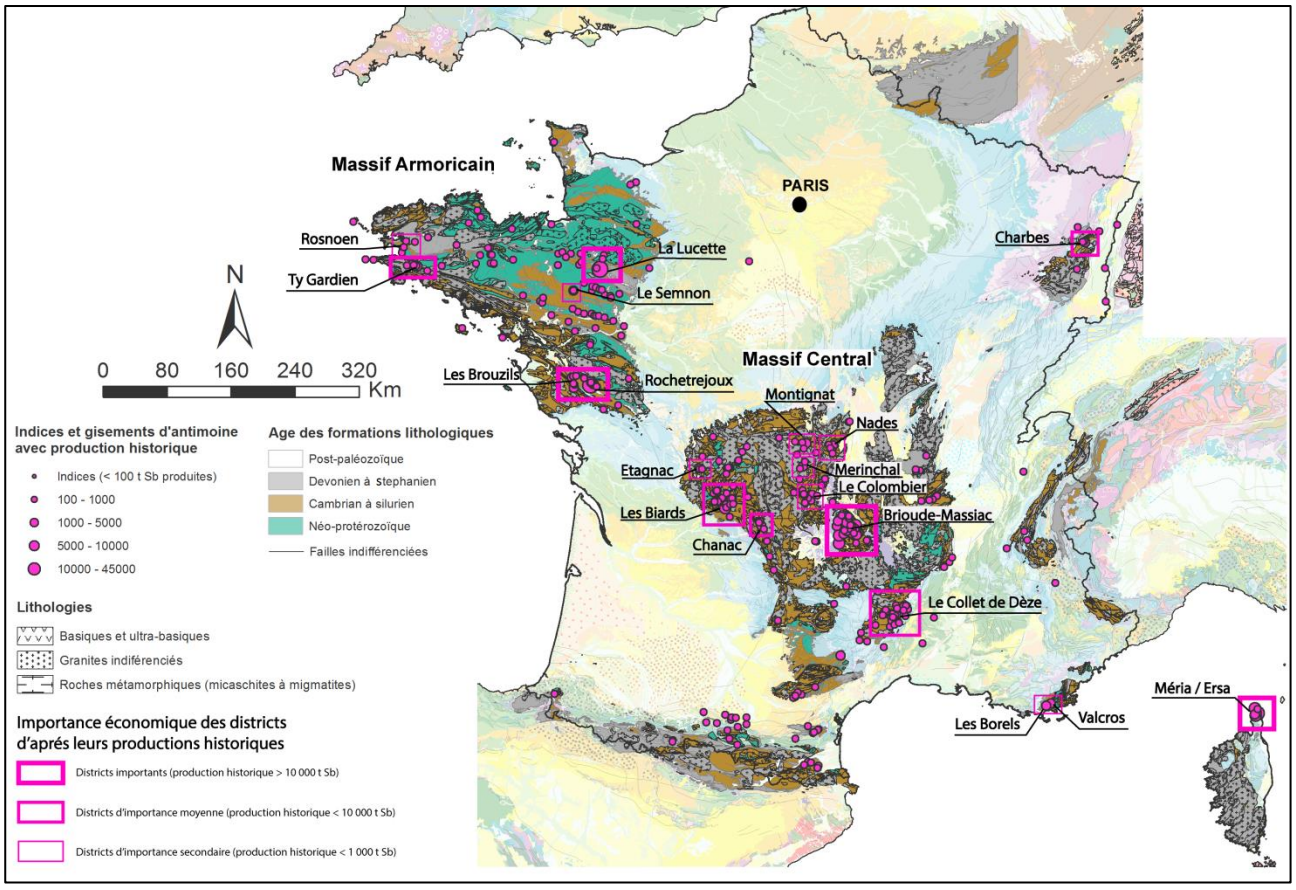


Figure 9 : Carte de répartition des principaux indices et anciens gisements d'antimoine en France avec leurs importances économiques. Géologie (modifiée d'après Chantraine et al., 1996), indices et gisements source BRGM SIG-Mines France.

1.4.2. Etat des lieux en 2017

Sociétés françaises de production d'antimoine

Actuellement il n'y a aucune production minière en France. Par contre une production industrielle existe (Société Chimique de France, 2015) :

- la SICA (Société industrielle et chimique de l'Aisne), filiale du groupe AMG, basée à Chauny (02) est le premier producteur européen de trioxyde d'antimoine avec une capacité de production annuelle de 10 000 tonnes ;

- la société PCDL (Produits chimiques de Lucette), filiale du groupe AMG, basée à Le Genest Saint Isle (53) sur le carreau de l'ancienne mine d'or et d'antimoine de la Lucette a une capacité de production annuelle proche de 5 000 t d'oxyde d'antimoine ;

Ressources en antimoine

A la suite des travaux d'exploration menés par le BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière) dans le cadre de l'inventaire minière métropolitain entre 1970 et 1991, 26 850 t Sb de ressources ont été évaluées et sont encore d'actualité (Audion, 2012). Elles sont principalement situées en Vendée, en Bretagne et dans les Maures (Table. 5 ; Fig. 10).

En Vendée, l'essentiel des ressources correspond au gisement des Brouzils, avec des ressources de 10 000 t Sb dont 4 450 t Sb de ressources mesurées. Dans le détail le gîte comprend 138 000 t de minerai @ 6,7 % Sb sur sa branche principale (branche NS) et 13 587 t de minerai @ 4.6 % Sb dans la branche SE (Vasquez Lopez et Blouin, 1991). Plus à l'Est, quelques centaines de tonnes de minerai à antimoine et or ont pu être mises en évidence sur le gîte de Mesnard la Barotière (prospect de la Chardière ; Allon, 1981), à la Télachère (200 t ; BRGM, 1988a) ainsi que 600 t d'un minerai à antimoine et or sur le filon de la Baussonnière (BRGM, 1988b). 100 t de Sb ont aussi été définis dans les extensions Sud du filon de Rochetrejoux. Le district de Vendée est celui qui possède les plus importantes ressources sur le sol métropolitain (Table. 5 ; Fig. 10). La présence d'or dans certains des filons renforce aussi l'intérêt économique pour ce district mais sa présence reste mal comprise.

En Bretagne, les principales ressources sont celles de l'ancienne mine de Ty Gardien (district de Quimper) avec 3 000 t Sb découvertes à la suite de la prospection BRGM menée dans les années 1970 – 1980. Le district du Semnon contient également des ressources significatives, évaluées à 1 000 t Sb avec valorisation de la minéralisation aurifère (Table. 5 ; Fig. 10 ; Gloaguen et al., 2016).

Dans le Massif central l'ensemble des possibilités économiques se trouve dans le district de Brioude Massiac (Table. 5 ; Fig. 10). Son importance est la plupart du temps sous-estimée du fait du peu de travaux d'exploration entrepris par le BRGM en comparaison avec le Massif armoricain. Des rapports BRGM (Périchaud et al., 1973, De Gramont et al., 1991) indiquent que le district renferme encore des ressources en antimoine associé à de l'or. Les travaux menés par le BRGM ont permis de mettre en évidence des enveloppes minéralisées dans les secteurs de Lubilhac, notamment sur les filons de Vernières et de Codracot, avec 2 à 4 000 t Sb de ressources démontrées d'après la reconnaissance effectuée par travaux miniers. La reprise des travaux miniers sur l'ancienne mine d'Ouche a permis la découverte d'extensions aux filons exploités avec la mise en évidence de petites lentilles minéralisées. La présence d'or avec des teneurs parfois très élevées (> 10 g/t Au Sandras, 1988) mais réparties de manière erratique au sein du minerai à antimoine de la Bessade et des structures de Lubilhac (Pied-Brut, Vernière, Benedetti) est aussi un élément très encourageant à ne pas négliger pour l'évaluation du potentiel économique sur ces secteurs (Sandras, 1988 ; De Gramont et al., 1991).

Le district de Valcros dans les Maures contiendrait 4 300 t Sb de ressources à basse teneur (1,6 % Sb) mais continue (Table. 5 ; Fig. 9 et Fig. 10). Le minerai est sous forme de berthiérite, il est plus difficile à traiter que la stibine donc moins valorisable. La mine de Luri (district du Cap Corse) contiendrait encore 2 000 t Sb d'un minerai à stibine.

Il faut ajouter à ces précédents chiffres une dizaine d'autres prospects découverts durant la période de l'inventaire minier où les travaux menés jusqu'à un stade de prospection tactique ont permis la découverte de petites enveloppes minéralisées, à faible profondeur. L'antimoine y est présent seul Rosnoen (29), Luzers (15), Fraisses (15) ou associé à l'or comme La Coëfferie (35), La Copechagnière (85), Port-Brillet (53). Ces sujets secondaires pourraient être intéressants à développer si toutefois une continuité en profondeur est avérée.

Gisement	Ressources mesurées (Sb t)	Ressources indiquées (Sb t)
District bretons		
Le Semnon – La Coëfferie	1 000	
Quimper (district)		3 000
	Stratiformes	
Rosnoën		1 000
District de Vendée	**Filoniens**	
Les Brouzils	4 450	5 550
Rochetrejoux		100
La Baussonnière		600
La Chardière	200	
La Télachère		200
District de Brioude-Massiac		
Vernière (secteur Lubilhac)		2 000 à 4 000
Ouche		100
Distrcit du Sud de la France		
Maures (district)		4 300
Cap Corse (district)		2 400
Total	5 650	21 200

Tableau 5 : Synthèse des ressources en antimoine connues en France à l'heure actuelle.

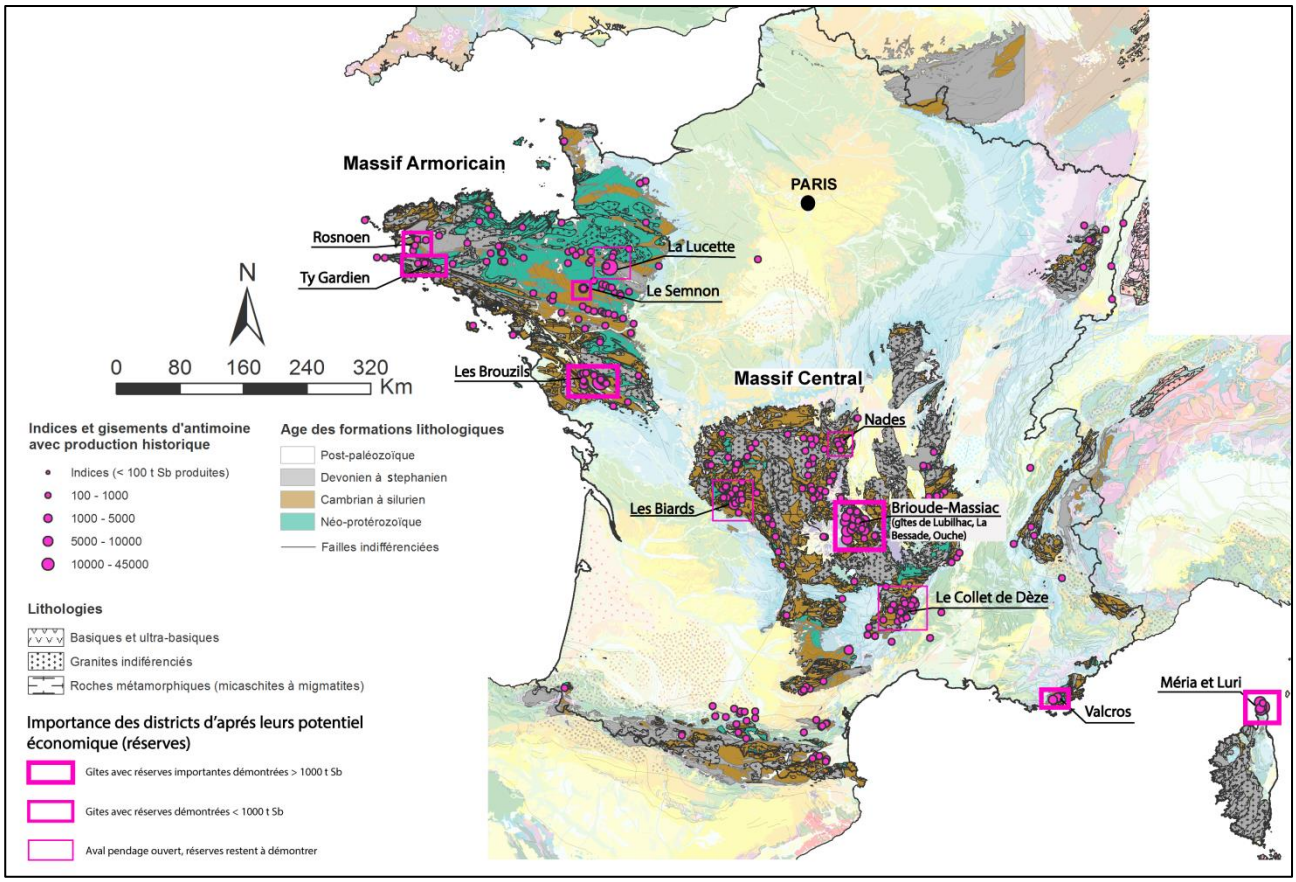


Figure 10 : Carte de répartition des principaux indices et anciens gisements d'antimoine en France avec leurs importances économiques actuelles basées sur l'importante des ressources en antimoine. Géologie (modifiée d'après Chantraine et al., 1996), indices et gisements source BRGM SIG-Mines France.

Le début d'un renouveau minier ?

Depuis 2012, l'Etat français montre une volonté de renouer avec son industrie minière sur le sol métropolitain. Après 20 ans d'inactivité, cette volonté s'est traduite concrètement, le 17 juin 2013 par l'octroi par l'Etat d'un Permis Exclusif de Recherche de Mine (noté PERM dans la suite du manuscrit) à la junior d'exploration minière Variscan-Mine pour la recherche du cuivre, du zinc, du plomb et de l'or autour de l'amas sulfuré de Rouez (Sarthe). Depuis cette date, 12 permis d'exploration ou PERM, ont été accordés par l'Etat à des sociétés d'explorations minières (Fig. 11) dont un second, en février 2014 à la même société, pour la recherche de l'or et de l'argent dans le Maine-et-Loire sur le secteur de la Bellière (permis dit de *St-Pierre*). En avril 2017, un permis pour la prospection de l'antimoine et de l'or sur le district à antimoine de Vendée (permis dit *de Vendrenne*) est octroyé à la société SGZ France, filiale de la société Anglaise Scotgold Resources, cotée à la bourse de Londres. Cette société a aussi fait la demande pour un autre PERM pour la recherche de l'antimoine et de l'or sur le secteur de la Lucette (PERM dit *d'Olivet*). Ce PERM est en cours d'instruction par l'Etat.

Cette reprise de l'activité minière sur le sol métropolitain avec la venue d'au moins une société focalisée sur la recherche de l'antimoine relance l'intérêt pour ce métal connu et utilisé depuis l'antiquité.

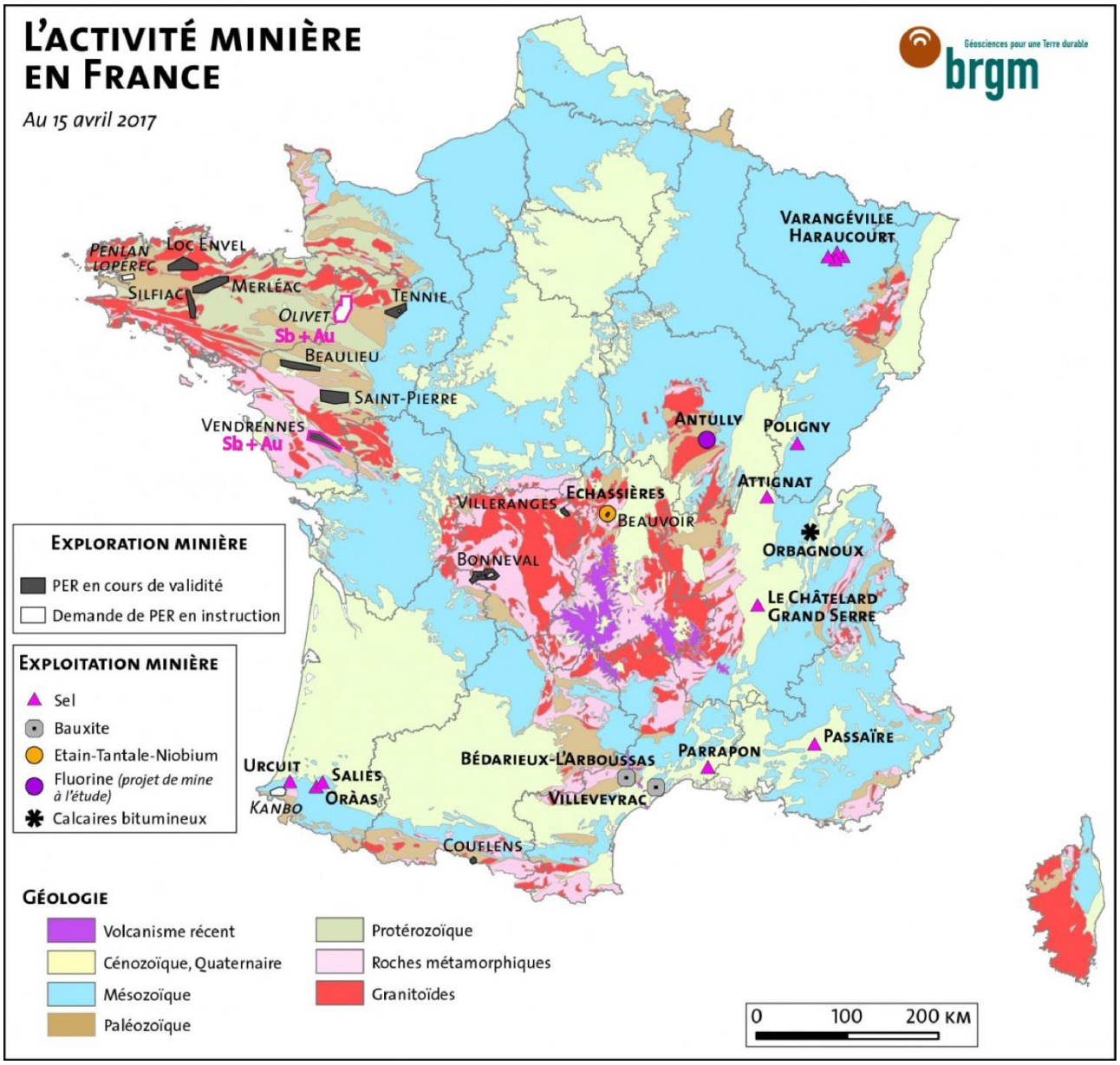


Figure 11 : Carte de l'activité minière (exploration et exploitation) en France métropolitaine en avril 2017 avec la localisation des principaux PERM défini sur la carte comme PER (d'après http://www.mineralinfo.fr/).

1.4.3. Modèles gîtologiques proposés

Les modèles proposés

Pour les minéralisations à antimoine de type filonien, plusieurs modèles ont été développés par différents auteurs pour tenter d'expliquer l'origine complexe de ces minéralisations dans le Massif central et le Massif armoricain (Fig. 12).

Le modèle de zonalité périgranitique (Fig. 12) a été proposé pour expliquer la mise en place des minéralisations du district de Brioude-Massiac (Périchaud, 1970) et de Quimper (Fouquet, 1980) et aussi celui de Vendée, mais dans une moindre mesure (Marcoux et al., 1984). Il se base sur la répartition sous forme de zonation des différentes minéralisations observées dans ces secteurs par rapport à leurs éloignements aux granites varisques mais aussi d'après des analyses des isotopes du soufre et d'inclusions fluides (uniquement Brioude-Massiac). Les secteurs les plus proches du granite sont occupés par les minéralisations à cachet plus magmatique comme les minéralisations filoniennes périgranitiques à W-Sn-Au (Jébrak et Marcoux, 2008), alors que les zones distales sont occupées par des minéralisations mises en place à des températures plus faibles comme la fluorine, la barytine, le plomb et le zinc. L'antimoine occupe une position intermédiaire dans ce système (Fig. 12). Dans ce modèle, les plutons granitiques sont spatialement associés aux minéralisations (exemple : district de Quimper). Dans le district de Brioude-Massiac aucun granite d'importance n'est présent à l'affleurement, beaucoup de dykes de leucogranites, d'aplites ou de pegmatites sont présents et semblent surtout se concentrer dans la zone de Bonnac-Scoufour. Ils sont interprétés comme étant la signature de surface de batholithe plus profond (Périchaud, 1970 ; Bril, 1982 ; Bril et Beaufort, 1989). Bril et Beaufort (1989) ont montré que les signatures des fluides minéralisateurs et la nature de l'altération hydrothermale des filons à W-As-Au et Sb(Au) semblaient proches et d'affinité magmatique confirmant l'hypothèse d'une zonation périgranitique et indiqueraient que ces deux types de minéralisations seraient contemporaines et trouveraient leurs origines dans un même évènement minéralisateur. Un modèle équivalent a été proposé par Fouquet sur le district de Quimper (Fig. 12) suivant les mêmes règles d'éloignement par rapport au granite, en fonction des différences paragenèses minéralisées. Pour le district de Vendée l'âge la formation de la minéralisation à antimoine serait associé à l'activité principale de la Branche Sud du Cisaillement Sud Armoricain (BSCSA). L'antimoine serait initialement préconcentré dans certaines lithologies favorables comme les formations de volcanites acides cambro-ordoviciennes et serait remobilisé et concentré jusqu'à former des gisements grâce à des circulations de fluides hydrothermaux d'origine plutonique probablement centrées sur le granite de Mortagne (Marcoux et al., 1984).

Pour les districts des Biards, les règles de zonalités minéralogiques centrées sur une intrusion ne semblent pas être applicables. La mise en place des filons à Sb(Au) semble être due à l'important système de failles de premiers ordre centré sur le Sillon-Houiller. Il contrôle la géométrie des champs filoniens, permet de chenaliser les fluides minéralisateurs et contrôle le dépôt de la minéralisation à Sb et Sb(Au) dans la croûte supérieure (Bellot et al. 2003 ; Bouchot et al., 2005).

A la Lucette, le lien génétique avec les granites semble aussi écarté malgré des traces de scheelite observées dans certains cuttings de sondage Wagon-Drill (Serment, 1978).

Les travaux récents de Pochon et al. (2018) sur le district à Sb(Au) du Semnon tendent à rattacher la présence de ces minéralisations aux nombreux dykes de dolérites qui jalonnent le Massif armoricain. Ces essaims de dykes sont considérés par les auteurs comme la partie affleurante d'intrusions basiques à ultra-basiques plus en profondeur. Ce modèle est basé sur la mise en évidence d'une relation spatiale et temporelle les corps basiques et la formation des minéralisations à antimoine.

En conclusions, les données relatives aux minéralisations à Sb et Sb(Au) sont très parcellaires, notamment dans le Massif armoricain voire très réduites sur certains district comme la Lucette, la Bellière notamment. Le modèle de système hydrothermal centré sur une intrusion granitique (district de Brioude-Massiac, Quimper, Vendée), semble être le plus répandu pour expliquer l'origine des minéralisations à Sb et Sb(Au). Il est semblable à celui proposé par Hart et al. (2002) pour expliquer la mise en place des minéralisations du district à or de Tintina en Alaska ou dans d'autres parties du monde (District de Gumusler, Turquie ou province de Lampang-Phrae, Thaïlande). Néanmoins ce modèle repose en grande partie sur la relation spatiale et surtout temporelle entre la mise en place de la minéralisation et des granites, qui n'est pas démontrée dans la plupart des cas. De plus pour certain district comme celui de Brioude-Massiac, les granites de taille suffisante nécessaires à la génération de quantité importante de fluide ne sont pas observés à l'affleurement mais sont uniquement supposés en profondeur.

Dans des districts comme la Lucette ou les Biards, la mise en place des filons de quartz à Sb(Au) semble être due à un système hydrothermal généré par un réseau de failles complexe où les plutons ne jouent qu'un second rôle (moteur des fluides uniquement). Ce modèle se rapproche de celui des « gisements filoniens mésothermaux » de la classification de Dill (2010), largement présent dans le monde et notamment en Europe qui se mettent en place postérieurement au pic du métamorphisme régional (Marignac et Cuney, 1999 ; Bouchot et al. 1997, 2005). Dans le Massif central les gisements Sb(Au) sont interprétés comme appartenant à un seul évènement hydrothermal, appelé communément « or 300 » (Bouchot et al., 1997, 2005). Cette période est considérée comme favorable au piégeage de l'Au et Sb. Bouchot et al. (2005) proposent pour le Massif central que les minéralisations à Sb et Sb(Au) soient formées au sein de l'évènement « or 300 » entre 310-300 Ma et dans le continuité du dépôt de la paragenèse

aurifère. Par contre les gisements à antimoine seul semblent ne pas être pris en compte dans cette classification, et son extension au Massif armoricain demeure très hypothétique. Dans le Massif Armoricain, les données sur les minéralisations aurifères sont quasiment inexistantes et leurs relations précises avec les minéralisations à Sb seul et Sb(Au) comme la Lucette restent floues, de même que l'explication de sa grande richesse en or. Chauris et Marcoux (1994) évoquent une forte concentration des indices à Sb à l'est du Massif armoricain, sous forme de bandes N-S. Cette dissymétrie pourrait être liée à un niveau d'érosion moins prononcé à l'est qu'à l'ouest qui serait responsable de leurs raretés dans les zones les plus érodées.

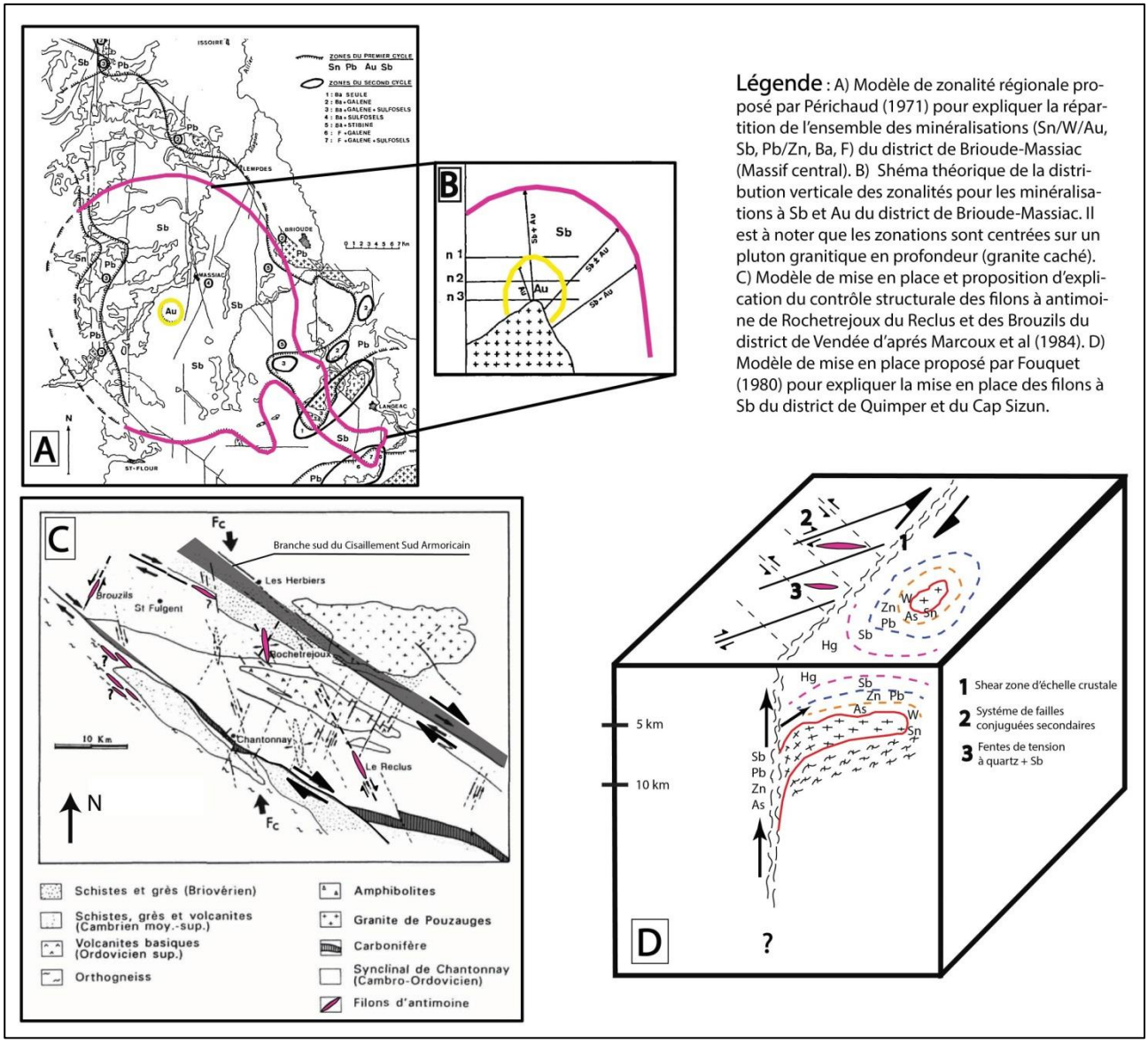


Figure 12 : Différents modèles proposés pour expliquer la mise en place des minéralisations à antimoine dans les districts de Brioude-Massiac (Cantal, Massif central), Vendée (Vendée, Massif armoricain) et Quimper (Finistère, Massif armoricain). A noter que les auteurs privilégient un lien spatial et génétique avec les granites (sources des fluides et de la chaleur).

Contexte structural des minéralisations antimonifères

Les filons de quartz à Sb et Sb(Au) de France sont localisés spatialement à proximité de zones de cisaillement majeurs comme les Cisaillements-Armoricains (Chauris et Marcoux, 1994). Les minéralisations sont encaissées au sein de structures faillées appelées « caisses filoniennes ». La nature du contrôle structural que ces failles exercent sur les filons minéralisés du district de Brioude-Massiac et de la Vendée ainsi que la nature exacte de leurs mécanismes de mise en place restent encore des questions débattues. Dans le Massif central, Sandras (1988) propose que les filons se développent au sein de structure en cisaillement alors que Brill et Beaufort (1989) n'ont pas observé de preuves de déformation au sein de la caisse filonienne et concluent à une mise en place des filons en fentes de tension. Pour la Vendée Marcoux et al. (1984) et Billa et al. (1992) ont identifié à la fois des filons qui se développent aussi bien au sein de zones de cisaillement qu'en ouverture sous forme de fentes de tension. Leur mise en place est dictée par les mouvements principaux de la BSCSA (Branche Sud du Cisaillement Sud Armoricain) et se fait en deux temps. Une première étape avec une contrainte principale orientée est-ouest (EW) provoque l'activation en mouvement senestre de la BSCSA et la mise en place des filons EW en fentes de tension. Ensuite vers 310-300 Ma les mouvements sur la BSCSA changent pour devenir dextre ce qui entraîne une rotation dans le sens antihoraire de la contrainte principale qui devient nord-sud (NS) pour favoriser la formation des principaux filons NS en fentes de tension. Dans la zone des Biards (Limousin) Bellot et al. (2003) proposent un modèle structural de mise en place des filons en deux étapes avec d'abord l'ouverture de filons en remplissage de zone de faille N30°E suivant un mouvement de cisaillement senestre puis sous forme de fentes de tension NS avec une rotation de la contrainte principale dans le sens antihoraire. Le contrôle structure des minéralisations dans le district de Brioude-Massiac reste floue.

Origine de l'antimoine en France

Dans le district de Quimper, Fouquet (1980), émet d'hypothèse que l'antimoine serait déjà présent dans les fluides minéralisateurs. Les éléments proviendraient d'une source profonde dans la croûte inférieure. Pochon et al. (2016) proposent que les dykes de dolérites pourraient être la source de l'antimoine dans le district du Semnon. En Vendée, Marcoux et al. (1984) émettent l'hypothèse d'une reconcentration d'un stock primaire d'antimoine situé dans une unité source d'affinité volcanique acide. En effet les formations volcaniques acides cambro-trémadociennes dans le Massif armoricain montrent des teneurs anormales en antimoine (12 ppm pour un fond régional de 1,5 ppm dans les rhyolites cambriennes de Vendée) ainsi qu'une liaison spatiale avec les gîtes à antimoine du Massif armoricain (Picot et al., 1981). Les études de Roger (1971) basées sur des dosages systématiques de l'antimoine dans les différentes lithologies proches des gîtes à antimoine du Massif central lui ont permis de proposer une hypothèse

proche de celle envisagée pour la Vendée : l'hypothèse de la « sécrétion latérale ». Des stocks primaires d'antimoine seraient déjà présents dans certaines unités sédimentaires détritiques carbonifères avant leur métamorphisme (schistes noirs, paragneiss provenant d'anciennes grauwackes). Lors d'un lessivage de ces unités par des fluides hydrothermaux, l'antimoine serait remobilisé, concentré et déposé à proximité de ces lithologies sources.

Age des minéralisations

L'âge absolu des minéralisations à antimoine reste mal contraint en France.

Dans le Massif armoricain, deux gammes d'âge très éloignées sont proposées. Des datation absolues ont été réalisées sur la minéralisations à Sb(Au) du Semnon et donnent des âges autour de 360 Ma (Pochon et al., 2018). Un âge Stéphanien (carbonifère supérieur ~ 310-300 Ma) est suggéré dans le district de Vendée (Marcoux et al., 1984) et de Quimper (Fouquet, 1980). L'âge proposé par Fouquet (1970) est basé sur des arguments de terrain : un filon de quartz à stibine qui recoupe un leucogranite tardi-varique. Cela suggère, d'autre part que les minéralisations dans ce secteur sont postérieures à la mise en place des granites tardi-varisques pourtant interprétés comme la source de la formation des minéralisations par le même auteur.

De nombreux âges K/Ar ont été réalisés pour tenter de dater les minéralisations du Massif central (Table. 6). Beaucoup d'âge K/Ar obtenus sont à remettre en question notamment à cause de leur grande variabilité (260 à 199 Ma pour Brioude-Massiac). Ceux postérieurs à 260 Ma sont actuellement interprétés comme des réouvertures du système sans lien avec la minéralisation, comme pour les âges acquis sur les filons de Brioude-Massiac (Table. 6). Les datations les plus robustes supportent un emplacement des minéralisations à Sb et Sb(Au) durant le Stéphanien (305 - 300 Ma) et sont regroupées avec l'évènement « or 300 », définit lui par des critères relatifs comme le recoupement du leucogranite de la Porcherie (317 ± 3 Ma, U/Pb sur zircon : Lafon, 1986) par un filon d'or ou encore par la présence de galets altérés et minéralisés d'orthogneiss contenant des sulfures d'Au-Sb dans un conglomérat d'âge Stéphanien moyen (~ 305 Ma) dans le bassin d'Argentat (Bouchot et al., 1999) ainsi que de nombreux âges Ar/Ar ou K/Ar sur illites ou muscovite provenant des filons aurifères qui donnent des âges entre 310-290 Ma (Bouchot et al., 2005). Cette période est connue pour être le siège d'une forte activité magmatique à l'origine de la mise en place des leucogranites tardi-varisques ont généré un important flux de chaleur et une activité hydrothermale importante responsable de la formation des gisements d'or du Massif central. Cet épisode est connu comme l'épisode « Or 300 » qui peut être généralisé à l'ensemble de l'Europe de l'ouest (Bouchot et al. 1997, Bouchot et al. 2000).

District	Nom du filon	Type de données	Age (Ma)	Incertitude (Ma)	Méthode utilisée	Minéral	Références
Sud-Limousin	Faille des Biards	Granite recoupé par filons à Sb	317	3	U/Pb	Zircon	Lafon (1986)
Montagne Noire		Granite recoupé par filons à Sb	314	8	U/Pb	Zircon	Munoz et al. (1991)
Montagne Noire		Gneiss altéré encaisse des lentilles à Sb	299	12	Rb-Sr	Roche totale	Lévèque (1990)
Villeranges	Faille de La Marche	Gneiss altéré encaisse des lentilles à Sb	300	7	K-Ar	Illite	Boiron (1987)
Pontgibaud		Gneiss altéré encaisse des lentilles à Sb	315-300		K-Ar	Muscovite	Marcoux et al. (1988)
Pontgibaud		Gneiss altéré encaisse des lentilles à Sb	293	9	K-Ar	Muscovite	Marcoux and Picot (1985)
Pontgibaud		Gneiss altéré encaisse des lentilles à Sb	297	9	K-Ar	Feldspath K	Marcoux and Picot (1985)
Pontgibaud		Gneiss altéré encaisse des lentilles à Sb	299	8	U/Pb	Zircon	Marcoux and Picot (1985)
Pontgibaud		Gneiss altéré encaisse des lentilles à Sb	295	6	K-Ar	Phengite, muscovite	Bril et al. (1991)
Pontvieux-Labessette	La Viallole	Gneiss altéré encaisse des lentilles à Sb	< 250		K-Ar	Illite, Feldspath K	Bril et al. (1991)
Brioude-Massiac	Vèze	Gneiss altéré encaisse des lentilles à W+Au	257	8	K-Ar	Muscovite	Bril et al. (1991)
	Bonnac	Gneiss altéré encaisse des lentilles à W+Au	240	7	K-Ar	Muscovite	Bril et al. (1991)
	Marmaissat	Gneiss altéré encaisse des lentilles à Sb+Au	260.5	6	K-Ar	Phengite	Bril et al. (1991)
	Anzat-La-Forge	Gneiss altéré encaisse des lentilles à Sb+Au	190	5	K-Ar	Phengite	Bril et al. (1991)
Cévènnes	Le travers	filon de quartz minéralisé Sb+Au	303-306		Ar-Ar	Muscovite	Chauvet et al. (2012)
Sud-Limousin	faille d'Argentat	Gneiss altéré encaisse des lentilles à Sb+Au	300		Datation relative		Becq-Giraudon et al. (1999)
Cévènnes	Bassin d'Alés	Gneiss altéré encaisse des lentilles à Sb+Au	300		Datation relative		Becq-Giraudon et al. (1999)

Tableau 6 : Synthèse des datations absolues et relatives disponibles sur les principales minéralisations à Sb, Sb(Au) et W-As-Au dans le Massif central.

1.5. Les zones d'études sélectionnées

Les sites d'études ont été choisis de façon à avoir une vision complète des différentes modalités d'associations entre l'antimoine, l'or à l'échelle des deux principaux domaines varisques en France : le Massif armoricain et le Massif central (Fig. 13). Le critère économique a aussi été déterminant dans le choix des sites.

Le district Vendée-Mauges est le principal secteur d'étude à avoir été retenu, il concentre au sein d'un domaine géologique relativement uniforme : le district de la Bellière (Maine-et-Loire) qui compte principalement des filons à or (La Bellière : 10,5 t Au de produit) ainsi que des filons à antimoine seul qui leurs sont spatialement associés et le district de Vendée à filons de quartz à Sb et Sb(Au) présents dans le même minerai (Fig. 13). Le district de la Lucette (Mayenne) complète les sites d'étude du Massif armoricain, il constitue le plus important gisement à filons Sb(Au) ± W d'Europe, où l'or semble être présent dans le même minerai que l'antimoine et le tungstène. Le district de Brioude-Massiac (Cantal) localisé dans le Massif central (Fig. 13) a été choisi comme représentatif de ces minéralisations dans le Massif central, il concentre une grande population de filons de quartz à Sb seul mais aussi à Sb(Au) ainsi qu'une relation spatiale intime avec des filons périgranitiques W-As-Au (Sandras, 1988).

Il est à noter que le travail de terrain a été effectué en parallèle de campagnes d'explorations menées sur les districts de la Bellière (projet dit de *St-Pierre* appartenant à Variscan-Mines SAS) et de Vendée (Projet dit de *Vendrennes* appartenant à SGZ France) qui a rendu possible, pour certains secteurs,

l'accès aux données d'exploration et la participation à la réalisation d'études complémentaires (géophysique, étude de sondages carottés et percutants, caractérisation de minerai, étude détaillée du contrôle structural, modélisation 3D avec réestimation de ressources). Cela a contribué à avoir une vision plus précise des objets géologiques étudiés.

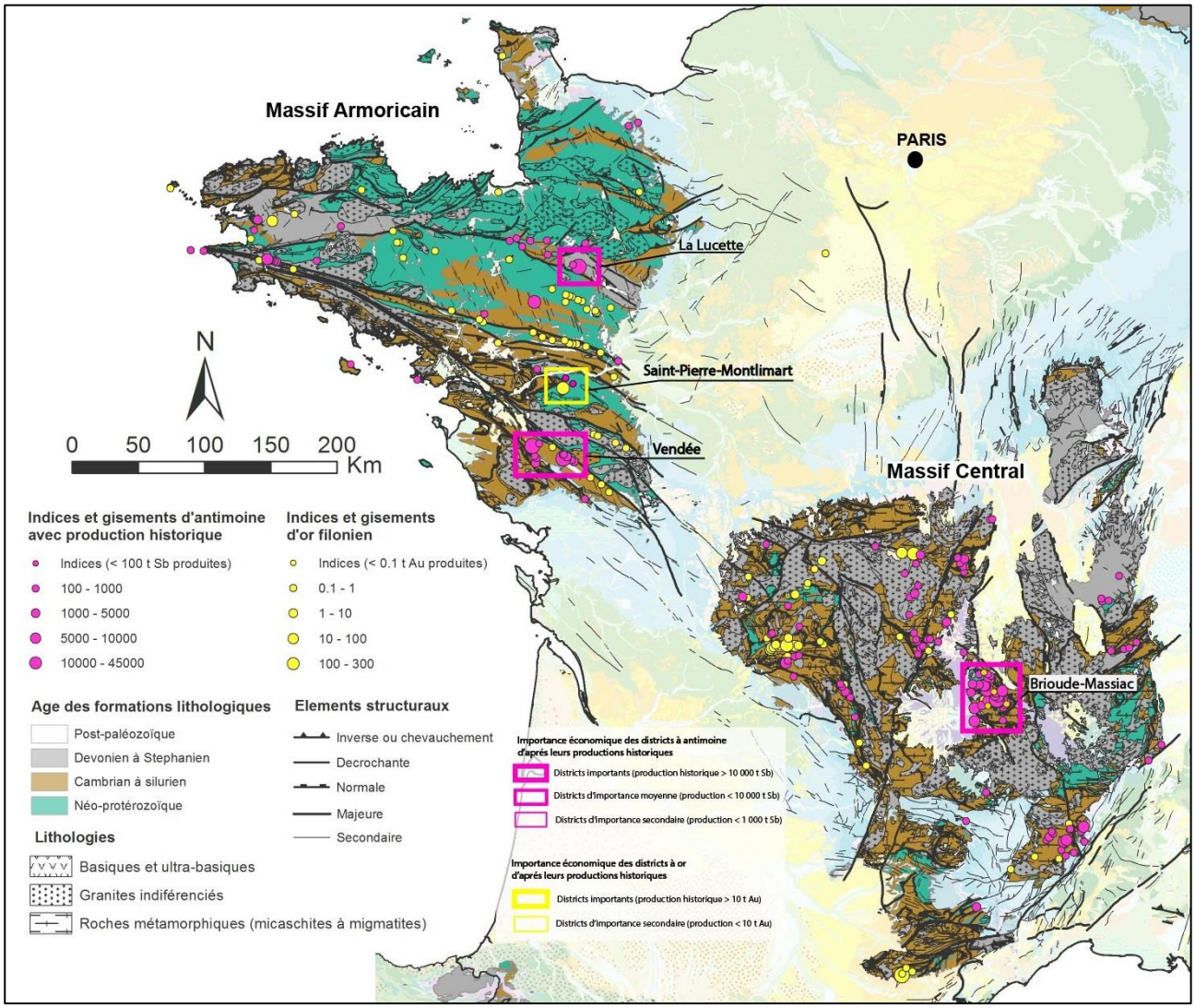


Figure 13 : Carte de localisation des différentes zones d'étude dans le Massif armoricain et le Massif central avec leurs importances économiques et les principaux traits de la géologie. Géologie (modifiée d'après Chantraine et al., 1996), indices et gisements source BRGM SIG-Mines France.

Chapitre II

Les minéralisations à antimoine et antimoine-or du domaine Vendéen

Généralités sur la chaîne varisque en Europe de l'Ouest

Le domaine Vendée-Mauges auquel appartient le district à antimoine et antimoine-or de Vendée est situé dans le Massif armoricain, vestige le plus occidental de la chaîne varisque en France. Il s'agit d'une chaîne de montagnes d'âge Paléozoïque s'étendant de l'actuel Texas (États-Unis) à l'Ouest, jusqu'en Europe de l'Est, en passant par les Appalaches, l'Ibérie (Espagne, Portugal), le Sud de l'Angleterre et la France (Fig. 14 ; Matte, 1986 ; Matte, 2001 ; Faure et al., 2005).

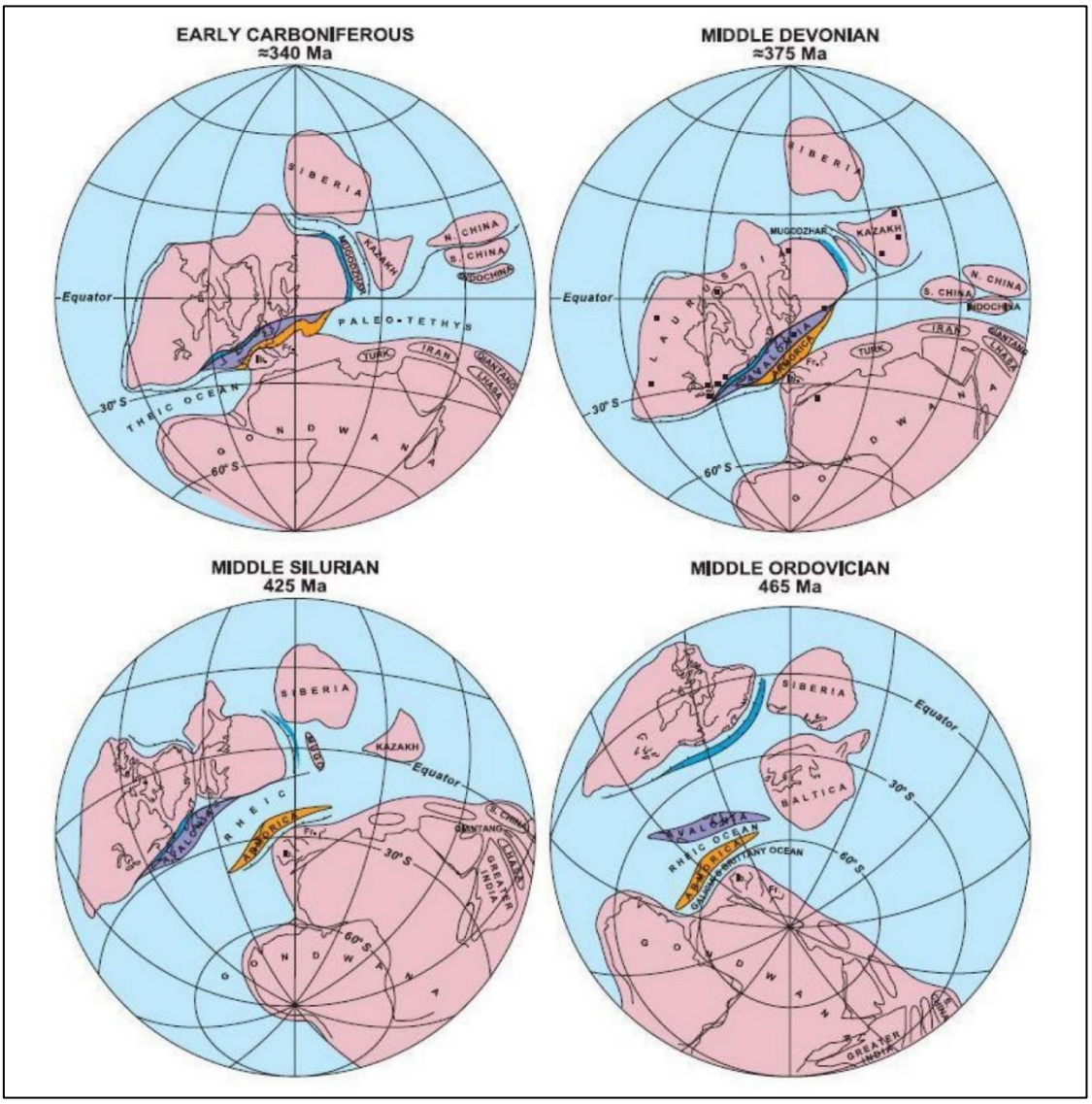


Figure 14 : Reconstruction géodynamique de la chaîne varisque depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère (Matte, 2001).

Elle résulte de la collision entre deux mégacontinents : Laurussia (Laurentia-Baltica) au NW et Gondwana au SE, associée à la fermeture de l'océan Rhéique, ainsi qu'à l'amalgamation de microcontinents tels qu'Armorica, Mid-German Crystalline Rise (MGCR) et Avalonia (Fig. 14), issus de la marge Nord du Gondwana (Autran et Cogné, 1980 ; Franke, 2000 ; Robardet, 2003 ; von Raumer et al., 2003). L'architecture actuelle de cette chaîne résulte de plusieurs évènements tectoniques majeurs ayant eu lieu entre le Silurien et le Permien (*i.e.* 400-250 Ma ; Matte, 2001). En Europe, les reliefs majeurs ont été formés durant le Carbonifère supérieur. A cette époque, la chaîne Varisque formait un relief très important qui s'étendait sur 10 000 km. En France, cette dernière est divisée en plusieurs domaines lithotectoniques délimités par des zones de sutures. On distingue du Nord au Sud (Fig. 15) : la zone rhénohercynienne, la zone saxothuringienne, la zone « de l'Armorica » et la zone moldanubienne.

En coupe, la chaîne varisque montre une géométrie en forme d'éventail à double vergence, avec des chevauchements vers le Nord dans sa partie Nord (zones rhénohercynienne et saxothuringienne) et vers le Sud dans sa partie Sud (zone moldanubienne), qui pourraient être des réactivations des zones de subduction plus précoces (Matte, 1986, 2001 ; Schulmann et al., 2009).

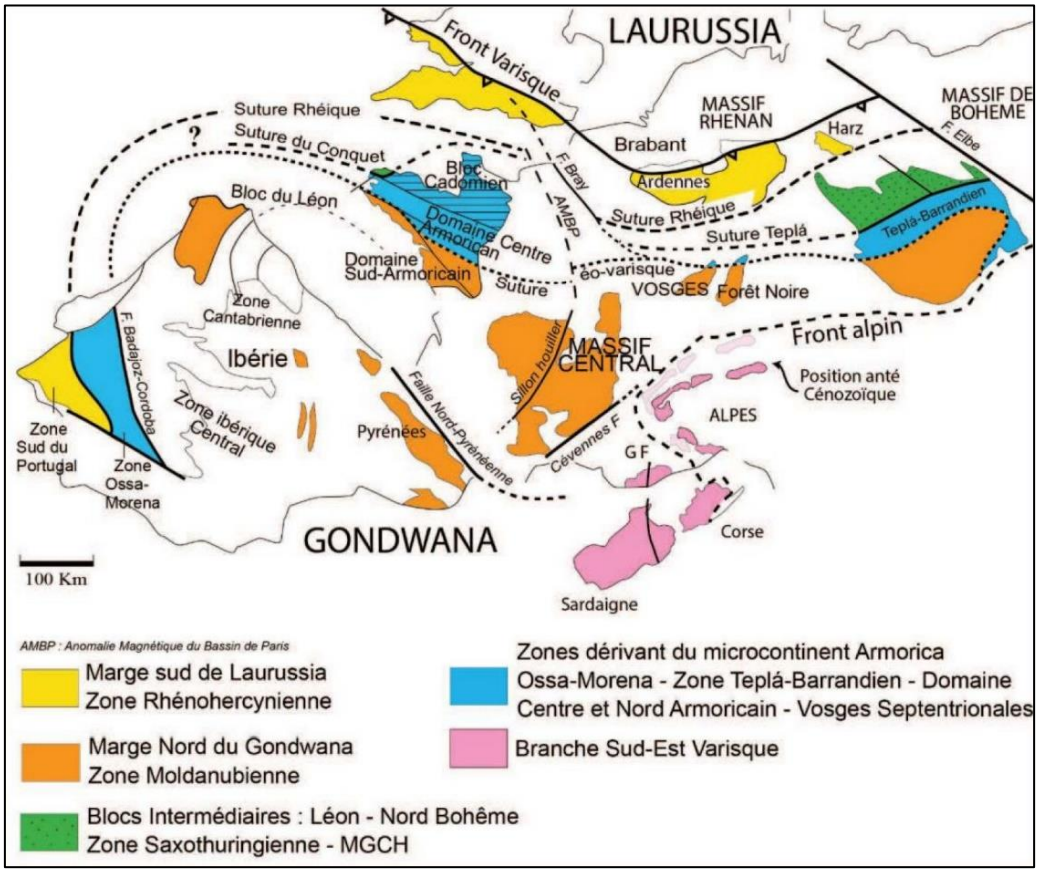


Figure 15 : Carte schématique montrant les différentes zones lithotectoniques de la chaîne varisque en Europe (Faure et al., 2005).

Des vestiges de domaines orogéniques antérieurs à la chaîne varisque ont pu être observés localement au cœur de celle-ci. Ces domaines de socle ancien sont principalement hérités de l'orogenèse cadomienne qui a eu lieu entre 650 et 540 Ma. Elle est considérée comme étant un fragment de la chaîne Panafricaine (Chantraine et al., 2001). Ces reliques sont retrouvées depuis la côte Est du continent Nord-Américain jusqu'en Europe Centrale (Strachan et Taylor, 1990). En France, ils sont reconnus dans le Massif armoricain notamment dans sa partie Nord : domaines du Trégor, de St-Brieuc. Ces domaines constituent le « bloc Cadomien » (Fig. 15) et furent essentiellement préservés de l'influence des phases varisques (Chantraine et al., 2001). Ils se composent de roches Néoprotérozoïques sédimentaires à tendance volcanogène, relativement peu déformées et intrudées par des complexes volcano-plutoniques à magmatisme bi-modal de type arc (Egal et al., 1996 ; Thiéblemont et al., 1999). Ces plutons correspondent à des granodiorites et gabbros (Chantraine et al., 2001), datés aux environs de 615 Ma (Graviou et al., 1988) qui intrudent du socle icartien (daté à 2 Ga) comme dans le Trégor. Ils sont interprétés comme témoignant d'un épisode de subduction initié à partir de 750 Ma qui aboutira à la formation de la chaîne cadomienne (Thiéblemont et al., 1999). Ces domaines cadomiens peuvent aussi être constitués de massifs migmatitiques, comme les unités de St-Malo et Guingamp associés la mise en place de leucogranites. Cet épisode tardi-cadomien de fusion partielle est daté autour de 530 – 550 Ma (Peucat, 1986 ; Egal et al., 1996 ; Hebert et al., 1993 ; Chantraine et al., 2001). Dans le domaine Central- et Sud-armoricain, ces terrains Néoprotérozoïques sont représentés par les formations briovériennes qui montrent des déformations ainsi qu'un grade métamorphique (schistes verts) plus faibles qu'au nord. L'Unité des Mauges, située dans le domaine Sud-armoricain, est un exemple de la partie externe de la chaîne cadomienne. Ces roches Néoprotérozoïques appartiennent à la même croûte continentale que celle des domaines Centre- et Nord-armoricain, ils ont donc subi la même déformation cadomienne (Wyns et al., 1998).

Les lithosphères continentales impliquées de la future chaîne varisque furent préalablement affectées par 2 épisodes de rifting. Ils se traduisent par une forte activité volcanique, dont on retrouve les traces depuis la péninsule Ibérique jusqu'en Europe de l'Est. Ce volcanisme est bi-modal, a lieu du Cambrien à l'Ordovicien inférieur, entre 518 et 502 Ma (Kemnitz et al., 2002). Il est contemporain du dépôt de sédiments volcano-détritiques. Cet épisode magmatique d'âge Cambro-ordovicien est la signature de l'ouverture de l'océan Rhéique qui accommode la séparation du microcontinent Avalonia au Cambrien (Franke, 1984 ; Stampfli et al., 2002 ; von Raumer et al., 2002, 2003). Le deuxième épisode de rifting, d'âge Ordovicien inférieur, témoigne lui du détachement du microcontinent Armorica de la marge Nord Gondwanienne (Matte, 2001). Des preuves de cette phase de rifting, puis d'océanisation, sont préservées dans le complexe de Champtoceaux et correspondent aux roches basiques et ultrabasiques de la formation de Drain, qui seraient des reliques de l'océan Médio-Européen qui séparait Armorica de Gondwana (Faure

et al., 2005, 2008 ; Ballèvre et al., 2009). Cet épisode extensif va se poursuivre et atteindre son paroxysme au Silurien inférieur, où l'amincissement extrême de la croûte de la partie Nord du Gondwana aurait provoqué la fusion partielle du manteau à l'origine par exemple du complexe leptyno-amphibolique, largement visible dans le Massif central (Faure et al., 2008).

La fermeture de l'océan Médio-Européen est accommodée par une subduction sous l'Armorica initiée vers 420 Ma et est suivie d'une phase de collision continentale autour de 380 Ma, appelée phase éo-varisque. Elle pourrait débuter au Silurien inférieur et est la conséquence du plongement de la plaque gondwanienne sous la plaque armoricaine (Faure et al., 2009). Cette phase de déformation notée phase D0 est reconnue au sein du Massif armoricain et du Massif central (revue complète de ces phases dans Faure et al., 2005) et est associée au métamorphisme de haute pression lié à l'enfouissement des unités. Le serrage tectonique de l'ensemble des unités conduit à leur exhumation qui est associée à un empilement de nappes et à un métamorphisme haute température/moyenne pression enregistré par les migmatites du domaine de Champtoceaux par exemple (Ballèvre et Marchand, 1991 ; Faure et al., 1997, 2008 ; Pitra et al., 2010). Cet évènement correspond à la phase de déformation D1 (Faure et al., 2005), notamment visible sur le terrain par des cinématiques vers le SW, (complexe de Champtoceaux) entre 380 et 360 Ma. La suture associée à la phase éo-varisque est observable le long de la faille de Nort-sur-Erdre.

Entre 350 et 330 Ma, un nouvel empilement de nappes crustales montre des critères de cisaillement chevauchants vers le NW (nappe de Brévenne ; Faure et al., 2008). Cette phase de déformation notée D2 est largement reconnue sur le terrain par la présence de linéation d'étirement NW-SE et est aussi associée à un métamorphisme de moyenne pression / moyenne température. Elle correspond à la phase de déformation bretonne dans le domaine Centre-armoricain. Plus au SE, l'orthogneiss de Lanvaux et les métasédiments encaissants montrent des critères de cisaillement senestre associés à une foliation verticale (Faure et Cartier, 1998). Durant le Viséen (340-330 Ma), la chaîne est alors affectée dans ses zones internes par un métamorphisme de haute-température menant à la fusion partielle et la mise en place de nombreux plutons granodioritiques ou des granitoïdes calco-alcalins potassiques syn-collisionels (Vialette, 1973 ; Duthou et al., 1984 ; Supply, 1985 ; Rolin et Stussi, 1991 ; Delfour et Guerrot, 1997). En surface ce magmatisme se traduit dans le Massif central par la mise en place de l'ensemble volcano-sédimentaire des tufs anthracifères composé d'ignimbrites, de coulées et de dykes rhyo-dacitiques datés aux environs de 335 Ma (Faure et al., 2000). Cette phase magmatique est associée à l'évènement de déformation D3, enregistré dans l'ensemble du Massif central. Dans les domaines d'avant pays (Sud de la chaîne) on reconnaît des cisaillements vers le Sud, alors que dans sa partie Nord elle se traduit déjà par une extension syn-orogénique correspondant à l'étalement de la chaîne varisque. Au cours de la collision, le front de la chaîne se propage vers l'avant-pays (Ballèvre et al., 2009 ; Faure et al., 2009).

A partir d'environ 325 Ma, la dynamique de la chaîne change fortement en passant d'un contexte en collision à un contexte d'extension syn à tardi-orogénique généralisé, aussi bien dans l'avant pays que dans les zones internes. Deux périodes tectoniques représentent les phases de désépaississement crustal qui sont largement observables dans les domaines varisques : i) une étape d'extension syn-orogénique (entre 325 et 310 Ma) puis ii) tardi-orogénique entre 310 et 290 Ma (Becq-Giraudon, 1993 ; Burg et al., 1994 ; Faure, 1995 ; Ledru et al., 1989, 2001 ; Faure et al.,2005, 2009).

L'étape **d'extension syn-orogénique** (évènement D4 d'après Faure et al., 2009) est marquée par un étirement généralisé orienté NW-SE, attesté par le développement d'une linéation d'étirement NW-SE dans les granites syn-tectoniques (Faure et al., 2005 ; Talbot et al., 2005). Cet évènement magmatique est aussi enregistré par la mise en place des dykes rhyolitiques orientés NE-SW de la formation des Tufs Anthracifères dans la partie Nord du Massif central (Faure et al., 2005, 2009).

L'extension tardi-orogénique (310-290 Ma) est quant à elle associée à une direction maximale d'extension subhorizontale orientée Nord-Sud à NNE-SSW qui est appelée évènement D5 d'après Faure et al. (2009). Cet évènement tectonique est contemporain d'un métamorphisme de haute température et basse pression qui est provoqué par un important flux de chaleur d'origine mantellique. La fusion partielle de la croûte s'est effectuée de 315 à 298 Ma (Mougeot et al., 1997). Elle est par exemple à l'origine du granite d'anatexie du Velay, daté à 298 ± 8 Ma (Caen-Vachette et al., 1982). Cette période est marquée aussi par la mise en place des granites peralumineux à 2 micas syn-tectonique (Fig. 16), associés à l'activation des principaux couloirs de cisaillement comme le cisaillement Sud-armoricain ou Nord-Armoricain, comme les leucogranites de Guérande dans la partie Ouest de la Vendée (Ballouard et al., 2015) ou celui de Mortagne (Cuney et al., 2001). Ce magmatisme se caractérise également par un rajeunissement des âges du cœur de la chaîne vers son avant-pays entre 330 et 290 Ma (Cocherie et al., 2005 ; Finger et al., 2009 ; Laurent et al. 2017 ; Cochelin et al., 2017).

A la fin du Carbonifère (305 à 295 Ma) cet évènement magmatique est associé à une sédimentation dans les bassins intra-montagneux ouverts sous forme de demi-graben ou de « pull-apart », lors de réactivation en contexte cassant de grands cisaillements comme le Sillon Houiller dans le Massif central (Burg et al., 1994 ; Faure, 1995). Ceux-ci marquent la phase d'extension post-orogénique (Malavieille, 1993). La direction maximale d'étirement enregistrée à cette époque devient NNE-SSW. Au Permien le magmatisme est très rare dans le Massif armoricain, alors qu'il est présent dans la partie Nord du Massif central, et est important en Angleterre, batholithe de Cornwall 295 à 275 Ma (Chen et al., 1993) ou dans la péninsule ibérique (Gutiérrez-Alonso et al., 2011).

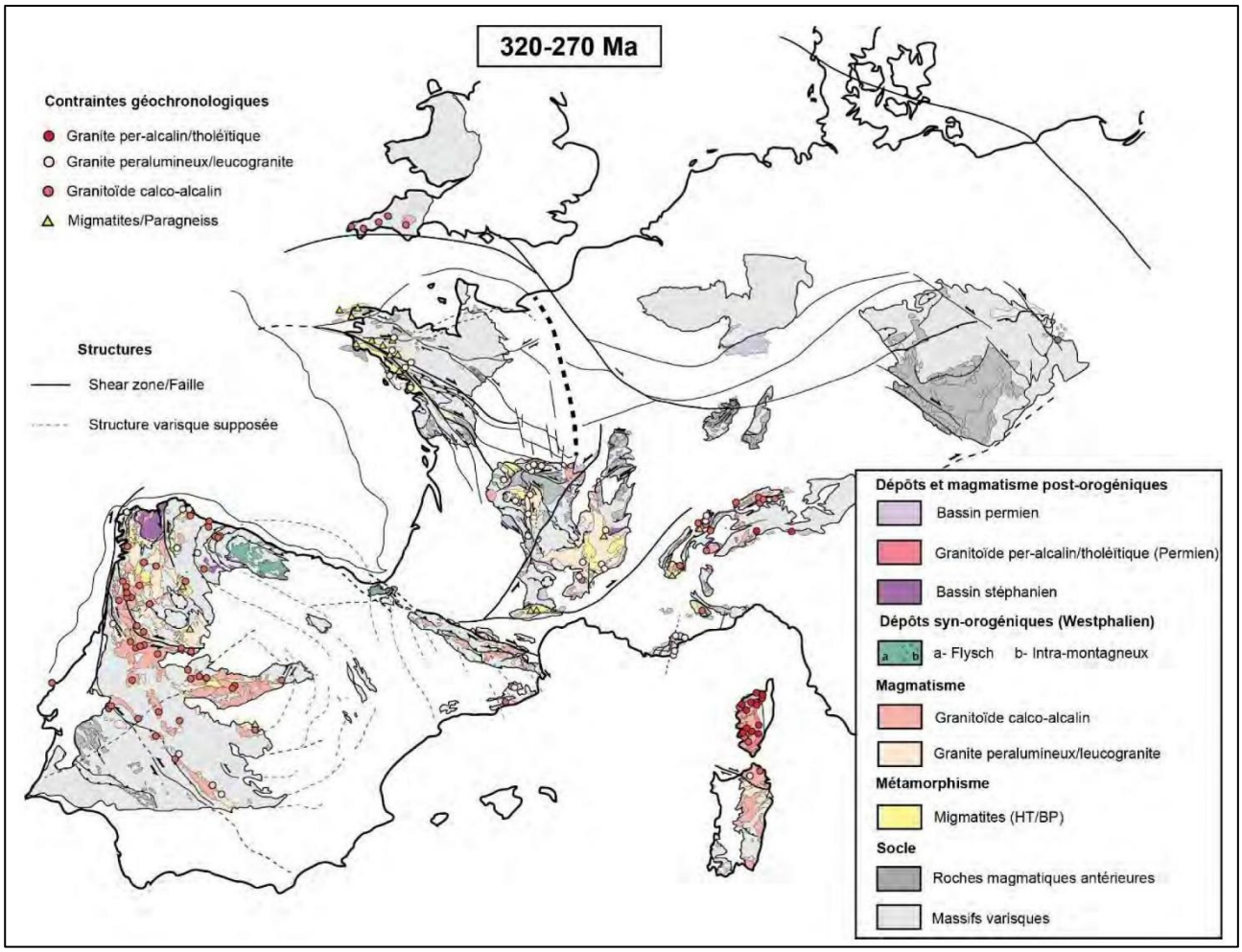


Figure 16 : Carte des différents évènements géologiques durant la période tardi- à post- orogénique (Cochelin, 2016).

Le flux de chaleur durant la période d'extension tardi- à post- orogénique est important. Il est généré par la remonté rapide du bâti, l'amincissement de la croûte lié au collapse de la chaîne qui favoriserait la remontée de l'asthénosphère (Bouchot et al., 2005). Il est également à l'origine d'une activité hydrothermale importante, responsable de la genèse des principaux gisements d'or d'Europe de l'Ouest (phénomène métallogénique « or 300 » (Bouchot et al., 1997, 2005 ; Marignac et Cuney, 1999). L'évolution chronologique des évènements liés à l'orogenèse varisque est toujours en débat (Faure et al., 2005, 2008 ; Ballèvre et al., 2009, 2013).

Chapitre 2. Les minéralisations à antimoine et antimoine-or du domaine Vendéen.

2.1. Contexte géologique et métallogénique régional

2.1.1. Architecture du Massif armoricain

En France, les témoins de la chaîne varisque affleurent au sein de quatre principaux massifs : les Ardennes, les Vosges, le Massif central et le Massif armoricain. Ce dernier représente la partie la plus occidentale de la chaîne varisque. Il peut être divisé en 6 grands domaines (Fig. 17) avec du Nord au Sud : i) le domaine du Léon, ii) le domaine Nord-armoricain, iii) le domaine Centre-armoricain, iv) le domaine de Lanvaux v) le domaine nantais et vi) le domaine Sud-armoricain. Ces domaines sont séparés par de grands accidents d'échelle crustale. Parmi ces accidents se trouvent deux grandes zones de cisaillement décrochantes dextres (Fig. 17), orientées E-W à NW-SE. Le plus septentrional correspond au Cisaillement Nord-armoricain (CNA), séparant le domaine Nord-armoricain du domaine Centre-armoricain (Chauris, 1969 ; Watts et Williams, 1979). Plus au Sud, le Cisaillement Sud-armoricain (CSA) se divise en deux branches distinctes, une branche Nord, plutôt WNW-SSE, qui sépare le domaine Centre-armoricain du domaine Ligérien et une branche sud orientée NW-SE, (branche Sud du Cisaillement-Sud-armoricain notée par la suite BSCSA) qui sépare le domaine Nantais du domaine Sud-armoricain (Jégouzo, 1980). La faille de Nort-sur-Erdre interprétée comme la trace de la suture éo-varisque a été réactivée en décrochement senestre lors de l'ouverture en pull-apart du bassin d'Ancenis (Ouest du complexe de Champtoceaux) durant le Tournaisien-Viséen (Diot, 1980 ; Matte, 1986 ; Le Corre et al., 1991 ; Ballèvre et al., 1992 ; Lardeux et Cavet, 1994 ; Faure et al., 1997 ; Wyns et al., 1998 ; Cartier et al., 2001). Cette faille délimite le domaine Ligérien du domaine Nantais. Au Sud, les failles de Cholet et de Secondiny sont des ramifications de la branche Sud du CSA (Fig. 17 ; Rolin et Colchen, 2001).

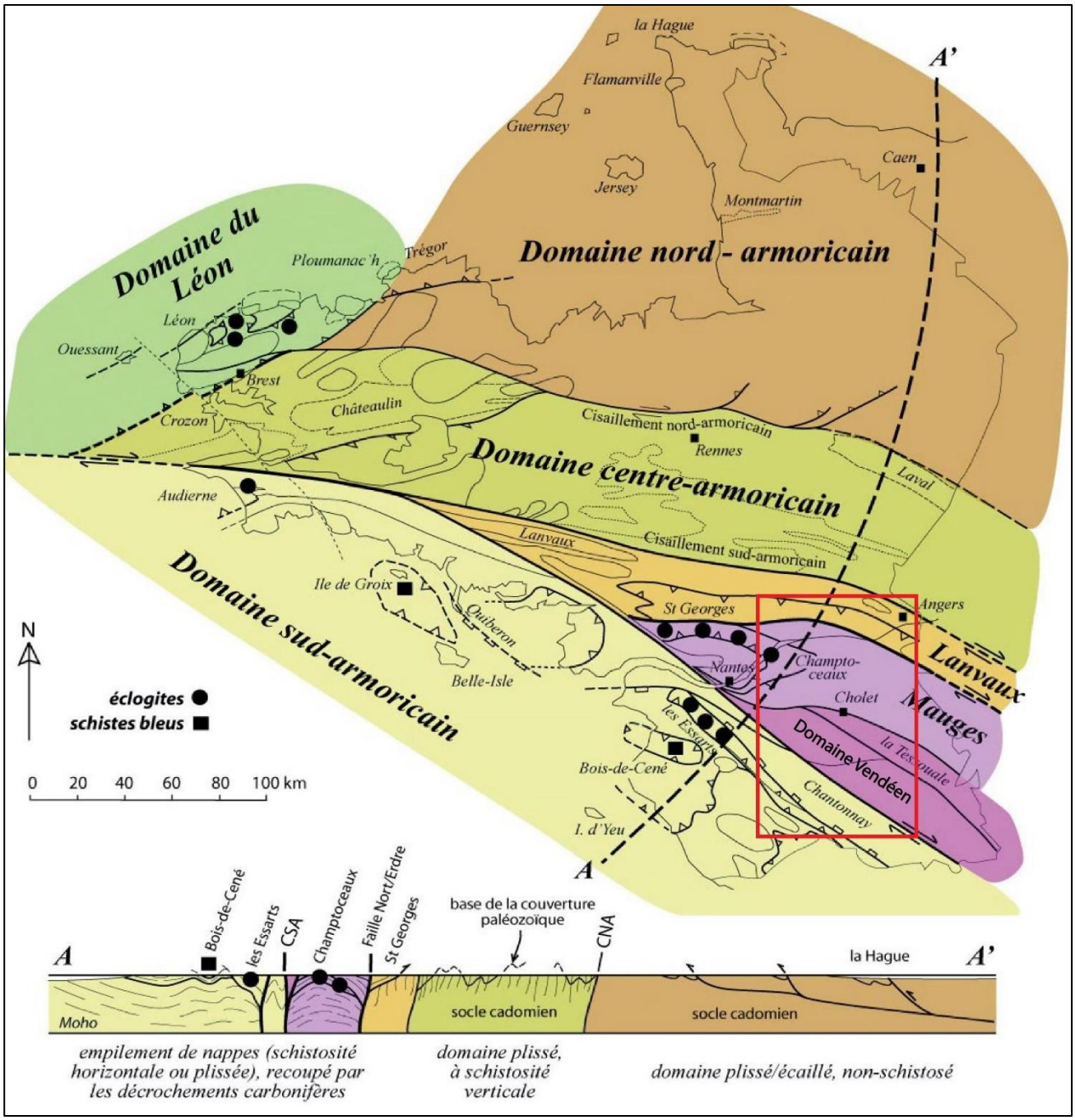


Figure 17 : Carte et coupe synthétique du Massif armoricain et de ses différents domaines (Ballèvre, 2008) avec localisation des domaines des Mauges et de Vendée.

Les études de Rolin et Colchen (2001), Rolin et al. (2009) et Baptiste (2016) dans le Seuil du Poitou ont montré que les accidents Sud-armoricains sont connectés avec ceux du NE du Massif central. La faille de la Marche, notamment est interprétée comme la continuité de la BSCSA.

2.1.2. Les grandes unités lithostructurales du domaine Vendée-Mauges

La géologie des domaines des Mauges et de la Vendée ou domaine Vendée-Mauges est dominée par des grandes unités orientées NW-SE d'origine, d'âge et d'évolution différents (Fig. 18).

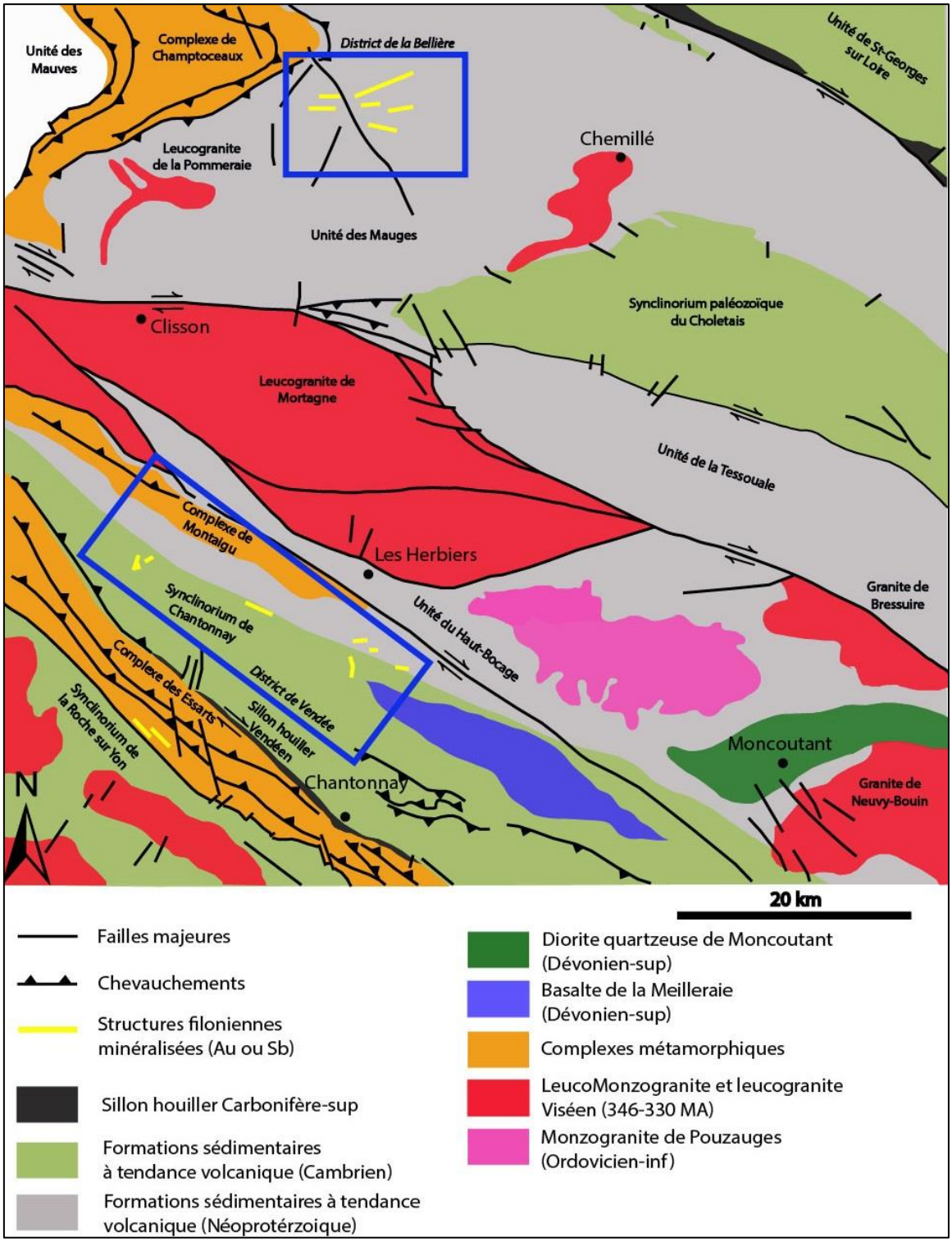


Figure 18 : Carte structurale de synthèse des principales unités du domaine Vendée-Mauges et localisation des districts étudiés dans cette partie (modifié d'après Billa et al., 1992).

Le domaine Vendée-Mauges se situe entre le domaine de Lanvaux au Nord et déborde sur la partie Nord du domaine Sud-armoricain au Sud (Fig. 17). L'unité du synclinorium de Chantonnay, renfermant les

minéralisations à antimoine et antimoine-or de Vendée sera d'avantage détaillée dans la partie 2.3, l'unité de la Nappe des Mauges renfermant les minéralisations du district à or (Au) et antimoine de la Bellière sera elle abordée plus en détail dans le chapitre 3.

L'ensemble des unités du domaine Vendée-Mauges peuvent être regroupées en six grands ensembles (Billa et al., 1992 ; Rolin et Colchen, 2001) en fonction de leurs lithologies et de leurs évolutions géodynamiques : le socle Cadomien, les nappes crustales, les synclinaux paléozoïques, les sillons houillers, le bassin d'Ancenis, les intrusions.

Le socle cadomien faiblement métamorphisé correspond aux unités des Mauges, de la Tessouale et du Haut-Bocage (Fig. 18). Ces formations d'âge Néoprotérozoïque se composent de métasédiments et de niveaux volcaniques mafiques (formation de Beaupréau par exemple). Elles sont déformées et métamorphisées dans le faciès des schiste-verts acquis durant l'orogenèse Cadomienne mais ont été préservées, en partie, de la tectonique varisque (Chantraine et al., 2001).

Les complexes métamorphiques sont répartis en 3 zones : les complexes de Champtoceaux, de Montaigu et des Essarts (Fig. 18). Ces formations sont situées entre ou dans les cisaillements majeurs, elles sont constituées de séries leptyno-amphibolitiques, d'orthogneiss et de migmatites. Ces unités sont aussi caractérisées par une déformation très forte et un métamorphisme de haute pression dans le faciès des éclogites. Ils correspondent à des zones de croûte continentale enfouie durant la phase éo-varisque. L'exhumation du complexe de Champtoceaux a été datée à 386 ± 6 Ma (Dévonien inférieur) sur les migmatites (datation chimique U-Th-Pb sur monazites dans Cocherie et al., 2005), alors que l'âge du métamorphisme de haute pression associé à la phase éo-varisque reste mal défini, entre 420 Ma et 360 Ma selon les auteurs. Cette unité possède des caractéristiques similaires à l'Unité Supérieure des Gneiss du Massif central (Faure et al., 2008). Le complexe des Essarts est situé en bordure Sud du synclinorium de Chantonnay supposé être une unité équivalente au complexe de Champtoceaux.

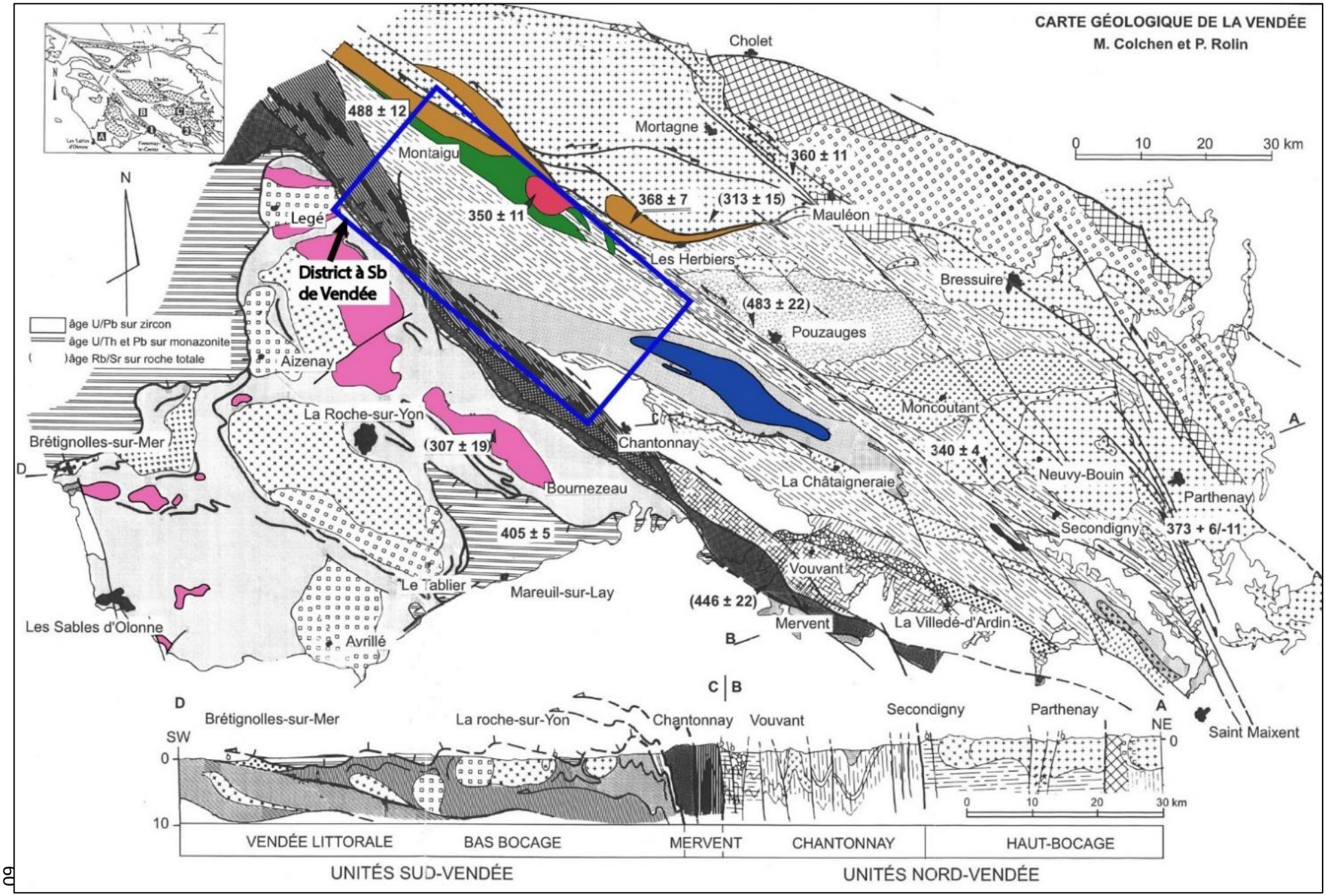
Quatre zones de **synclinaux paléozoïques** se succèdent, du Nord au Sud se trouvent : le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire, du Choletais, de Chantonnay, de la Roche-Sur-Yon (Fig. 18). L'ensemble de ces bassins présentent un remplissage allochtone et faiblement métamorphisé (faciès des schistes verts) composé de schistes, grés, volcanites acides et basiques et parfois de calcaire. Le bassin de Saint-Georges-sur-Loire est caractérisé par un ensemble terrigène : turbidite et série à blocs. L'âge de la matrice de la série à blocs est mal daté, mais les blocs les plus jeunes sont datés stratigraphiquement du Dévonien inférieur-moyen. La série sédimentaire du synclinorium de Chantonnay commence au Cambrien inférieur. L'ensemble des formations est recoupé par des intrusions de natures (granodiorite, leucogranite, diorite) et d'âges variés (450 à 300 Ma). Il est limité au NE (discordance probable) par les alternances de

métagrauwacke-métapélites Néoprotérozoique supérieur à Cambrien inférieur de l'unité du Haut-Bocage, les volcanites acides du Cambrien et basiques du Dévonien.

Les sillons houillers *:* deux sillons houillers peuvent être distingués, celui de Basse-Loire au NE du secteur situé en bordure Sud de l'unité de St-Georges-sur-Loire et le sillon Vendéen au Sud du secteur qui sépare le synclinorium de Chantonnay de l'unité des Essarts plus au Sud. Leurs remplissages sont identiques, ils sont formés de pélites, pélites charbonneuses, psammites, grés, conglomérats quartzeux et lentilles de houille d'âge Westphalien à Stéphanien. L'ouverture de ces bassins est synchrone de l'activité des grands cisaillements crustaux (rejet tardif de la faille de Nort-sur-Erdre pour le sillon de Basse Loire et faille du sillon houiller pour le sillon houiller Vendéen). Le Sillon houiller de Vendée est tectonisé et montre une puissance très restreinte n'atteignant pas les 300 mètres.

Le bassin d'Ancenis : Il s'agit d'un bassin « pull-apart » ouvert sous l'effet des cisaillements senestres. Son contenu lithologique montre une succession de faciès gréso-pélitiques d'âge Tournaisien à Viséen.

Les intrusions sont regroupées en 3 périodes d'activité magmatique différentes, reconnues aussi bien dans les cratons Cadomiens que dans les synclinoriums paléozoïques. Le lecteur trouvera une revue complète de ces évènements dans Cuney et al. (2001). La figure 19 présente les principales données disponibles sur la datation des intrusions, ainsi que leurs localisations par rapport au district à Sb et Sb(Au) de Vendée.


CARTE GÉOLOGIQUE DE LA VENDÉE
M. Colchen et P. Rolin
Cholet
Mortagne
Montaigu
488 ± 12
360 ± 11
368 ± 7
(313 ± 15)
350 ± 11
Mauléon
Legé
District à Sb de Vendée
Les Herbiers
Bressuire
(483 ± 22)
Pouzauges
Aizenay
La Roche-sur-Yon
Moncoutant
Brétignolles-sur-Mer
(307 ± 19)
Chantonnay
340 ± 4
Neuvy-Bouin
La Châtaigneraie
Parthenay
Bournezeau
Secondigny
373 + 6/-11
405 ± 5
Vouvant
Le Tablier
Mareuil-sur-Lay
(446 ± 22)
Mervent
La Villedé-d'Ardin
Les Sables d'Olonne
Avrillé
Saint Maixent
âge U/Pb sur zircon
âge U/Th et Pb sur monazonite
âge Rb/Sr sur roche totale
0 10 20 30 km
SW
NE
VENDÉE LITTORALE
BAS BOCAGE
MERVENT
CHANTONNAY
HAUT-BOCAGE
UNITÉS SUD-VENDÉE
UNITÉS NORD-VENDÉE

09

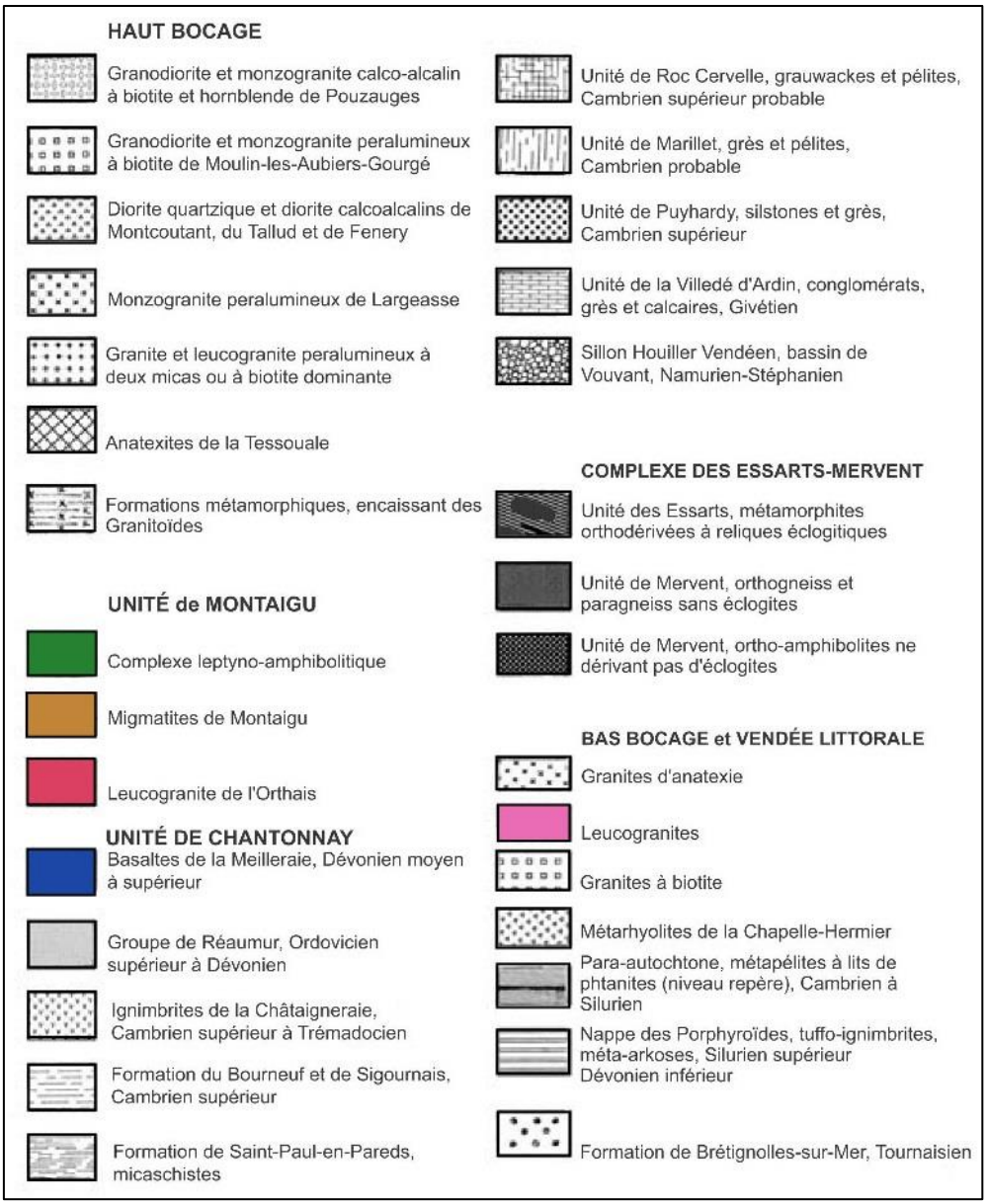


Figure 19 : Carte géologique et structurale de synthèse de la Région de Vendée et du district à Sb et Sb(Au) de Vendée (modifiée d'après Colchen et Rolin, 2001).

Le magmatisme cambro-ordovicien d'affinité alcaline est représenté par le monzogranite de Pouzauges (Fig. 19) daté à 453 Ma par U/Pb sur zircon (Bertrand et al., 1999) ainsi que le magmatisme bi-modal leptyno-amphiboliques de Montaigu. Il peut être interprété comme la marque du rifting généralisé à cette époque. Ces faciès sont similaires à ceux du complexe leptyno-amphibolitique du Massif central (Faure et al., 1997 ; Faure et al., 2005). Le volcanisme (Cambro-Trémadocien) des formations de la Chataigneraie, pourrait s'inscrire dans la continuité de ce magmatisme extensif.

Le magmatisme calco-alcalin Dévonien à Viséen est le mieux représenté dans le synclinorium de Chantonnay notamment par les intrusions basiques à intermédiaires de la diorite de Moncoutant datée à 373 ± 6 Ma (datation U/Pb sur zircon ; Cuney et al., 1993), ainsi que les émissions basaltiques dévoniennes du complexe de la Meilleraie. Elles sont d'affinités océaniques, tholéïtiques à calco-alcalines formées dans un bassin d'arrière-arc (Thiéblemont et Cabanis, 1986 ; Thiéblemont, 1987). Elles semblent analogues à la Ligne Tonalitique du Limousin (Cuney et al., 1993, 2001). La formation de ce magmatisme serait provoquée par la subduction de l'océan Médio-Européen, toutefois, certains auteurs proposent que ces magmas proviendraient d'une fusion d'une lame mantellique plus ou moins enrichie par contamination sans faire appel à des mécanismes subductifs (Cuney et al., 1997, 2001 ; Bertrand et al., 1999). Dans le domaine des Mauges, ce type de magmatisme n'a pas été observé. Vers 350-340 Ma (datation U/Pb ; Rolin et al., 2000) se mettent en place, dans le Haut-Bocage, des magmas de type granodiorite calco-alcaline provenant de magmas d'affinité mantellique comme le monzogranite de Largeasse (Fig. 19 ; Rolin et al., 1999).

Le magmatisme tardi-varisque péralumineux est composé de monzogranites et granites à grains fins à biotite évoluant vers des compositions de type leucogranite à deux micas, peralumineux. Le batholithe de Mortagne daté entre 325 et 305 Ma (Cuney et al., 2001) en est l'un des principaux représentants. Ce groupe d'intrusions est le plus représenté dans la région, et est également observé dans l'ensemble de la chaîne varisque européenne. Le caractère syn-tectonique de ces granites est attesté par leurs formes allongées et sigmoïdes, des gradients de déformation à l'échelle des plutons et le développement de structures C-S durant leur refroidissement (Berthé et al., 1979 ; Gapais, 1989). Les datations existantes sur ces granites, notamment ceux du domaine Sud-armoricain associés à la BSCSA (Turrillot, 2010) montrent des âges compris entre 325-320 Ma (datation chimique U-Th/Pb sur monazites), des âges plus jeunes entre 309-305 Ma (datation U-Th/Pb sur zircon et monazite) ont été obtenus par Ballouard et al. (2015) sur le leucogranite de Guérande. Ces âges permettent un calage de l'activation principale dextre de la BSCSA autour de 315-290 Ma, ainsi que du fort gradient géothermique associé à la fusion partielle de la croûte responsable de la formation de ces granites. L'exhumation rapide des roches métamorphiques du domaine Sud-armoricain durant la période d'extension post orogénique varisque contribue aussi à générer un gradient géothermique élevé à cette époque (Gapais et al., 1993 ; Brown et Dallmeyer, 1996). Le granite à deux micas de Chemillé (Fig. 18) est le représentant de cet épisode magmatique dans la Nappe des Mauges (Wyns et al., 1998). La figure 20 résume les principaux épisodes magmatiques enregistrés dans la région.

Figure 20 : Synthèse des différentes évènements magmatiques en Vendée (Colchen et Rolin, 2001).

2.1.3. Contexte structural

La structuration de la zone vendéenne est contrôlée par la BSCSA de direction NW-SE. Elle se ramifie en plusieurs branches au niveau du granite de Mortagne et est à l'origine, dans cette zone, d'une architecture de terminaison en « queue de cheval » (Fig. 21). Ce système de failles verticales est associé à une foliation mylonitique et à des linéations d'étirement horizontales. Un déplacement latéral de 150-200 km a été proposé pour cette branche (Jégouzo et Rossello, 1988). Ces failles sont organisées en 2 familles (Rolin et al., 2000).

La première famille de failles est orientée N130-140°E, elle comprend les failles de Secondigny qui est la plus importante du secteur et de Bressuire qui se divise en deux branches pour former la faille du Châtillonnais et la faille de la Verrie (Fig. 21 ; Rolin et al., 2004). Souvent leurs tracés sont soulignés par d'importants filons de quartz blanc laiteux, d'origine hydrothermale et parallèle aux structures faillées. Des failles secondaires N120° à N140° découpent longitudinalement les formations encaissantes et décalent le

couloir de la faille principale. La déformation le long de cette famille de failles est uniquement cataclastique, les brèches sont formées en régime cassant. Toutefois une discrète déformation ductile (gneissification et mylonitisation au contact) a été observée par Godard et al. (2010) sur la faille de Secondigny. Un fonctionnement en décrochement dextre est rapporté par les mêmes auteurs.

La seconde famille est orientée N80-95°E, elle comprend la faille de Cholet, la faille de Verrie et la faille des Epesses (Fig. 21). Elles montrent des couloirs mylonitiques avec une déformation ductile. A proximité de leurs passages, les faciès granitiques du massif de Mortagne sont fortement foliés sur une puissance de 500 m. Ils montrent des structures C et S marquées et un fort étirement des minéraux soulignant une linéation horizontale. La déformation ductile de ces mylonites est attestée par la déformation ductile enregistrée par les mégacristaux de feldspath potassique, étirés, brisés et moulés par une foliation. La linéation minérale, les stries ainsi que des structures C/S indiquent un jeu senestre accompagné d'une composante normale (Rolin et al., 2000 ; Godard et al., 2010). Ce jeu induit une torsion kilométrique des bandes de granites et de la foliation magmatique des granites et indique que cette famille de failles est postérieure à la structuration des principaux faciès du massif de Mortagne. Il est à noter que la faille de Verrie est recoupée vers l'Ouest par la faille de Secondigny (Godard et al., 2010).

La dernière famille forme des failles secondaires cassantes, de direction N150°E, verticales à composante dextre qui viennent affecter régionalement l'ensemble du système. Un âge Carbonifère supérieur à Permien inférieur est supposé pour leurs formations (Choukroune et al., 1983 ; Gumiaux et al., 2004).

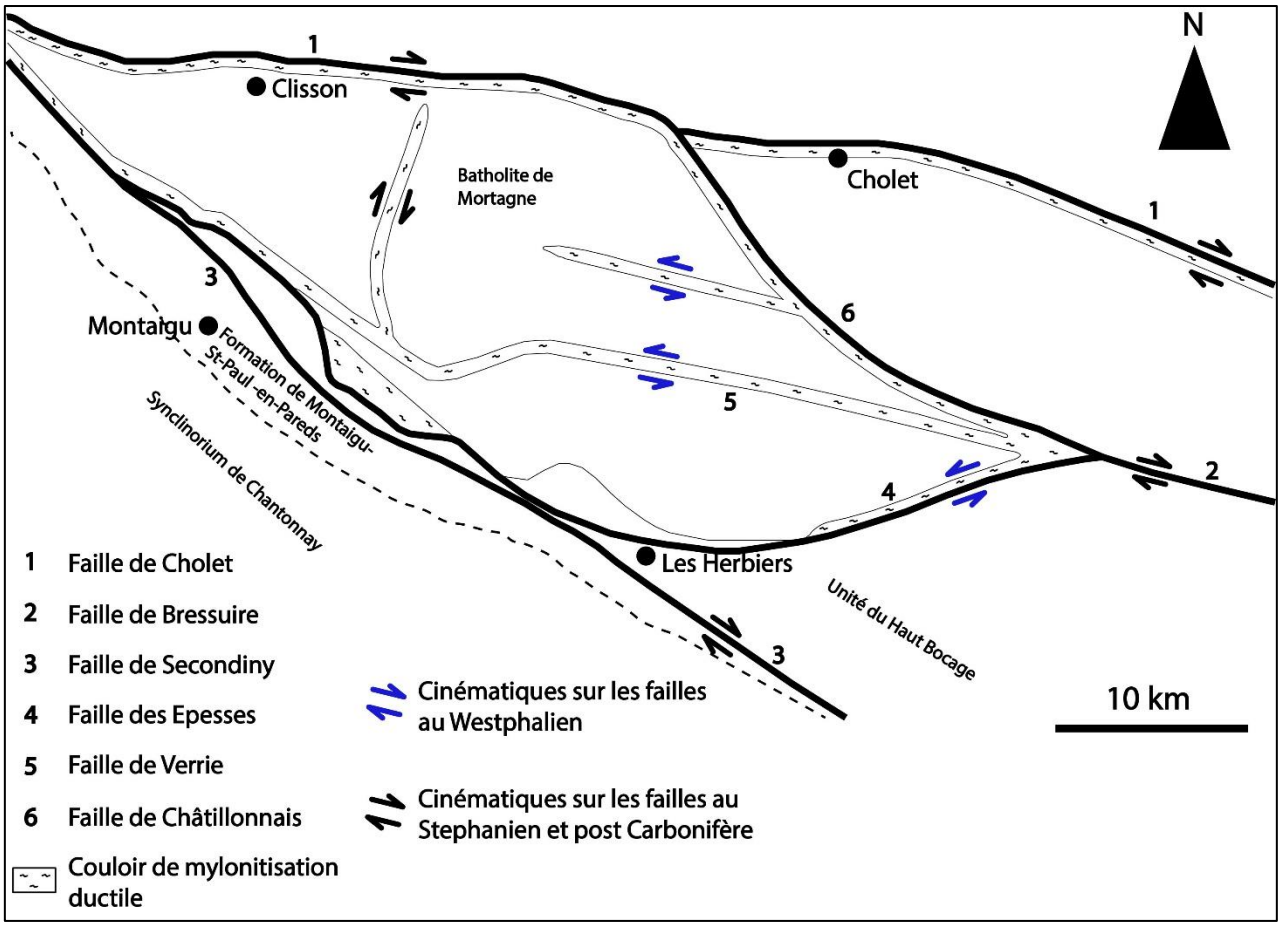


Figure 21 : Carte structurale du domaine de Vendée (modifiée d'après Godard et al., 2010).

La tectonique dans cette région est donc polyphasée et est associée aux différents épisodes de déformation de l'orogenèse varisque (stricto-sensu). Une évolution en 6 phases tectoniques est proposée par Rolin et Colchen (2001) pour expliquer la mise en place des différentes failles du secteur :

1) A la limite du Dévonien supérieur-Tournaisien (400-360 Ma) la déformation débute par une cinématique décrochante senestre.

2) Entre le Tournaisien et le Viséen inférieur (358-340 Ma), les grandes failles de la zone rejouent en dextre.

3) Au Viséen moyen et supérieur (342-330 Ma), l'épaississement crustal consécutif à la collision a créé une extension générale de toute la région et une anatexie qui conduit à la mise en place des principaux massifs peralumineux (batholite de Mortagne par exemple). L'ascension de ces magmas provoque localement des déformations en extension qui provoquent des glissements gravitaires le long de failles déjà présentes.

4) Au Namuro-westphalien (325-315 Ma), les failles sont réactivées en jeu dextre guidant la mise en place des intrusions.

5) Au Westphalien (315-305 Ma) les failles vendéennes sont réactivées en décrochement sénestre et déforment les derniers produits leucogranitiques.

6) Enfin au Stéphano-permien (305-290 Ma), une grande partie des failles du domaine Vendée-Massif central est une nouvelle fois réactivée dans les conditions fragiles, suivant un jeu dextre. Ces failles induisent localement l'ouverture de bassins sédimentaires étroits et lacustres comme celui du Sillon Houiller Vendéen.

En conclusion une rotation de la direction de raccourcissement maximale Z au cours du Carbonifère est envisagée pour permettre d'expliquer les multiples jeux dextre, senestre puis de nouveau dextre en contexte cassant (Fig. 22). Les arguments principaux pour cette tectonique polyphasée sont le diachronisme entre les décrochements senestres et dextres attestés par l'observation de structures dextres recoupées par des structures senestres plus récentes au sein du granite de Mortagne, ainsi que par l'absence d'arguments indiquant la contemporanéité des jeux dextres et senestres (Rolin et Colchen, 2001). Toutefois les résultats des modèles de restauration de Gumiaux et al. (2004) appliqués au domaine Centre-armoricain suggèrent qu'une seule et même phase tectonique serait responsable de l'architecture actuelle de la BSCSA. Elle serait contrôlée par une rotation horaire progressive de l'axe de raccourcissement maximal du NW-SW vers le NNE-SSW qui génèrerait un décrochement dextre continue de l'ensemble des failles, de la fin du Dévonien jusqu'au Stéphanien.

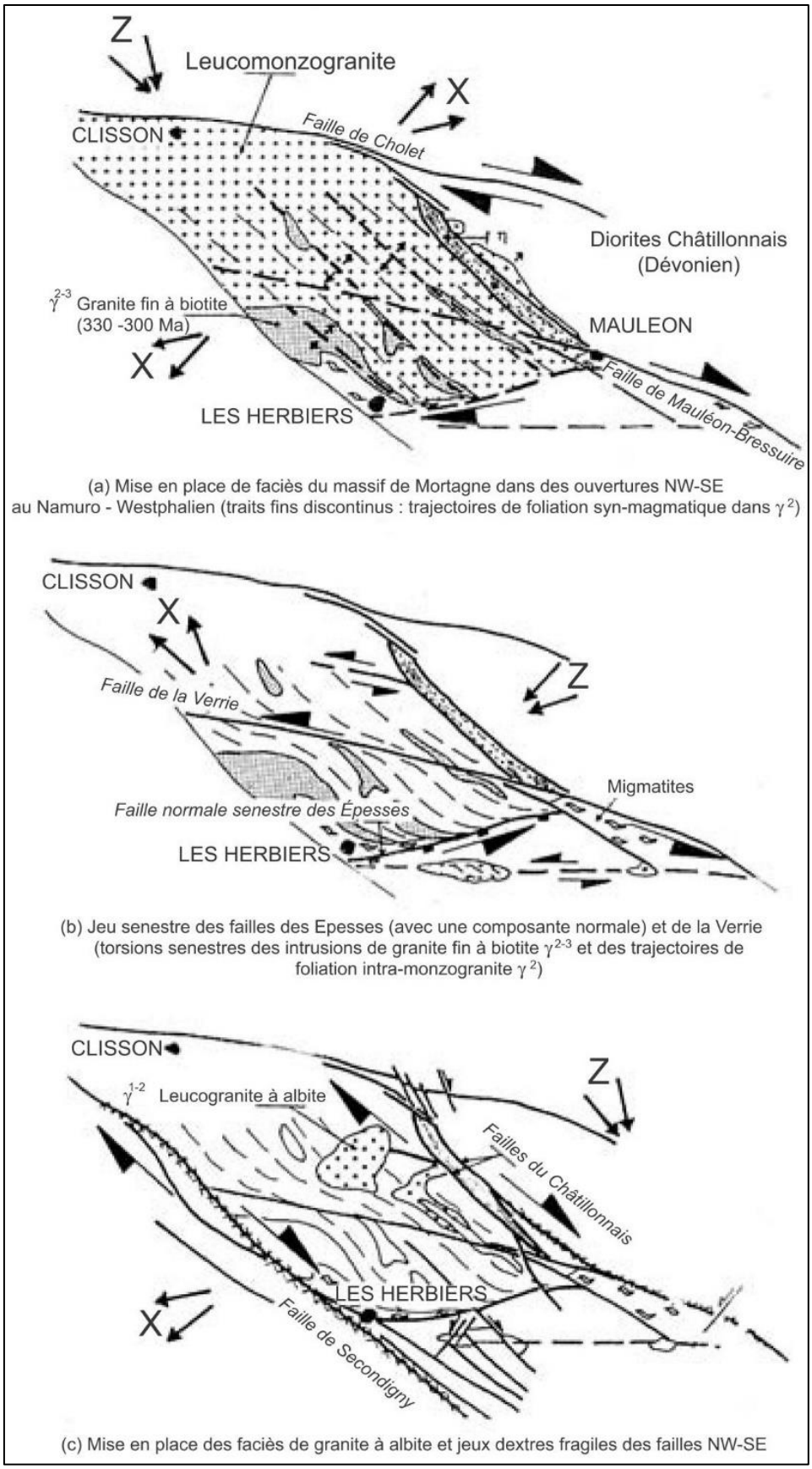


Figure 22 : Modèle de mise en place du granitoïde syn-tectonique de Mortagne, (Vendée) contrôlé par l'évolution des différentes phases tectoniques reconnues (Rolin et al., 2000).

2.1.4. Contexte métallogénique du domaine Vendée-Mauges

La région Vendée-Mauges renferme de nombreux indices minéralisés, de diverse nature, découverts par le BRGM lors de campagnes de prospection (1950-1970) et des campagnes menées dans le cadre de l'Inventaire minier du territoire français de 1970 à 1990. Ces travaux se sont décomposés en 2 stades. Un premier stade de prospection à l'échelle régionale (prospection stratégique) qui avait pour but de déterminer des anomalies en surface lors de campagnes de prélèvements de sédiments alluvionnaires régionales. Le second, à l'échelle très locale (prospection tactique) fut localisé soit sur les anomalies les plus prometteuses définies durant la prospection stratégique, soit, dans la plupart des cas, à proximité de gisements déjà connus. Il avait pour but la reconnaissance en profondeur des anomalies et d'identifier le potentiel économique des minéralisations rencontrées grâce à la réalisation de travaux d'exploration plus poussés (géochimie sols à maille resserrée, géophysiques au sol, tranchées, sondages d'exploration, travaux miniers) pour une future ouverture de mine. Les résultats de l'ensemble des campagnes de prospection du domaine Vendée-Mauges ont été synthétisés par Billa et al. (1992). Cinq types de minéralisations ont été inventoriés dans la région : les minéralisations à antimoine, à or, à uranium (U), à tungstène (W) et étain (Sn) et de fer (Fe) (Fig. 23). Leurs principales caractéristiques ainsi qu'un aperçu de leurs modèles gîtologiques seront abordés dans cette partie. Les deux derniers types de minéralisations (W-Sn, Fe) n'ont pas démontré d'intérêt économique particulier, et ne seront donc que rapidement abordés.

Les minéralisations à Au sont principalement localisées au sein du district de la Bellière (Fig. 23) qui possède les plus importantes concentrations en or du Massif armoricain. Ce district a produit, grâce au gisement du même nom, 10 t d'or à une teneur moyenne de 10 g/t Au durant la première moitié du 20ème siècle. Les indices aurifères sont essentiellement concentrés autour de l'ancienne mine et forme un champ filonien d'à peu près 500 km². La minéralisation se présentent sous la forme de filons de quartz encaissés dans les métasédiments d'âge Néoprotérozoïque de la Nappe des Mauges. La minéralisation est portée par une gangue de quartz et est essentiellement constituée d'arsénopyrite, pyrite, galène, sphalérite, chalcopyrite et or libre. A la suite de la fermeture de la mine, le district a été intensément exploré, de manière discontinue, de 1965 à 1995. Durant ces prospections, de nouveaux filons de quartz aurifères ont été découverts ainsi que des indices de quartz minéralisés à stibine autour des filons à or. La gîtologie et les anciens travaux réalisés seront détaillés dans le chapitre 3.

Le district de Tessouale-Gourgé (Fig. 23) renferme une multitude d'indices aurifères, sous forme de volantes de quartz et d'anomalies alluvionnaires, répartis sur plus de 60 km le long d'un accident de direction WNW-ESE affectant le complexe monzogranitique de Moulins-les-Aubiers, daté du Dévonien supérieur (Billa et al., 1992). Les sondages réalisés ont démontré la présence de deux types de

minéralisation : i) la première est similaire à celle du district de la Bellière. Elle se présente sous forme de lentilles de quartz qui contiennent essentiellement pyrite, arsénopyrite et or libre. ii) La seconde (secteur de la Routière, Fig. 23) correspond à un faisceau de veines de quartz (< 20 cm) proche de dykes de microgranites et montre des épontes silicifiées avec développement de muscovite. La paragenèse est constituée d'arsénopyrite, de molybdénite, de bismuth natif, de tétradymite, de bismuthinite et d'or libre. La présence de minéralisations à antimoine est aussi à souligner dans le secteur de la Routière.

D'autres indices aurifères sont présents sur le flanc Nord du synforme de Chantonnay (Fig. 23). Ils sont plus diffus et s'alignent sur plus de 60 km suivant une direction NW-SE. Ils constituent un axe nommé « axe aurifère Vendée-Deux-Sèvres » (Fig. 23). Ces indices sont situés à l'intérieure ou à proximité des quartzites de la Chataigneraie attribuées à l'Ordovicien inférieur (équivalent des Grés armoricains de Bretagne). La minéralisation se présente sous forme de filons et stockwerks de quartz avec une paragenèse à pyrite, arsénopyrite, galène et or libre.

L'ensemble des indices à or montre une grande similarité à la fois dans sa morphologie mais aussi dans la paragenèse sulfurée associée à l'or. Ceux-ci semblent se rapprocher des filons aurifères de type « shear zone aurifère » (Bonnemaison et Marcoux, 1990) d'après Billa et al. (1992). Les indices de la Routière semblent toutefois être rattachés à une métallogénèse plus particulière en raison de sa grande affinité magmatique (paragenèse à W, Bi, Te et Au) et son association spatiale avec des dykes granitiques. Ce type de minéralisation à or reste original dans la région, et évoque les minéralisations de Bonnac-Scoufour du district de Brioude-Massiac qui seront étudiées dans le Chapitre 6.

Les minéralisations à Sb et Sb(Au) sont présentes en grande quantité dans la région de Vendée (Fig. 23). Ce district présente un intérêt économique majeur dans le domaine Vendée-Mauges à cause de sa production historique, ainsi que par sa grande densité d'indices et de gisements. La minéralisation, assez homogène d'un filon à l'autre, se compose principalement de stibine soit disséminée soit présente sous la forme d'amas dans une gangue de quartz. D'un point de vue morphologique, ce type de minéralisation se rapproche des filons à or et de ceux à Sn-W. Certains filons comme ceux de Mesnard-la-Barotière ou la Télachère montrent des paragenèses à antimoine et or. Les caractéristiques de ces minéralisations seront détaillées dans la partie 2.4.

La relation spatiale étroite entre les minéralisations filoniennes à Au (type la Bellière) et à Sb (type Vendée) est observée au sein de l'ensemble des districts aussi bien dans les districts à dominante aurifère comme la Bellière, la Tessouale-Gourgé, mais aussi dans un district à dominante à Sb comme celui de Vendée. Elle est donc une caractéristique remarquable du domaine Vendée-Mauges, à cause de son ubiquité. Cette relation apparait multi-échelles, en plus de l'échelle du district ou d'un filon minéralisé (ex : Mesnard-la-Barotière) elle se vérifiée également à l'échelle du Massif armoricain (Cf : Chapitre 1).

Les minéralisations à W-Sn sont de type filonien, elles sont situées dans, ou autour, des principaux leucogranites à 2 micas tardi-varisques : le granite de Chemillé (partie SE des Mauges) et le batholite de Mortagne, par ordre d'importance (Fig. 23).

Les indices du granite de Mortagne sont relativement uniformes. Ils se présentent sous la forme de stockwerks quartzeux contenant une paragenèse à wolframite, cassitérite, pyrite, arsénopyrite, chalcopyrite, sphalérite et cuivre gris dénués d'intérêts économiques. Ceux situés autour du granite de Chemillé sont plus importants en termes de taille et ont fait l'objet d'une reconnaissance par sondages (meilleure recoupe en sondage percutants : 5 m @ 0.1 % W et 56 à 132 g/t Sn ; Billa et al., 1992). La reconnaissance superficielle de la structure n'a pas incité à la poursuite plus en profondeur des travaux. La minéralisation s'apparente à des filons de quartz pluri-centimétriques, exceptionnellement métriques, de quartz blanc à gris associé à des tourmalines. Une tourmalinisation ou une greisenisation affecte l'encaissant proche des filons. La paragenèse est principalement à wolframite, arsénopyrite, pyrite, chalcopyrite, cassitérite et traces de scheelite et stibine. D'un point de vue gîtologique, ces minéralisations appartiennent à la catégorie des filons péri-granitiques, tardi-varisques (Jébrak et Marcoux, 2008) bien connu dans la chaîne varisque, notamment dans les Massifs central et Ibérique. Dans ce modèle le système granitique serait la source des fluides hydrothermaux ainsi que du tungstène.

Les indices de Fer sont largement présents à l'échelle régionale mais restent mal connus (Fig. 23). Ces minéralisations stratiformes se développent systématiquement dans des niveaux de schistes noirs situés à l'intérieur de 2 niveaux stratigraphiques d'âge distincts, i) à la base de la formation métavolcanique basique Néoprotérozoique de la formation de Beaupréau (Sud du district de la Bellière) et ii) dans les séries schisto-gréseuses Siluro-ordoviciennes du synclinorium de Chantonnay et de la Roche-sur-Yon. Les indices situés dans la formation de Beaupréau sont répartis sur 7 km de long, ils se rencontrent sous la forme de lentilles métriques à plurimétriques de sulfures disséminés à semi-massifs. Il s'agit d'une minéralisation type « amas sulfuré » (Jébrak et Marcoux, 2008), majoritairement composée de pyrite et pyrrhotite pauvre en métaux de bases (traces de chalcopyrite) et stérile en or. Cette minéralisation est assez commune dans les unités du bloc Cadomien, elle est comparable à celle du gisement de Rouez (Est du Massif armoricain).

Les indices situés dans les séries schisto-gréseuses siluro-ordoviciennes (Fig. 23) correspondent soit à des oxydes et hydroxydes de fer seul, interprétés comme des croûtes ferrugineuses provenant de cuirasses latéritiques d'âge Eocène (Billa et al., 1992), soit à de la barytine associé à la pyrite, sphalérite, chalcopyrite et parfois galène et argent. Ces dernières sont interprétées comme des minéralisations de type « SEDEX » (Billa et al., 1992).

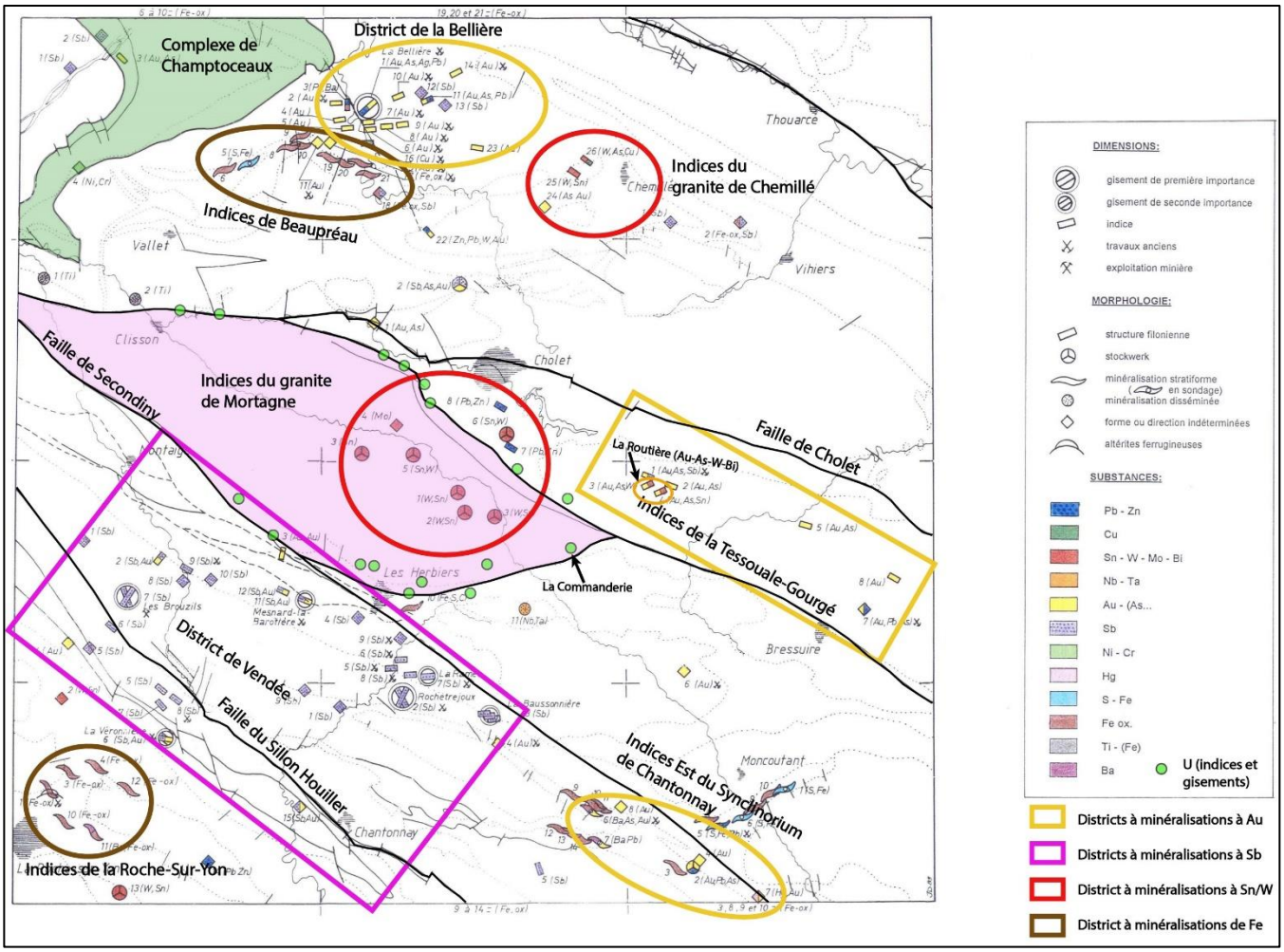


Figure 23 : Carte des principales minéralisations de la région Vendée-Mauges (modifiée d'après Billa et al., 1992).

Outre les minéralisations métalliques**,** d'importants **indices et gisements à uranium (U)** de type filonien sont situés autour du granite de Mortagne. Ils sont contrôlés structuralement par les failles majeures de la région. Ces filons de quartz ont été intensément exploités entre 1950 et 1995, le plus important étant celui de la Commanderie qui a produit 3980 t d'uranium. L'uranium est d'origine magmatique, il a été formé par cristallisation d'oxyde d'uranium dans les faciès les plus évolués des leucogranites. Entre 300 Ma et 270 Ma, l'activité tectonique fragile le long du la BSCSA a permis l'infiltration de fluides météoriques froids (~150 °C) qui ont mis en solution l'uranium (Ballouard et al., 2017). Ils ont ensuite précipité dans des failles ou fentes de tension à proximité de la BSCSA proche des lithologies sédimentaires avec un caractère réducteur.

2.2. Contexte géologique et métallogénique du district de Vendée

2.2.1. Localisation

Le district à antimoine de Vendée, situé à 40 km au SSE de Nantes (Fig. 24), est connu depuis au moins le 17ème siècle et a été exploité à partir de la seconde moitié du 18ème siècle jusque dans les années 1920-1930, avec une reprise des travaux dans les années 90 sur le gisement des Brouzils. Il comprend plusieurs zones de concentration de filons minéralisés (champ filonien).

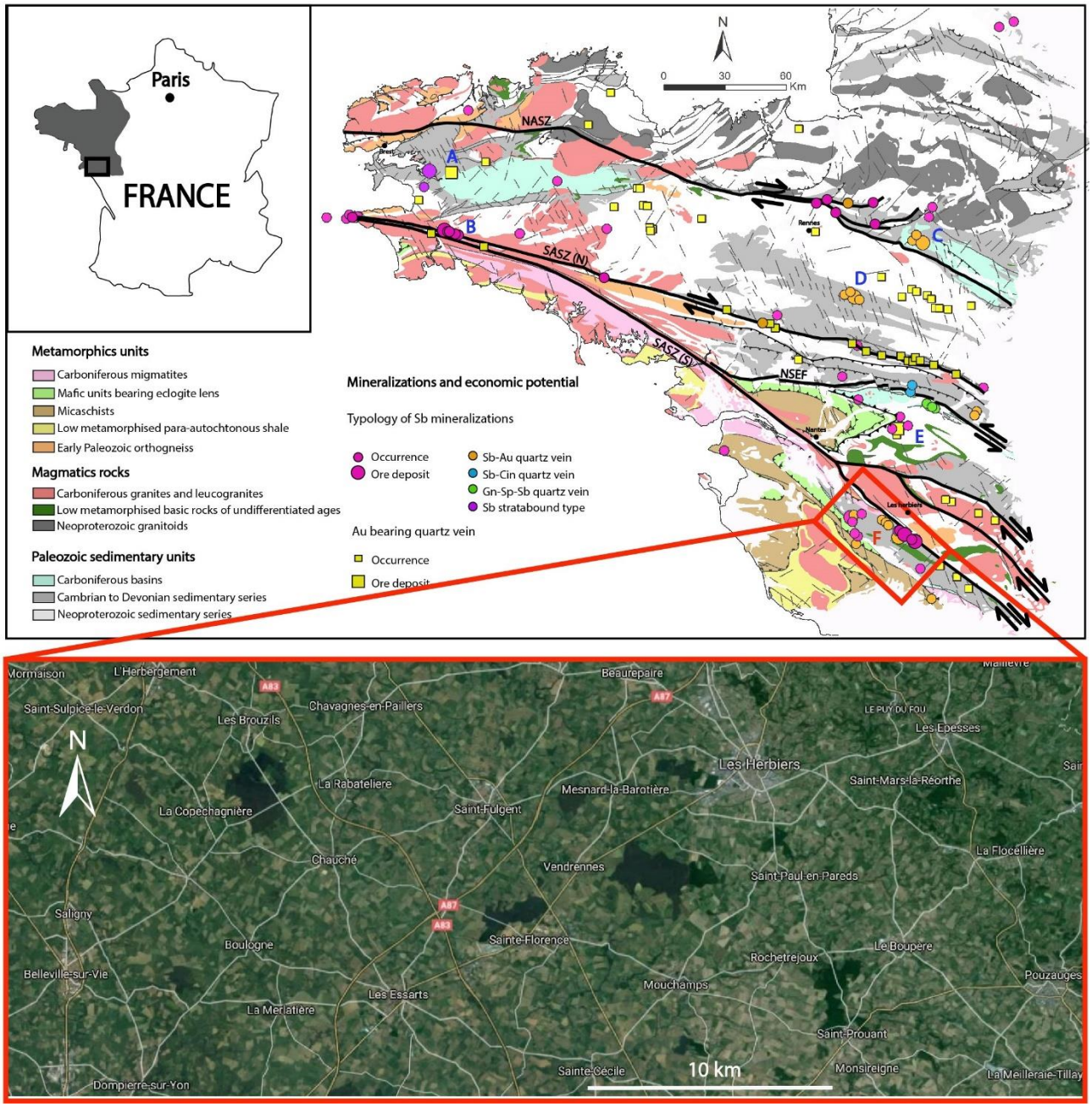


Figure 24 : Localisation du district de Vendée dans le Massif armoricain. Géologie modifiée d'après Chantraine et al. (1996) et localization des indices d'aprés Chauris et Marcoux, (1994).

Les travaux historiques ont permis de découvrir plus d'une trentaine de filons et ont conduit à la mise en exploitation de plusieurs d'entre eux. La production historique du district est la troisième plus importante de France avec 18 000 t Sb métal produit. Il est le deuxième plus important district au sein du Massif armoricain derrière celui de la Lucette (Mayenne). Les minéralisations sont de type filonien, et se développent dans une gangue de quartz. Elles sont soit à antimoine seul (Sb), soit à antimoine et or en proportion variable (Sb (Au)).

Plus récemment, compte tenu de l'augmentation des prix des métaux et de l'intérêt stratégique de l'antimoine dans l'industrie française, un permis d'exploration (PERM : Permis exclusif de recherche de mine) a été octroyé par l'Etat français à la compagnie d'exploration junior Scotgold France, filiale de droit français et détenue à 100 % par la junior Scotgold Ressources basée en Ecosse. Le permis, dit de Vendrennes, couvre l'ensemble du district (Fig. 25) et a pour objectif la recherche de l'antimoine, l'or, l'argent et des substances connexes.

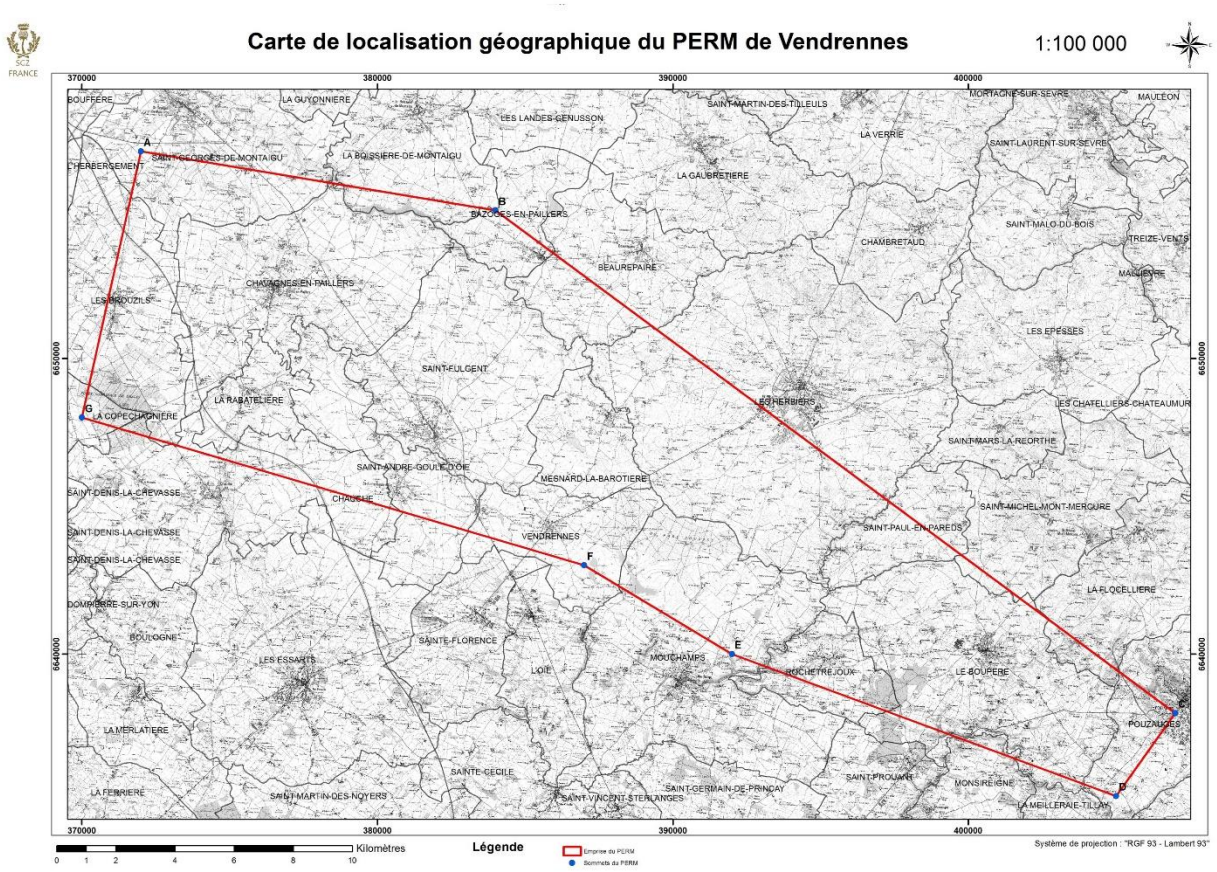


Figure 25 : Carte des limites de l'emprise géographique du PERM de Vendrennes (d'après le dossier de demande du PERM).

2.2.2. Présentation des différentes unités du secteur

Le district de Vendée est limité au Nord par la faille de Secondigny et au Sud par les unités métamorphiques du Bas-Bocage. Du Nord vers le Sud, trois unités géologiques sont distinguées : l'unité du Haut-Bocage, l'unité du synclinorium de Chantonnay (Fig. 26, 27) et l'unité des Essarts (Fig. 27). L'ensemble des descriptions lithologiques, stratigraphiques et structurales est basé sur les travaux de Mathieu (1934, 1936), Thiéblemont et Cabanis (1986), Thiéblemont (1987), Wyns et al. (1988), Bouton (1990), Rolin et al. (2000, 2004), Rolin et Colchen (2001), Colchen et Rolin (2001), Cuney et al. (2001), Godard et al. (2010), et sur les travaux de Vidal (1980), Peucat et al. (1982), Godard (1988) et Godard (2001) pour l'unité des Essarts. L'unité du synclinorium de Chantonnay ainsi que celle du Haut Bocage seront les plus détaillées car elles concentrent la majeure partie des minéralisations du district.

L'unité du Haut-Bocage (Fig. 27) est essentiellement constituée du Massif leucogranitique de Mortagne qui intrude la formation de gneiss et migmatites de la Tessouale (Cambro-ordovicien). Les différentes formations sont structurées sous la forme d'un vaste anticlinorium orienté NW-SE.

Plus au SW, sous la base du Synclinorium de Chantonnay, affleure la formation de Saint-Paul-en-Pareds. C'est une série paradérivée composée d'alternances de bandes d'épaisseur pluricentimétrique à plurimétrique de métagrauwackes (pôle à quartz + plagioclases clastiques dominant) et de micaschistes à biotite (fortement chloritisée), muscovite et localement grenat. Des filonnets de quartz d'exsudation sont souvent très abondants et fréquemment plissés. L'âge de cette formation fut d'abord attribué au Néoprotérozoïque (Wyns et Le Métour, 1983). Par la suite, Bouton et al. (1992) l'ont reliée à l'unité du Synclinorium de Chantonnay en raison d'analogies de lithofaciès. Ces auteurs suggèrent un âge Néoprotérozoique supérieur à Cambrien inférieur, qui sera admis pour la suite des travaux. Elle reste toutefois différentiée du Synclinorium de Chantonnay à cause de son métamorphisme légèrement supérieur. Une schistosité très pénétrative est présente de direction WNW-ESE à pendage variable de 40 à 80°S (Godard et al., 2010). Ces roches sont métamorphisées dans le faciès des schistes verts, et sont très similaires aux formations de la Nappes des Mauges, plus au Nord. Ces formations sont intrudées par le monzogranite de Pouzauges et son métamorphisme de contact a provoqué la formation de cornéennes.

Au Nord de St-Fulgent la formation de Saint-Paul-en-Pareds entoure le complexe leptyno-amphibolique bimodal de Montaigu. Il est disposé géométriquement à la base de cette formation et repose par l'intermédiaire d'une semelle de serpentinites mylonitiques sur les migmatites de la Tessouale. Deux principaux faciès sont définis :

- Les leptynites de la Faguelinière (Fig. 26, 27 ; terme acide du complexe) forment des horizons NW-SE de puissance métrique à kilométrique et alternent avec les formations d'amphibolites et de micaschistes. La roche montre un aspect de gneiss leucocrate de couleur beige à grise. Elle est majoritairement constituée de quartz et feldspath finement cristallisés avec de petits micas (biotite et muscovite). Un rubanement d'épaisseur variable fait alterner des lits quartzo-feldspathiques avec ceux plus micacés.

- Les amphibolites massives et micaschistes à intercalations de niveaux amphibolitiques (Fig. 27 ; terme basique du complexe). La roche est assez massive de couleur vert foncé et est constituée d'amphibole dominante et de plagioclase. Les micaschistes avec intercalations de niveaux amphibolitiques affleurent principalement autour de la zone de Mesnard-la-Barotière. Le faciès commun est un micaschiste gris à deux micas, à grains fins à moyens, qui montre comme le faciès de Saint-Paul-en-Pareds des alternances avec des niveaux plus gréseux, et des filonnets de quartz d'exsudation. Une schistosité très pénétrative est présente, de direction NW-SE à fort pendage 50 à 80°SW.

Le synclinorium de Chantonnay (Fig. 26, 27) repose au Nord en discordance probable ou en contact tectonique, sur les métagrauwake-micaschistes de la formation de Saint-Paul-en-Pareds. Sa bordure Sud est délimitée par la faille décrochante du Sillon houiller Vendéen. La grande rareté des fossiles dans le synclinorium n'a pas permis de rapporter tous les termes lithostratigraphiques à un étage bien précis. Celui-ci se subdivise en une série de synclinaux et anticlinaux étroits orientés NW-SE, laissant affleurer des terrains Cambro-ordoviciens à Dévoniens. Quatre principaux épisodes volcano-sédimentaires sont distingués (Fig. 26) :

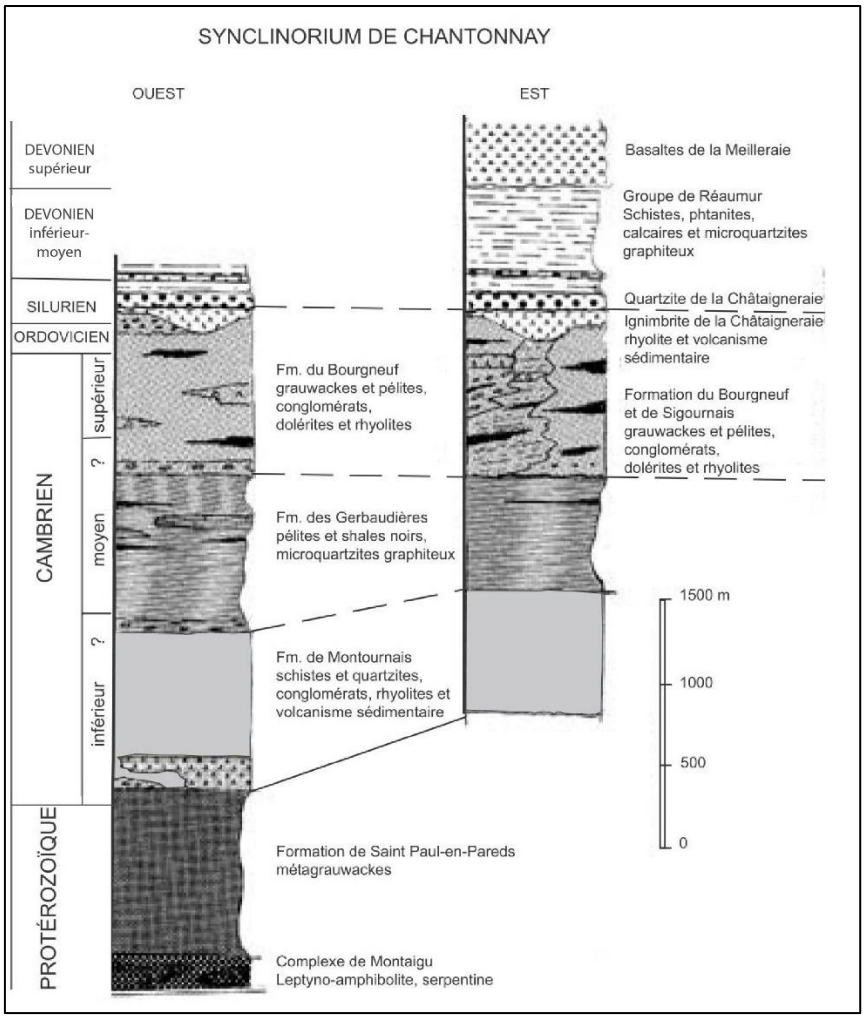


Figure 26 : Colonne stratigraphique du synclinorium de Chantonnay (modifiée d'après Colchen et Rolin, 2001).

1) La sédimentation détritique cambrienne à caractère volcano-sédimentaire bi-modal

Cet épisode a été différentié en 3 unités du Nord au Sud (Wyns et al., 1988) :

- la formation de Montournais (Fig. 26, 27) puissante de 500 à 900 m est située le long du flanc Nord du synclinorium dont elle constitue la base. Elle est composée de schistes et grès verdâtre entrecoupés de poudingues, microconglomérats, tufs volcaniques acides rhyolitiques et rhyodacitiques.

- la formation des Gerbaudières (Fig. 26, 27) succède à la formation précédente, elle est épaisse de 600 à 800 m environ. Elle est formée de pélites sombres (séricite et chlorite) et de schistes noirs localement graphiteux alternant avec des niveaux plus gréseux. Des niveaux pluridécimétriques de carbonates ont aussi été observés dans la partie SE du bassin. Les pyrites sont fréquentes dans les niveaux plus graphiteux.

- la formation du Bourgneuf (Fig. 26, 27) est superposée à la formation des Gerbaudières, d'une épaisseur de 500 à 1000 m, son faciès dominant est représenté par des alternances de bancs pluridécimétriques à métriques composés de grés verts avec des bancs de brèches conglomératiques. Les grauwackes contiennent de gros grains millimétriques de quartz, des clastes de plagioclase ainsi que des débris lithiques variés. Elle encaisse dans sa partie supérieure des filons de rhyolites.

2) La série volcano-sédimentaire Cambro-ordovicienne

Ce complexe est principalement exprimé par un volcanisme sub-aérien acide. La série commence par un volcanisme ignimbritique acide principalement composé de clastes de quartz noirs et de feldspaths rosés (microcline). Des faciès de rhyolite et des niveaux de tufs et de cendres sont aussi observés. Ces ignimbrites sont considérées comme Cambro-Trémadociennes. L'ensemble de ces formations est regroupé sous l'appellation formation de la Chataigneraie (Fig. 26, 27).

3) Dépôts sédimentaires liés à la transgression Ordovicienne

La transgression marine enregistrée à cette époque est marquée par le dépôt du niveau de quartzite blanc de la Chataigneraie (Fig. 26, 27), peu puissant (75 m) et daté à l'Ordovicien-inférieur (Floien : 477 à 470 Ma). Cette formation est équivalente en Vendée aux niveaux de grés armoricains du domaine Centre-armoricain. Elle forme avec la formation précédente l'anticlinal de la Chataigneraie.

4) Dépôt de la série pélitique du groupe de Réaumur et du volcanisme basique de la Meilleraie

Le groupe de Réaumur (Fig. 26, 27) est formé de schistes et pélites grises à noires assez homogènes d'une puissance d'environ 800 m. La sédimentation débute à l'Ordovicien moyen, un niveau de phtanite formant un horizon repère daté Ordovicien supérieur à Silurien inférieur. Au-dessus, des calcaires massifs lenticulaires Dévoniens datés grâce aux conodontes laissent place une nouvelle fois à des schistes et quartzites. Le remplissage du bassin se termine par la mise en place du complexe volcanique basique de la Meilleraie (Fig. 26, 27) de plus d'un kilomètre de puissance qui occupe le cœur du synclinorium. C'est un épisode volcanique basique à affinité tholéitique aérien et marin daté au Dévonien moyen à supérieur. Cette formation est représentée sur le terrain par des faciès effusifs de basaltes sombres parfois à débit en pillow-lavas de type MORB (tholéiites océaniques), et par des faciès explosifs de type calco-alcalin, appelés basaltes clairs, composés de tufs, brèches, ainsi que quelques dykes rhyolitiques.

Les déformations rencontrées dans l'unité du Synclinorium de Chantonnay sont résumées en 2 phases (Wyns et al., 1988). La première phase de déformation est synmétamorphe (D1). Son degré d'intensité diminue du NE vers le SW, les séries montrent une polarité normale et une S0-1 à pendage dominant vers le SW. Une première phase de plissement intrafoliale, peu marquée affecte la S0-1. La

deuxième phase de déformation (D2) est postérieure à la mise en place des unités. Elle est à l'origine des grands plissements de direction N100-120°E d'échelle centimétrique à plurikilométrique qui structurent la région à l'heure actuelle. Ces plis sont associés à une schistosité de fracture ou de crénulation subverticale ou légèrement déversée vers le NE auxquelles s'ajoute la tectonique décrochante de la BSCSA qui a induit la verticalisation des schistosités à son approche. Cette phase de déformation est acquise durant l'orogenèse varisque (350-290 Ma).

Le complexe métamorphique des Essarts (Fig. 19, 27) est une unité de métamorphisme de haute pression constituée de roches métamorphiques très déformées, essentiellement des paragneiss et des orthogneiss associés à des éclogites rétromorphosées en amphibolites, pour la plupart ortho-dérivées (Godard, 1981). Le métamorphisme de haute pression (18 à 20 kbar) a été acquis lors de la subduction éo-varisque vers 440 Ma (Peucat et al., 1982). Les orthogneiss sont datés à 446 ± 12 Ma (méthode Rb/Sr sur l'orthogneiss de Mervent ; Vidal, 1980). Les roches basiques (éclogite, amphibolite) y forment des corps pluri-kilométriques, étirés et plus ou moins boudinés. Au Nord un groupe catazonal de haute pression associe dans un "mélange tectonique" des éclogites et des orthogneiss (orthogneiss des Essarts). Ce faciès est limité au Sud par un chevauchement Carbonifère qui l'amène sur la formation épizonale de Saint-Martin-des-Noyers (Fig. 19, 27) représentée par des amphibolites non éclogitisées et des orthogneiss (unité de la Chauvé-l'Angle).

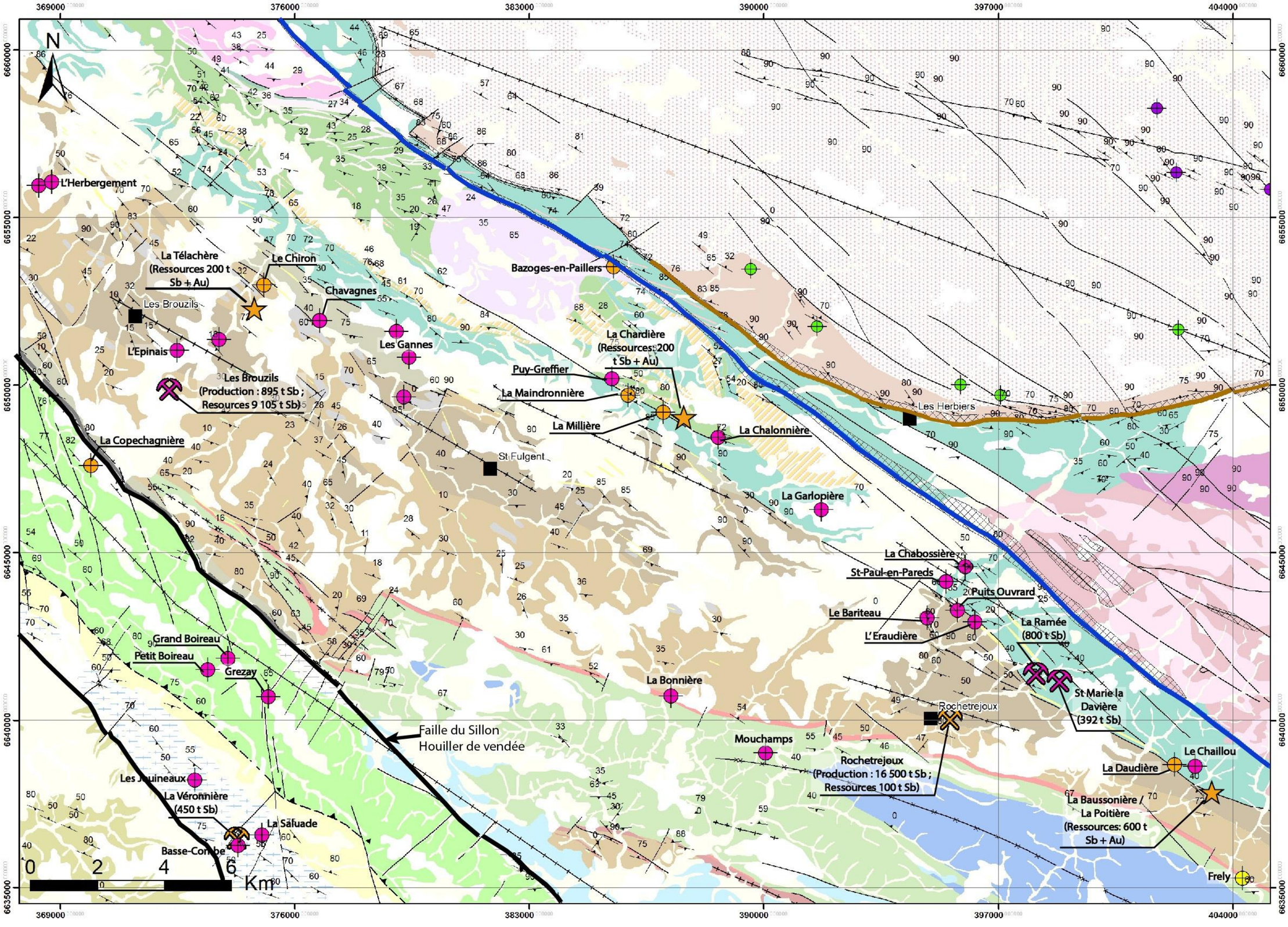

N
L'Herbergement
La Télachère
(Ressources 200 t
Sb + Au)
Le Chiron
Chavagnes
Les Brouzils
L'Epinais
Les Brouzils
(Production : 895 t Sb ;
Resources 9 105 t Sb)
Les Gannes
Bazoges-en-Paillers
La Chardière
(Ressources: 200
t Sb + Au)
Puy-Greffier
La Maindronnière
La Millière
La Chalonnière
Les Herbiers
La Copechagnière
St Fulgent
La Garlopière
La Chabossière
St-Paul-en-Pareds
Puits Ouvrard
Le Bariteau
L'Eraudière
La Ramée
(800 t Sb)
St Marie la
Davière
(392 t Sb)
Rochetrejoux
Grand Boireau
Petit Boireau
Grezay
La Bonnière
Faille du Sillon
Houiller de vendée
Mouchamps
Rochetrejoux
(Production : 16 500 t Sb ;
Ressources 100 t Sb)
Le Chaillou
La Daudière
La Baussonière /
La Poitière
(Ressources: 600 t
Sb + Au)
Frely
Les Jouineaux
La Véronnière
(450 t Sb)
La Saluade
Basse-Combe
0 2 4 6 Km
369000
376000
383000
390000
397000
404000
6660000
6655000
6650000
6645000
6640000
6635000

Figure 27 : Carte géologique avec localisation des indices et gisements du district de Vendée synthétisée d'après les cartes géologiques au 1/50 000 du BRGM de Chantonnay (n° 563), Montaigu (n° 536) et la Roche-sur-Yon (n° 562).

2.2.3. Les minéralisations à antimoine, historique et importance économique

Le district de Vendée s'étend sur une superficie de 500 km², une trentaine de filons minéralisés se regroupent en 5 champs filoniens (Lauzac et Serment, 1976 ; Serment, 1980 ; Marcoux et al., 1984 ; Le Fur et al., 1988 ; Bailly et al., 2000). Les minéralisations du champ filonien du Reclus (Marcoux et al., 1984) ne seront pas abordées lors de cette étude, ainsi que dans les chapitres suivants car elles ne sont pas situées dans l'emprise géographique du district de Vendée et qu'elles sont de faible importance économique.

Le champ filonien de Rochetrejoux est composé du gisement du même nom (Fig. 27). Il a produit 16 500 t Sb métal entre 1908 et 1925 grâce à l'exploitation d'un filon de quartz à antimoine de 1,1 km de long (Fig. 28A). Le minerai était riche, en moyenne à 20 % Sb, et fut exploité jusqu'au niveau -100 m de profondeur. Trois principaux puits furent foncés : le puits Marze fut le premier foncé en 1908 puis le puits n°2 et enfin, plus au Sud le puits Barré. Ils desservaient 2 320 m de galeries réparties en 6 niveaux : -20, -30, -45, -75, -100 et -130 (niveau d'exploration). Le BRGM a débuté de nouvelles campagnes d'exploration entre 1957-1959 et 1963-1964 dans la continuité Sud de la structure filonienne. De petites lentilles de Sb avec un potentiel de 100 à 150 t Sb métal ont été mises en évidence. De 1970 à 1971, le BRGM en partenariat avec le CEA (Commissariat de l'Energie Atomique) a entrepris l'exploration et la cartographie du niveau -100 de l'ancienne mine. La structure demeure ouverte en aval-pendage mais malgré cela, les résultats ont été considérés comme insuffisants pour poursuivre l'exploration.

La coupe des travaux miniers réalisée pendant l'activité de la mine (Fig. 28B) montre que la structure filonienne principale possède 2 petits filons satellites. La puissance de la structure filonienne varie de quelques centimètres à 3 mètres. La minéralisation riche se présentait sous forme de lentilles riches de 50 à 110 m d'allongement horizontale, séparées par des zones stériles pouvant aller jusqu'à 250 m de long.

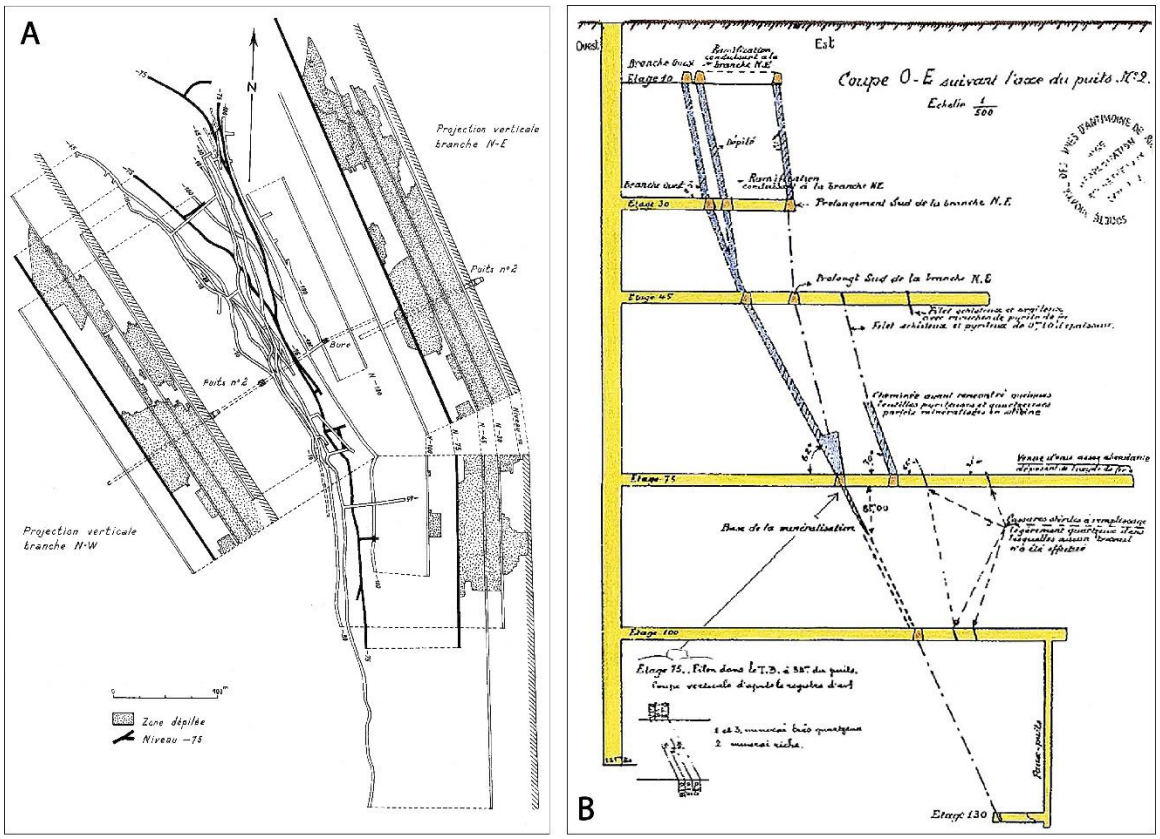


Figure 28 : A) Plan des travaux miniers réalisés pour l'exploitation du gisement de Rochetrejoux (modifié d'après Serment, 1980). B) Coupe Ouest-Est dans l'axe du puits n° 2 de la mine de Rochetréjoux en 1919 (d'après un document de la Société anonyme des mines d'antimoine de Rochetréjoux).

Le champ filonien des Brouzils et La Télachère (Fig. 27) comprend le gisement des Brouzils qui fut découvert en 1977 par le BRGM en géochimie sol multi-élémentaire (Le Fur et al., 1988). Par la suite, le BRGM entreprit avec succès l'exploration par sondage de la structure filonienne entre 1982-1984 et 2 structures filoniennes furent découvertes : la branche principale et la branche SE (Fig. 29).

Le BRGM en association avec la Société Gagneraud Père et Fils amena le projet jusqu'à l'étude de faisabilité. Ensuite cette société fut le seul opérateur lors de la phase d'exploitation. Les travaux miniers commencèrent en 1989 avec le creusement d'un open-pit d'exploration avant le développement de travaux miniers souterrains entre 1990 et fin 1991 qui eurent pour but la reconnaissance de la structure principale en profondeur. La structure SE quant à elle demeura faiblement travaillée (sondages percutants type Wagon-drills plus quelques sondages carottés de contrôle). Une descenderie de 311 m de long fut aménagée pour connecter 3 niveaux de galeries de traçage : -27, -40 et -53 m, qui ont permis de reconnaître la branche principale sur 450 m de long (Fig. 29). En parallèle à ces travaux, des tests de récupération et une laverie pour la concentration du minerai de stibine furent développés.

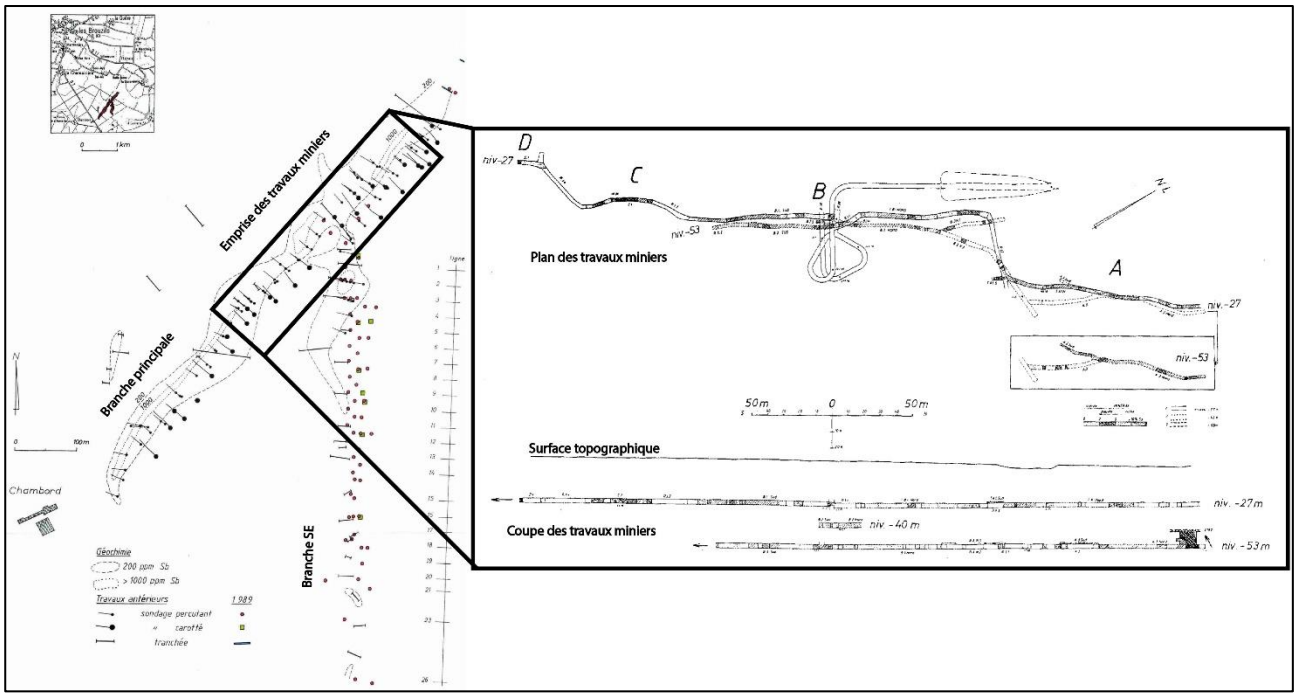


Figure 29 : Carte et coupe des travaux miniers réalisés sur le filon des Brouzils entre 1988 et 1991 (modifiées d'après Vasquez Lopez et Blouin, 1991).

L'ensemble des travaux d'exploration a permis d'estimer les ressources potentielles à 10 000 t de Sb métal, dont 4 450 t Sb de ressources mesurées, de la surface jusqu'à 100 m de profondeur. Dans le détail, la structure principale renferme 138 000 t @ 6.7 % Sb de minerai et la branche SE 13 587 t @ 4,6 % Sb (Vasquez-Lopez et Blouin, 1991). L'exploitation a commencé fin 1989 et fut stoppée en janvier 1992 à cause de l'arrivée sur le marché d'important stocks d'antimoine de l'ex-URSS. Seulement 895 t de Sb métal ont pu être extraits ce qui laisse encore actuellement en terre 9 105 t Sb métal, d'après ces mêmes estimations. Celles-ci ont été réalisées avant les années 1997 est sont de ce fait non conformes aux normes actuelles en vigueur qui réglementent la publication des résultats d'exploration minière sur les places boursières comme la NI-43-101 (National Instrument 43-101) ou la JORC (Joint Ore Reserves Committee) qui sont respectivement les normes canadiennes et australiennes.

Les indices de la Télachère (Fig. 27) ont été découverts par le BRGM en 1982-1987. Ils correspondent à plusieurs structures filoniennes quartzeuses renfermant un minerai à Sb et Au. La meilleure intersection de minéralisation en sondage carotté fut sur le sondage SC2 : 0,30 m @ 12,60 % Sb et 3,5 g/t Au. La structure filonienne de la Télachère présente des ressources potentielles estimées à 200 t Sb métal avec de l'or dans la tranche des 30 premiers mètres (BRGM, 1988a).

L'indice de la Copechanière est situé dans le prolongement SE des Brouzils (Fig. 27). Les travaux tactiques réalisés par le BRGM ont permis de mettre en évidence 2 petites structures filoniennes minéralisées en antimoine (0,1 à 0,8 % Sb) avec de faibles quantités d'or (< 1 g/t Au). Elles sont ici orientées

N10-20°W et montrent un fort pendage vers l'Est. Leurs puissances sont faibles en surface (0,1-0,3 m) mais tendent à s'ouvrir en profondeur.

Les indices de Chavagnes orientés N135°E et les Gannes ainsi que ceux de l'Herbergement (Fig. 27) situés respectivement à l'Ouest et à l'Est des Brouzils ne semblent pas présenter un réel potentiel économique. Seule la structure filonienne de Chavagnes a été reconnue par puits et galeries en 1888, pour une production inconnue. Ces indices n'ont pas fait l'objet de travaux d'exploration récents.

Le champ filonien de Mesnard-la-Barotière (Fig. 27) se situe dans les formations du complexe leptyno-amphibolitique bimodal de Montaigu (unité du Haut-Bocage). Il a été découvert par le BRGM en 1978 par géochimie sol multiélément. Les anomalies en antimoine dans les sols sont alignées suivant une direction N120-130°E sur une longueur de 5 km. En 1979-81, la continuité en profondeur des 3 principales anomalies (La Chardière, La Maindronnière, La Millière) a été contrôlée par sondages carottés sur les 40 premiers mètres. L'anomalie de la Chardière a montré les meilleurs résultats : le sondage carotté SC1 a intersecté une structure filonienne minéralisée à 15 m de profondeur avec 4,2 m @ 9,24 % Sb + 0,4 g/t Au, précisant la position d'une lentille minéralisée en Sb et Au de 225 m de long et continue au moins sur les 15 premiers mètres de profondeur, avec des teneurs en Sb supérieures à 0,1 % Sb (Allon, 1981). Un permis d'exploitation a été déposé en 1985, aucune donnée relative à cette phase de travaux n'a été trouvée. Sur l'anomalie de la Maindronnière (quelques centaines de mètres plus au NW) la meilleure intersection a été trouvée dans le sondage carotté SC4 : 0,7 m @ 11,04 % Sb + 5,1 g/t Au mettant en évidence une petite lentille minéralisée à Sb et Au de 275 m de long pour 15 m de profondeur, avec des teneurs en Sb supérieures à 0,1 % Sb (Allon, 1981) définissant des ressources potentielles de 200 t Sb métal.

Le champ filonien du Boupère et la Baussonière (Fig. 27) correspond à plusieurs petites structures filoniennes qui peuvent être divisées en 2 groupes :

1) Le groupe du Boupère en est le plus occidental, il est situé dans les unités Néoprotérozoique supérieur à Cambrien inférieur de St-Paul-en-Pareds (Haut-Bocage). La structure filonienne de la Ramée est la plus importante du secteur. Ce fut le tout premier gisement exploité (1804 à 1932). Le filon de la Ramée a produit 800 t Sb. Un puits principal fut foncé pour desservir 2 niveaux de galeries (Moussu, 1957 ; -30 et -60 m). Au niveau -60 la minéralisation est sous la forme de 3 lentilles de stibine d'extension limitée mais à très forte teneur (> 20 % Sb). La Davière/Sainte Marie fut la seconde structure filonienne exploitée avec 392 t Sb métal de production sur 50 m de continuité verticale. Le Bariteau, le Puits-Ouvrard, l'Eraudière, de St-Paul-en-Pareds et la Chabossière (Nord de de la ville de St-Paul-en-Pareds) sont d'autres indices mineurs du secteur (Moussu, 1957).

2) le groupe de la Baussonière est le champ filonien le plus oriental, situé dans les unités de St-Paul-en-Pareds. La structure filonienne principale est celle de la Baussonnière/la Poitière (Fig. 27). En 1957 le BRGM entrepris une campagne d'exploration aux alentours d'anciens travaux miniers d'âge inconnu. En 1972-73 le BRGM en collaboration avec le CEA reconnu la structure filonienne par sondages sans grands résultats économiques. En 1976, le BRGM repris en détail l'exploration est fit la découverte d'une lentille riche en stibine (10 à 20 % Sb) avec de l'or (teneurs entre 1,8 et 2,5 g/t Au). Des ressources de 600 t Sb métal (+ Au) ont pu être estimé dans la tranche des 30 premiers mètres (BRGM, 1988b). Les indices de la Daudière et du Chaillou situés plus au Nord ne sont pas à négliger. La Daudière se compose de 2 structures filoniennes reconnues par sondage. Des ressources potentielles de 100 t Sb métal ont été estimées, l'antimoine serait encore ici associé à de faibles quantités d'or (BRGM, 1988b).

Le champ filonien des Essarts (Fig. 27) est le plus au Sud au sein de l'unité du même nom. Il contient 10 indices à antimoine. Seule la structure de la Véronnière a été exploitée de 1856 à 1888 par descenderie sur 5 niveaux, comportant 41 m (niveau -16 m), 45 m (niveau 2), 46 m (niveau 3 à -33 m) et 48 m (niveau 4) de galeries de traçage (Moussu, 1957 ; Bambier et Guigues, 1964). La production a été de 450 t Sb métal. Plusieurs indices sont connus aux alentours immédiats de l'ancienne exploitation comme celui de Basse-Combe ou la Saluate. Plus au Nord, les indices du Grand Boireau et de Grezaye, ont été reconnus sur à peu près 2 km de longueur sans qu'ils suscitent un grand intérêt à cause principalement de leurs faibles teneurs (0,5 % Sb).

La mise en place des structures minéralisées à l'échelle du district a été envisagée en deux phases tectoniques successives (Fig. 30) correspondant au jeu en décrochement sénestre, puis dextre, des grands décrochements durant le Carbonifère supérieur (Marcoux et al., 1984). Le décrochement sénestre engendre la première génération de filons correspondant aux fentes de tensions orientées E-W. Le décrochement dextre plus tardif amène, quant à lui, la création d'une deuxième génération de filons mis en place sous forme de fentes de tension orientées N-S (Marcoux et al., 1984), la mise en place des structures filoniennes NW-SE durant cette étape n'est que supposée. Un contrôle lithologique est également observé, les formations plus compétentes semblent plus favorables à l'ouverture de ces filons par rapport aux formations plus schisteuses (Vasquez Lopez et Blouin, 1991).

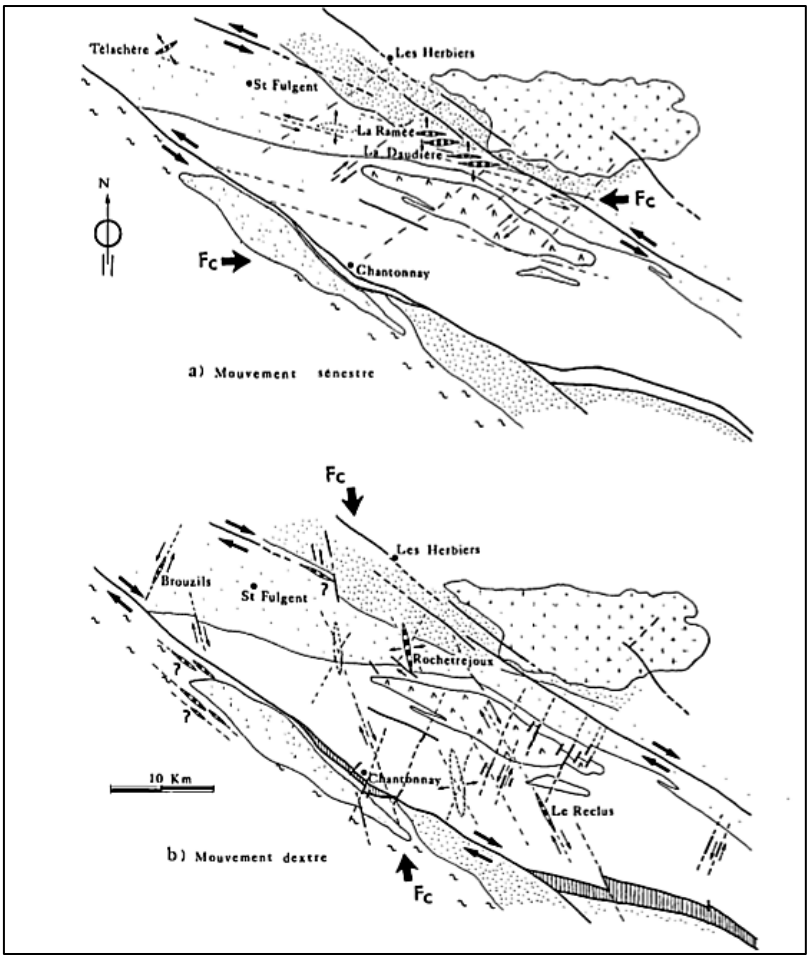


Figure 30 : Modèle de formation des filons minéralisés en 2 étapes (FC correspond à la direction de l'axe de raccourcissement maximal) d'après Marcoux et al. (1984).

La gangue quartzeuse correspond à deux générations distinctes de quartz. La première est un quartz microcristallin à texture en peigne qui précède le dépôt d'une seconde génération de quartz calcédonieux massif de couleur blanche à noire.

L'étude minéralogique menée par Marcoux et al. (1984) sur l'ensemble des filons du district a permis d'établir un schéma général de succession qui comprend :

- Un stade précoce à fer-arsenic avec le dépôt de l'arsénopyrite, pyrite, marcasite, avec pyrrhotite, cobaltite, pentlandite comme minéraux accessoires.
- Un stade de transition à métaux de base, à berthiérite, sphalérite, chalcopyrite, tétraédrite et, accessoirement, galène, chalcostibite, ullmanite, schwartzite.
- Un stade à antimoine dominant, à stibine seul.
- Un stade tardif à métaux de base (dénommé stade épithermal par les auteurs) qui est composé d'une deuxième génération de sphalérite, galène et de semseyite, pyrite et oxydes avec de la barytine.

La présence de l'or semble faible au sein de la minéralisation à antimoine du district. Une mouche d'or visible a été identifiée à Rochetrejoux par G. Machairas dans un échantillon provenant de la structure filonienne principale, entre les niveaux -75 et -100 (Serment, 1980), d'autres mouches d'or visible ont été signalées également à la Véronnière, la Daudière et la Baussonière (Marcoux et al., 1984). De fortes teneurs (> 5 g/t Au) ont été découvertes lors des travaux de l'inventaire. A la Télachère les sondages ont montré une passe de 0,3 m @ 12,6 % Sb et 5,2 g/t Au et sur la structure de Mesnard-la-Barotière, plus précisément à la Chardière avec 0,6 m @ 41 % Sb et 3,5 g/t Au (sondage SC1) et pouvant atteindre 12,3 g/t Au à la Maindronnière (Allon, 1981). Ces résultats semblent montrer, à l'échelle de la structure filonienne que l'or semble contenu dans les mêmes structures que celles à antimoine. Néanmoins, la place de l'or dans la paragenèse n'est pas définie du fait de sa rareté au sein de la minéralisation.

L'antimoine lui serait initialement préconcentré dans certaines lithologies favorables comme les formations de volcanites acides cambro-orodoviciennes et serait remobilisé et concentré jusqu'à former des gisements grâce à des circulations de fluides hydrothermaux d'origine plutonique, probablement centrées sur le granite de Mortagne. L'origine magmatique des fluides et de la minéralisation semble être confirmée par la signature $\delta^{34}S$ des stibines du secteur (Marcoux et al., 1984). La mise en place des minéralisations est estimée par les mêmes auteurs entre 300 – 260 Ma. L'étude des inclusions fluides sur le gisement des Brouzils (Bailly et al., 2000) a montré un hydrothermalisme polyphasé, les inclusions primaires synchrones de la stibine montrent un fluide peu salé (3,5 à 4,75 % équiv. pds NaCl) et assez froid (140-160 °C). Ces dernières caractéristiques ne sont pas en faveur d'un fluide d'origine magmatique et remet en cause le modèle métallogénique centré sur un pluton granitique.

2.3. Contrôle structural des minéralisations à l'échelle du district

2.3.1. Introduction

Les minéralisations à antimoine du secteur sont de nature filonienne. Leur contrôle structural est donc un paramètre de première importance dans la compréhension de l'architecture du champ filonien et des minéralisations associées. Cette partie sera consacrée aux résultats cartographiques et structuraux obtenus à l'échelle du district. Les données qui ont servi à la réalisation des cartes suivantes ainsi qu'à celles de la partie 2.4 ont été acquises lors des campagnes de prospection marteau en 2016 menées par l'auteur sur l'ensemble du champ filonien. Le travail était centré sur les points suivants : relevé de la position des anciens travaux, mesures structurales, position des filons affleurants ou sub-affleurants déduits de la cartographie des volantes de quartz minéralisés. Ces résultats ont été complétés par

l'ensemble des données des anciennes campagnes d'exploration utiles pour affiner le tracé des filons : anomalies de géochimie sol, recoupes de structures filoniennes ou de failles par tranchées d'exploration et sondages d'exploration, cartographie de détail. Ces données ont été extraites des rapports suivants : Moussu, 1957 ; Bambier et Guigues, 1964 ; Lauzac et Serment, 1976 ; Allon, 1981 ; Marcoux et al., 1984 ; BRGM, 1988a ; BRGM, 1988b ; Le Fur et al., 1988 ; Blouin, 1990 ; Vasquez-Lopez et Blouin, 1991.

2.3.2. Contrôle structural

Quatre des cinq champs filoniens qui composent le district (Fig. 31) : Brouzils-Télachère, Mesnard-la-Barotière, Rochetrejoux-le Boupère et la Baussonière sont encaissés dans des alternances de métagrauwackes et métapélites d'âge Néoprotérozoïque supérieur à Cambrien supérieur appartenant à l'unité du Synclinorium de Chantonnay. Sa bordure Nord concentre plus des ¾ des indices et gisements alors que son centre en est dépourvu, sa bordure Sud ne concentre que 2 petits indices (Fig. 31) : la Bonnière et Mouchamps respectivement encaissés dans la formation de Bourgneuf et dans la formation du Groupe de Réaumur. Ce dernier est le seul exemple de minéralisation encaissée dans une formation Ordovicienne à Silurienne. Les gisements les plus importants sont présents aux abords du contact lithologique, entre la formation des Gerbaudières et de Bourgneuf comme le champ filonien des Brouzils-Télachère, le gisement de Rochetrejoux mais aussi certains petits indices comme ceux de l'Herbergement et de Chavagnes. Un grand nombre d'indices et de gisements de petites tailles (indices des Gannes, la Ramée, St-Marie La Davière, L'Eraudière, le Bariteau, Puits Ouvrard, l'indice de St-Paul-en-Pareds, la Chabossière, la Garlopière, le champ filonien de la Baussonière) sont situés à proximité du contact entre le Néoprotérozoïque supérieur-Cambrien inférieur et le Cambrien moyen à supérieur, qui correspond en terme de lithologie au contact entre les formations de Bourgneuf ou de Montournais (NW du district) avec celle de St-Paul-en-Pareds. Le champ filonien de Mesnard-la-Barotière est situé dans la formation de St-Paul-en-Pareds au Sud du contact du complexe leptyno-amphibolitique de Montaigu. Aucun gîte ou indice n'est reconnu dans les granites tardi-varisques ainsi que dans les formations magmatiques Cambro-Ordovicien et les basaltes-dolérites de la Meilleraie (Dévonien supérieur). Celui des Essarts se singularise des précédents car il recoupe les roches fortement métamorphisées du complexe des Essarts composé d'amphibolites (la Copéchagnière, le Grand-Boireau et Grezay) et d'orthogneiss (la Véronnière) d'âge Ordovicien supérieur à Silurien inférieur.

L'orientation de l'ensemble des structures filoniennes minéralisées montrent des directions et des pendages très variés (Fig. 31, 32) qui peuvent être regroupés suivant 4 groupes d'orientations (Fig. 32) :

- N20°W à N25°E à fort pendage vers l'Est (60-85°) correspondent à l'orientation des plus importants gisements du secteur (Les Brouzils, Rochetrejoux).

- N80-90°E à fort pendage vers le Nord (60-85°). La totalité de cette famille correspond aux structures filoniennes regroupées à proximité du contact entre les formations de Bourgneuf et St-Paul-en-Pareds (la Ramée, St-Marie La Davière, L'Eraudière, le Bariteau, Puits Ouvrard, l'indice de St-Paul-en-Pareds, gîte de la Baussonière)

- N120-130°E à fort pendage SW (60-85°) rassemble les minéralisations du champ filonien de Mesnard-la-Barotière et sont de même orientation que les failles décrochantes régionales, comme celle de Secondiny.

- N130-140°E à pendage NE (45-80°) coïncident uniquement avec les minéralisations du champ filonien des Essarts.

Le stéréogramme synthétisant seulement les orientations des structures filoniennes à Sb(Au) connues (Fig. 32), montre aussi une grande variabilité, les 4 groupes d'orientation sont retrouvés. Les structures N20°W à N25°E à pendage Est et les N120-130°E à fort pendage SW et N130-140°E à pendage NE semblent plus fréquemment contenir des minéralisations à Sb(Au). Ces directions correspondent aux directions des minéralisations de Rochetrejoux, la Daudière, la Copéchanière, aux champs filoniens de Mesnard-la-Barotière et aux structures de la Véronnière (champ filonien des Essarts) respectivement. Les structures filoniennes à Sb(Au) de la Télachère, N35-40°E à fort pendage NW (60-85°) sont très peu représentée à l'échelle du champ filonien, elles ne correspondent à aucune des orientations précédentes.

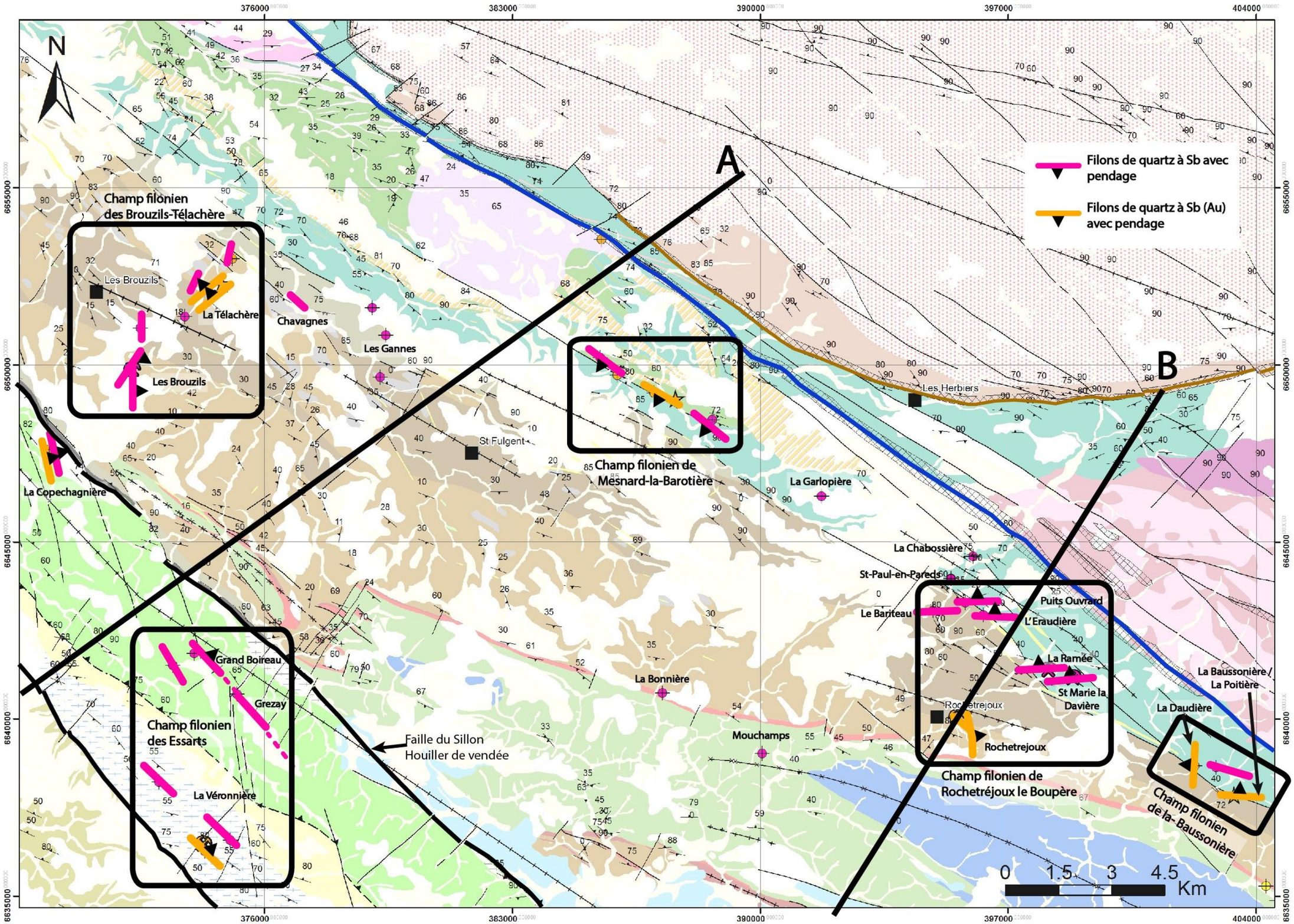

376000
383000
390000
397000
404000
6655000
6650000
6645000
6640000
6635000
N
A
B
Champ filonien
des Brouzils-Télachère
Les Brouzils
La Télachère
Les Brouzils
Chavagnes
Les Gannes
St Fulgent
Champ filonien de
Mesnard-la-Barotière
La Garlopière
Les Herbiers
La Copechagnière
La Chabossière
St-Paul-en-Pareds
Le Bariteau
Puits Ouvrard
L'Eraudière
La Ramée
St Marie la
Davière
Rochetrejoux
Rochetrejoux
Champ filonien de
Rochetréjoux le Boupère
La Baussonière /
La Poitière
La Daudière
Champ filonien
de la- Baussonière
Grand Boireau
Grezay
Champ filonien
des Essarts
La Véronnière
La Bonnière
Mouchamps
Faille du Sillon
Houiller de vendée
Filons de quartz à Sb avec
pendage
Filons de quartz à Sb (Au)
avec pendage
0 1.5 3 4.5
Km

Figure 31 : Carte structurale du district à Sb et Sb(Au) de Vendée avec localisation des différents champs filoniens du district. La légende est la même que celle de la figure 27.

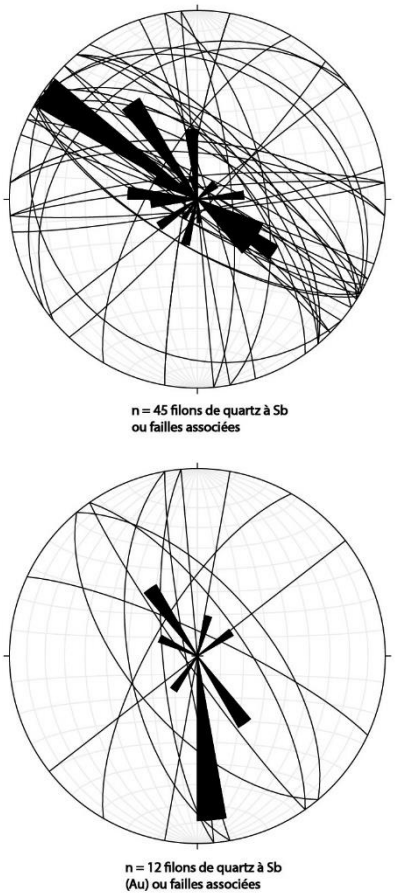


Figure 32 : Stéréogrammes (hémisphère inférieur) présentant les données sur l'orientation et le pendage des structures filoniennes à Sb et Sb(Au).

Pour mieux appréhender l'architecture des couches géologiques formant le synclinorium de Chantonnay ainsi que la position des principales minéralisations à Sb et Sb(Au) au sein de ces formations, 2 coupes géologiques ont été réalisées (Fig. 33 ; traits des coupes représentés en figure 31). La coupe A passe par la bordure NW du district, et la B par sa terminaison SW (Fig. 31). Elles montrent au premier ordre le plissement en grand synforme, de longueur d'onde déca-kilométrique du bassin de Chantonnay dont la bordure Nord a tendance à se verticaliser à l'approche du décrochement de Secondigny. La formation de St-Paul-en-Pareds qui constitue le soubassement du Synclinorum est elle aussi verticalisée au contact du complexe leptyno-amphibolitique de Montaigu

qui occupe le cœur d'un vaste anticlinal d'orientation NW-SE et qui est retrouvé sur la coupe B à proximité de la faille de Secondiny (Fig. 33). Ces structures précédentes s'apparentent à des plis secondaires, de longueur d'onde kilométrique, qui affectent plus discrètement la géométrie des formations métasédimentaires. Ils sont de mêmes orientations que celui du Synclinorium, (N120-130°E) et déversés soit vers le NE soit le SW.

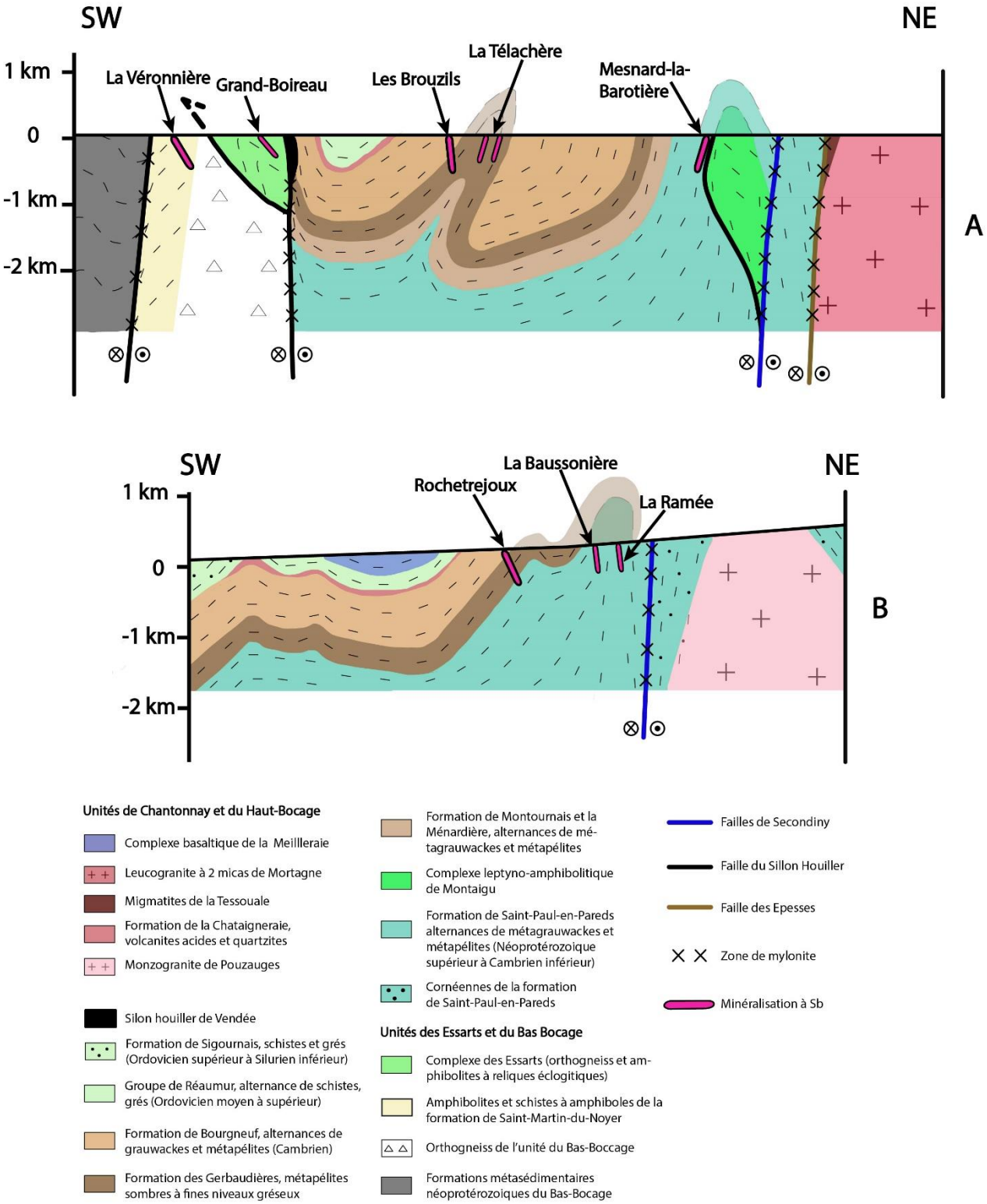


Figure 33 : Coupes interprétatives de la géométrie des unités géologiques avec la position des structures filoniennes minéralisées.

Dans cette architecture, les gisements des Brouzils, de Rochetrejoux ainsi que les gîtes et indices de Mesnard-la-Barotière occupent les flancs Sud de ces anticlinaux alors que la Ramée, la Baussonière du Grand-Boireau et la Télachère se développent à proximité de la charnière (Fig. 31, 33). Ces plis anticlinaux secondaires sont localisés dans la formation de Bourgneuf et leurs cœurs sont occupés par la formation des Gerbaudières. Les 2 plus importants gisements (les Brouzils et Rochetrejoux) sont disposés perpendiculairement à la direction de l'axe des antiformes. La Véronnière ne semble pas montrer ce type de géométrie.

2.4. Description des minéralisations et typologie des faciès minéralisés

2.4.1. Introduction

Compte tenu des très mauvaises conditions d'affleurement, les différents faciès minéralisés ont été échantillonnés sur les haldes des anciennes exploitations mais aussi en volantes dans les champs situés dans la continuité des structures filoniennes exploitées. L'usine de traitement du minerai de Rochetrejoux sur le carreau de la mine, ayant traité du minerai provenant de mines du monde entier, après la fin de l'exploitation du gisement, la provenance des échantillons s'avère très douteuse. Pour résoudre ce problème l'étude s'est portée uniquement sur des échantillons de volantes de quartz trouvées dans les champs situés dans la partie Sud de la structure filonienne. Cet échantillonnage a été complété par l'étude de la collection d'échantillons historiques de Mr Georges Blanchard, actuellement conservés au musée de L'Historial de la Vendée (Allée Paul Bazin, 85170 Les Lucs-sur-Boulogne) qui ont été aimablement mis à disposition par Mme Sophie Corson (responsable des collections archéologiques). Des échantillons disponibles dans la lithothèque et la carothèque du BRGM Orléans, aimablement mis à disposition par MM. Laurent Bailly et Guillaume Bertrand, ont aussi été utilisés.

Les échantillons étudiés correspondent aux gisements et indices suivant (Fig. 27) : les Brouzils, la Télachère, Chavagnes, la Copéchagnère, le Grand Boireau, Grézat, la Véronnière, Puy-Greffier, la Maindronnière, La Millère, la Chardière, la Chabossière, Bariteau, La Ramée, St-Marie-la Davière, Rochetrejoux, la Daudière, La Baussonière-la Poitière. La morphologie des minéralisations ainsi que la description du minerai sont synthétisées dans l'Annexe 1. Seules celles des structures filoniennes les plus représentatives des 5 champs filoniens seront exposés dans ce chapitre (Fig. 31 pour la position

des zones présentées). La localisation des échantillons prélevés est reportée en Annexe 2. Il est rappelé que les références bibliographiques dont ont été extraits les résultats des travaux historiques nécessaires à la réalisation des cartes suivantes sont disponibles au début de la partie précédente (2.3.1).

Dans l'ensemble de cette thèse, le terme de « structure filonienne » sera utilisé pour désigner l'ensemble de la minéralisation incluant sa caisse filonienne (zone faillée, bréchifiée et la zone altérée). Le terme « filon » sera employé ici pour décrire uniquement la morphologie des minéralisations. Le terme « champ filonien » sera lui réservé à un groupe de structures filoniennes géographiquement proches. Les minéralisations filoniennes à antimoine ou de l'or a été reconnu sera noté minéralisations à Sb(Au).

2.4.2. Le champ filonien des Brouzils- la Télachère

Le gisement des Brouzils est divisé en 2 structures filoniennes, la branche principale et la branche SE. La première est la plus grande et contient la majeure partie de la minéralisation. Elle a été suivie en surface sur un peu plus d'un kilomètre et est orientée N25°E avec un pendage de 65-85°E. La branche SE, d'importance secondaire a été suivie sur 700-800 m de long, elle est orientée N0°E et montre aussi un fort pendage vers l'Est (Fig. 34). La puissance des structures filoniennes est très variable, et est comprise entre 0,4 à 10 m. Localement, des changements et des inversions de pendage peuvent avoir lieu. Cette structure complexe est soulignée par une anomalie Sb en géochimie sol qui s'étend vers le Nord, dans la continuité de la branche SE, sur un peu plus de 1,5 km. L'étude des tectoglyphes rencontrés dans la structure filonienne lors des travaux miniers (Vasquez Lopez et Blouin, 1991) a montré que les cinématiques enregistrées sont décrochantes (pitch sub-horizontaux sur les miroirs de failles) avec une faible composante normale, déduite de l'analyse des crochons de failles.

Les structures filoniennes à Sb(Au) de la Télachère (Fig. 34) sont orientées N30-50°E et montrent un faible pendage compris entre 20 et 35°NE (BRGM, 1988a).

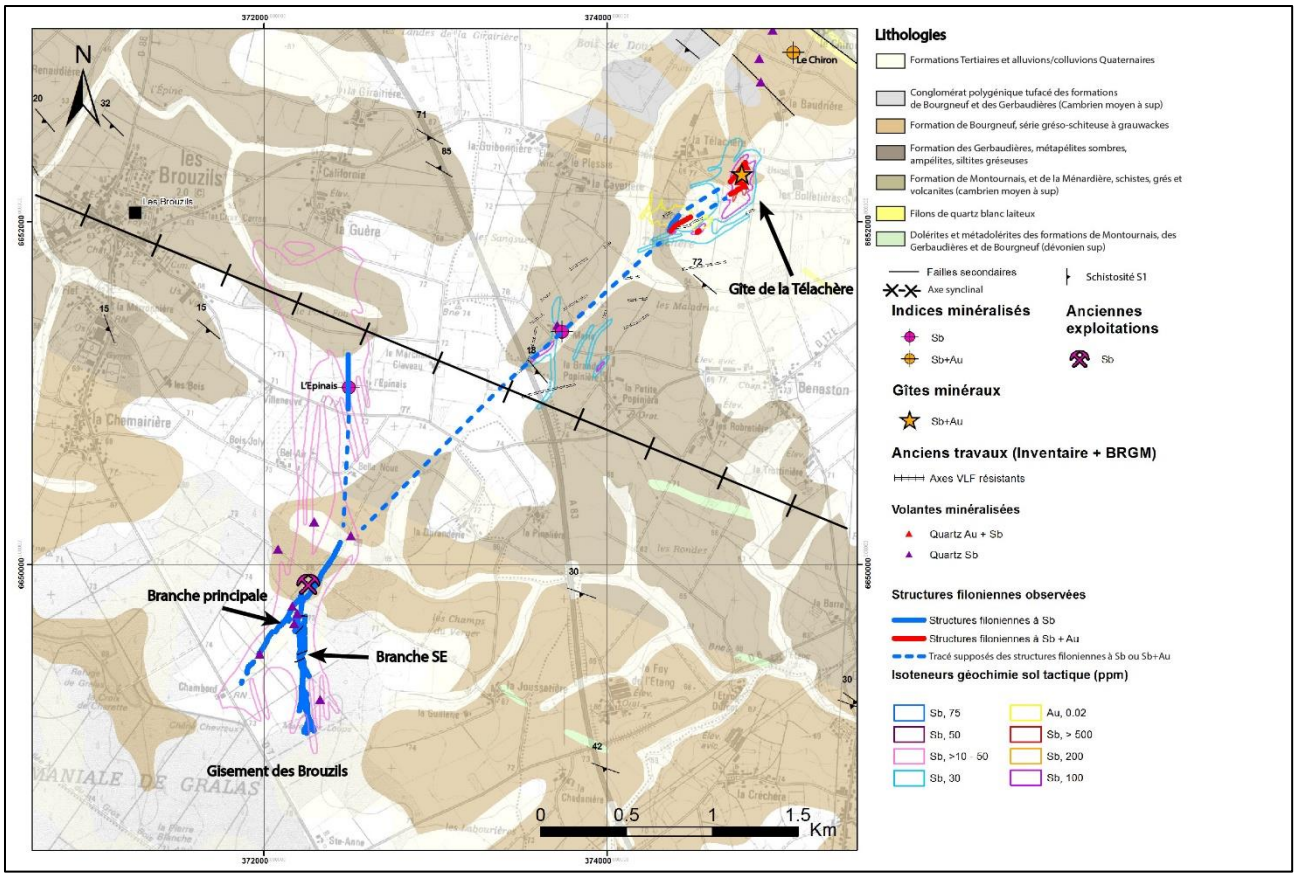


Figure 34 : Carte géologie et structurale de détail du champ filonien des Brouzils-Télachère avec représentation des anciens travaux.

La minéralisation à Sb se présente au sein de la structure filonienne sous 3 faciès différents, i) le quartz filonien, ii) la brèche filonienne et iii) le stockwerk.

Le faciès de **quartz filonien** est le plus riche en Sb (> 5 % Sb), il correspond à un quartz gris clair à beige d'aspect calcédonieux, massif (Fig. 35), structuré en filons dont la puissance varie de 5 cm à 4 m (Vasquez Lopez et Blouin, 1991). Ces filons peuvent au sein de la structure filonienne se diviser, s'anastomoser dans l'encaissant hydrothermalisé ou encore se rejoindre pour occuper la totalité de la structure. Ce quartz est imprégné d'aiguilles de stibine d'épaisseur millimétriques à pluricentimétriques enchevêtrées les unes dans les autres (Fig. 35). Les textures de quartz géodique ou en peigne sont visibles à l'œil nu.

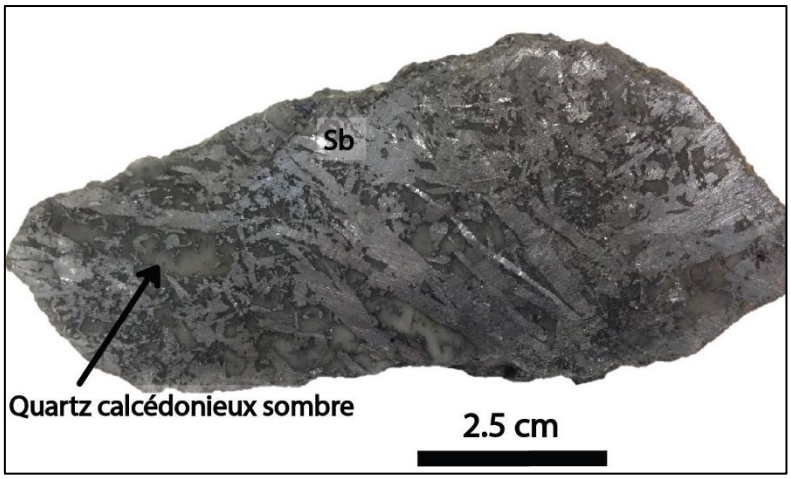


Figure 35 : Echantillon de quartz filonien riche en stibine (Sb).

Le faciès de **brèche filonienne** se compose de fragments polygéniques qui montrent des tailles variables centimétriques à décimétriques sur les échantillons. Les plus fréquents sont des clastes de grauwackes hydrothermalisés de couleur claire et du quartz blanc laiteux, des clastes d'un encaissant indéterminé, très sombres sont aussi présents et riches en pyrite et arsénopyrite disséminés (Fig. 36). Ils sont noyés dans une matrice constituée de quartz calcédonieux sombre qui porte de fines aiguilles de stibine et des pyrites et arsénopyrites disséminées d'épaisseur inférieure à 0,5 cm. La forme des clastes est anguleuse, leurs tailles extrêmement variables, leurs degrés de déplacement allant de la répartition en puzzle marqueur d'une bréchification hydraulique (Jébrak, 1997) à des textures plus cataclastiques associées à une bréchification mécanique (Fig. 36).

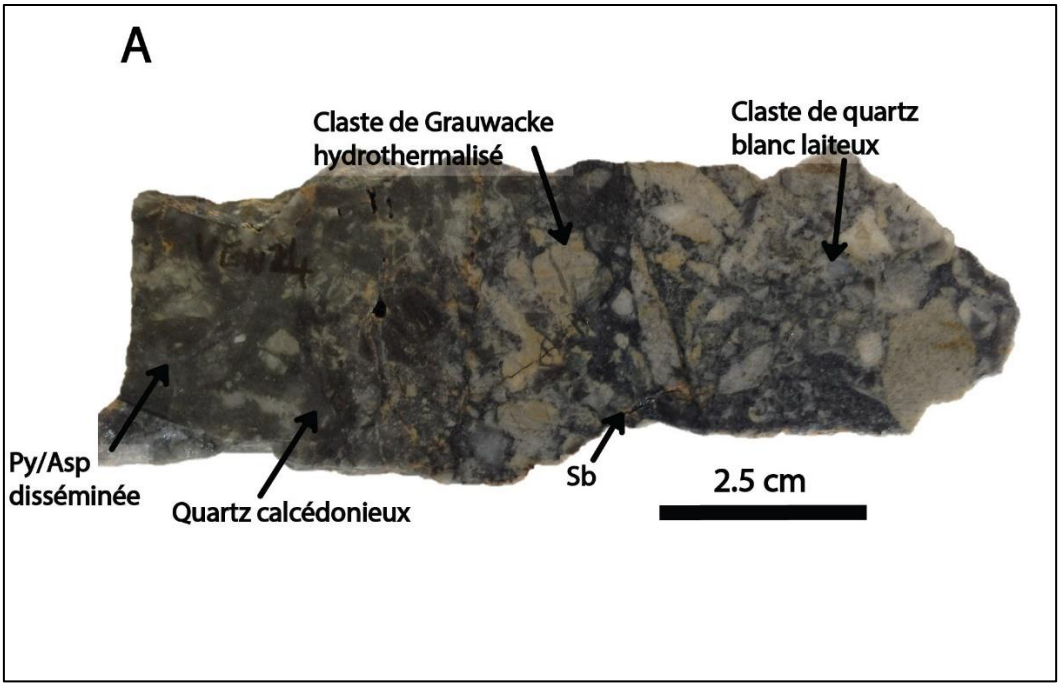


Figure 36 : Echantillon du faciès de brèche filonienne minéralisée en stibine. Py : pyrite, Asp : arsénopyrite, Sb : stibine.

Le faciès de **stockwerk** correspond à un minerai pauvre. Il se développe en périphérie de la structure filonienne uniquement dans l'encaissant hydrothermalisé situé aux épontes des 2 faciès précédant (Fig. 37). L'hydrothermalisation provoquée par le passage des fluides est attestée par le blanchissement du grauwacke encaissant (Le Fur et al., 1988 ; Vasquez Lopez et Blouin, 1991). L'étude plus poussée des faciès hydrothermalisés sera effectuée dans la partie 2.5. Il se présente sous la forme d'un stockwerk de filonnets millimétriques à pluricentimétriques composés de quartz calcédonieux sombre avec des proportions variables d'aiguilles de stibine. Lorsque ce stockwerk est mieux développé il forme des textures en puzzle marqueur d'une bréchification hydraulique (Fig. 37). La stibine demeure rare dans l'encaissant hydrothermalisé (Fig. 37).

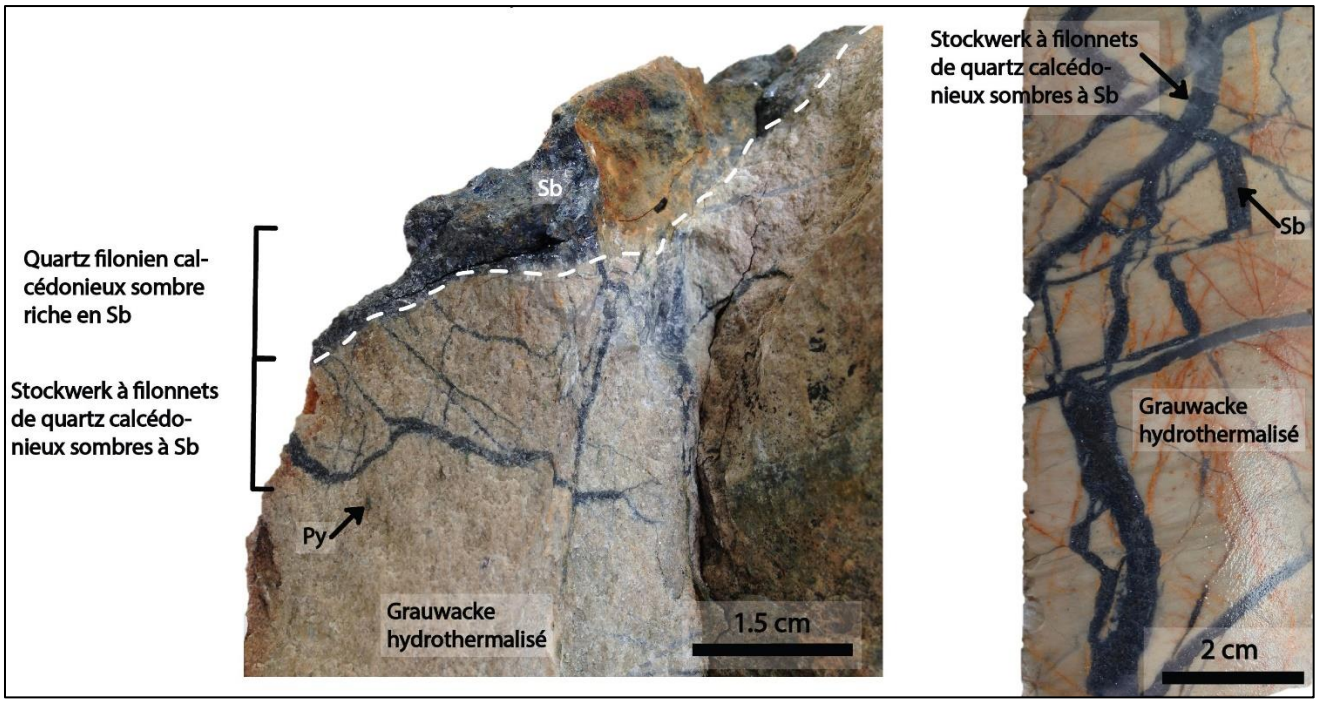


Figure 37 : Echantillons montrant le faciès stockwerk qui se développe dans l'encaissant hydrothermalisé proche du faciès quartz filonien riche. L'échantillon de droite provient du sondage carotté SC8. Py : pyrite, Sb : stibine.

Une fracturation tardive postérieure au dépôt de la stibine est aussi observée (Fig. 38). Il s'agit de fines fractures isolées (inférieur au centimètre) ou, qui se développent dans des failles à remplissage bréchique lorsqu'elles sont plus épaisses. Elles recoupent l'ensemble des faciès minéralisés. Les fractures sont remplies de carbonates de couleur orangée. Des clastes de quartz filonien à stibine sont remaniés dans la brèche (Fig. 38).

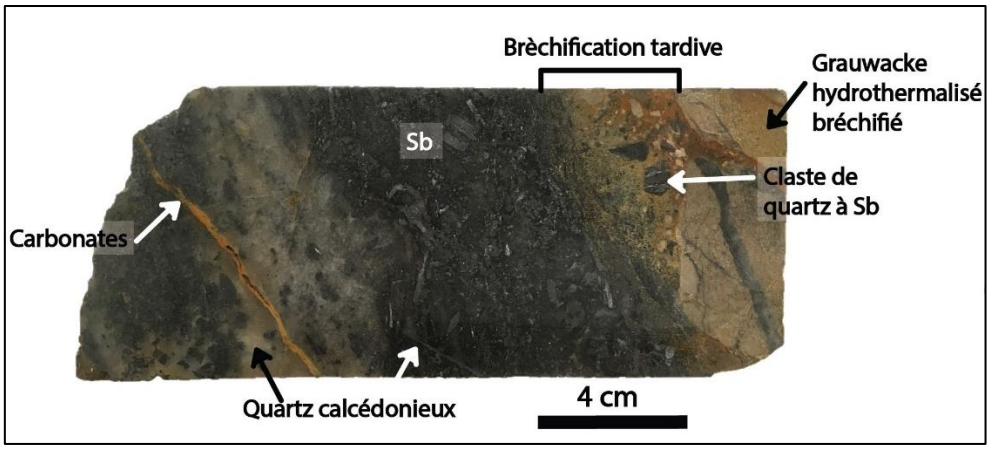


Figure 38 : Demi carotte du sondage carotté S28 avec la fracturation tardive qui recoupe l'ensemble des faciès minéralisés en stibine (Sb).

L'observation des échantillons des sondages SC9, 10 et 12 provenant de la branche principale du gisement des Brouzils a permis de mieux comprendre la répartition des différents faciès minéralisés au sein de la structure filonienne. Ils présentent une structuration homogène. La structure filonienne recoupe l'encaissant ainsi que la S1. Ses bordures sont marquées par des miroirs de faille et des salbandes argileuses. L'altération hydrothermale du grauwacke encaissant se développe dans sa périphérie et montre une intensité croissante vers son cœur. Elle est relativement étroite et n'affecte l'encaissant que sur une dizaine de mètre au maximum, de chaque côté de la structure et demeure le plus souvent stérile. Elle peut être localement guidée par la S1. Plus vers le cœur de la structure filonienne, la zone altérée laisse place à une caisse filonienne composée de brèche de faille formée principalement de clastes d'encaissant hydrothermalisé ainsi que d'argile. La déformation associée à la formation de la structure filonienne est purement cassante, aucune texture mylonitique ou de déformation ductile n'ont été mises en évidence. Le faciès de brèches filoniennes se forme au centre de la structure filonienne, montre des teneurs moyennement riches entre 2 et 5 % Sb, ce qui est compensée par une ouverture plus grande de plusieurs mètres en moyenne (Fig. 39). Le faciès de quartz filonien claire se forme à l'intérieur du faciès précédent. Il peut se développer soit proche de ses bordures soit dans sa partie centrale (au mur du faciès de brèche filonienne pour le SC9, Fig. 39), il a une puissance plus réduite (autour de 20 cm dans le sondage SC9). Le faciès de stockwerk n'est pas retrouvé systématiquement aux 2 épontes de la structure (Fig. 39), dans le cas du sondage SC9 il se développe au mur. Il a aussi une grande variabilité de puissance mais peut accroitre significativement la puissance minéralisée. Sa teneur dépend de la densité du stockwerk.

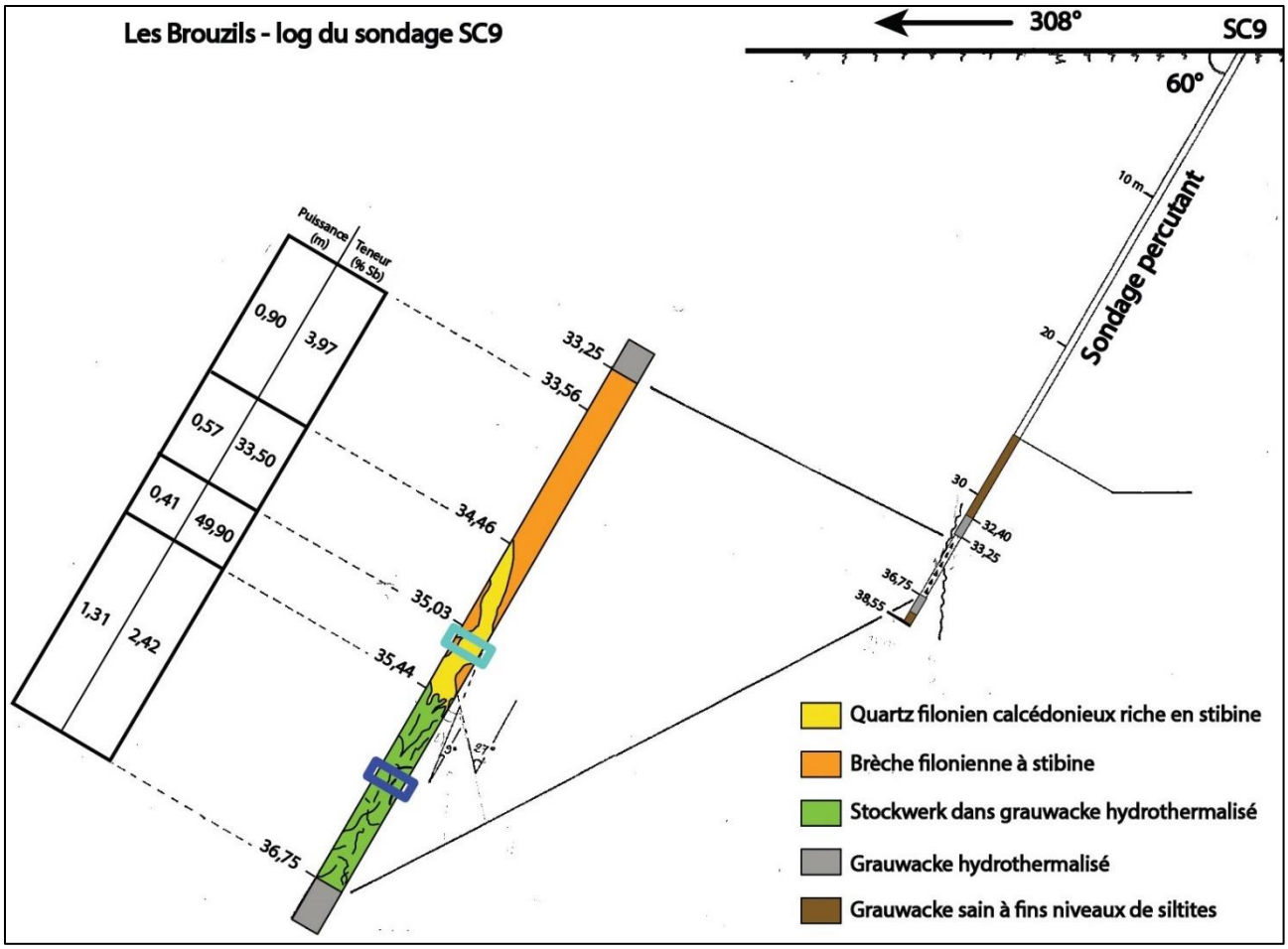


Figure 39 : Log historique du sondage SC9 modifié d'après les descriptions de Biron (document inédit).

Le bloc 3D (Fig. 40) synthétise la morphologie de la structure filonienne des Brouzils ainsi que la répartition des différents faciès minéralisés.

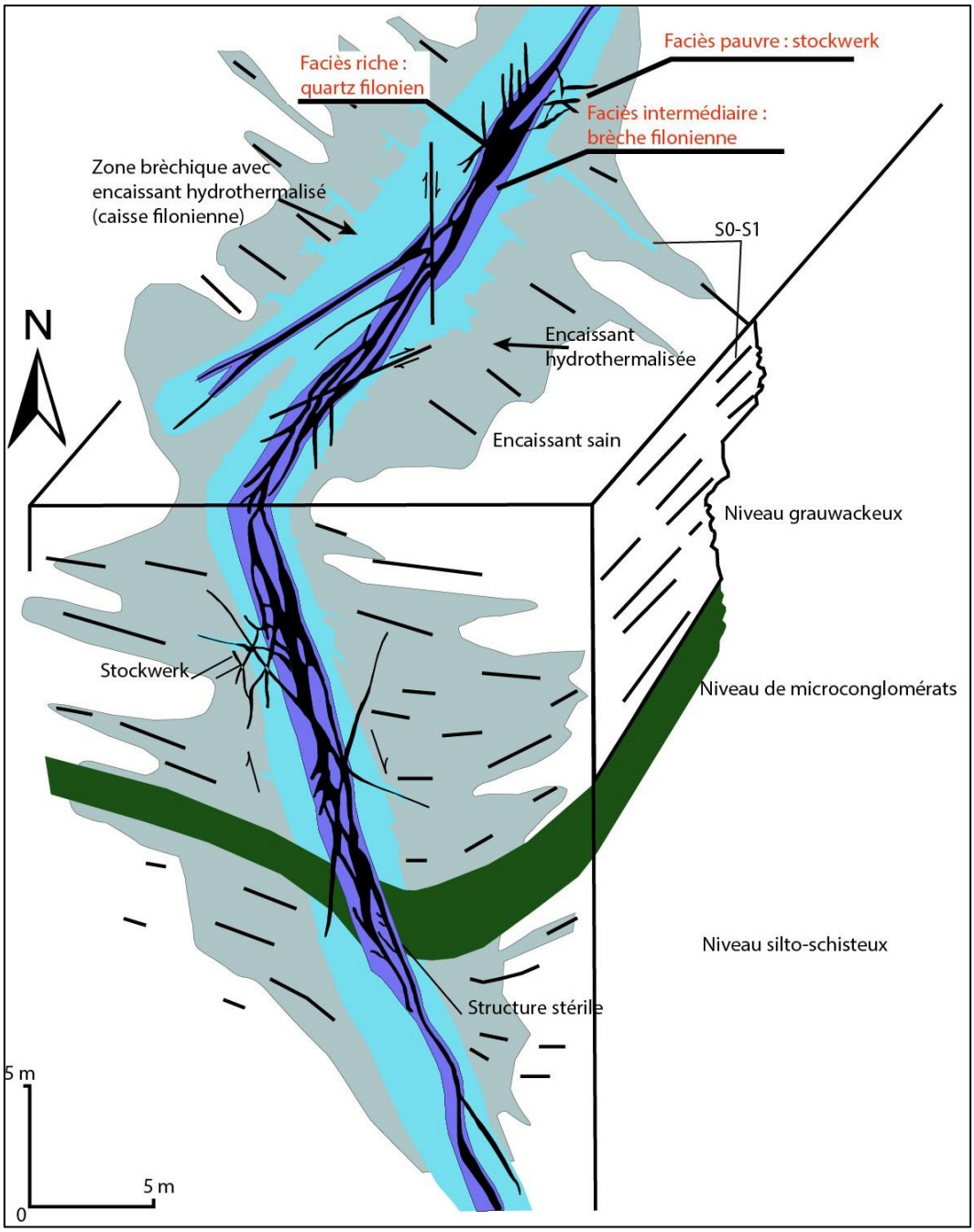


Figure 40 : Bloc 3D synthétique de la structure filonienne principale du gisement des Brouzils (modifié d'après Vasquez Lopez et Blouin, 1991).

Pour la structure filonienne à Sb(Au) de la Télachère, les tranchées et sondages ont montré une organisation similaire à celle des Brouzils (BRGM, 1988a). La minéralisation la plus riche se présente sous la forme d'un filon de quartz fortement anastomosé et/ou un niveau de brèche filonienne, dans une caisse filonienne composée d'encaissant bréchifié et hydrothermalisé associé à des produits argileux encadrée par une zone hydrothermalisée. La structure filonienne recoupe les roches encaissantes ainsi que la schistosité principale. La déformation semble aussi cassante. Seuls des échantillons de faciès riches en stibine (Fig. 41) ont pu être observés. Une forte concentration de

stibine et d'oxydes d'antimoine se développe dans un quartz de couleur blanc laiteux à gros grains et cataclasé. Malgré sa forte proximité géographique avec les Brouzils la gangue du faciès riche de la Télachère semble différente aux vues des observations réalisées.

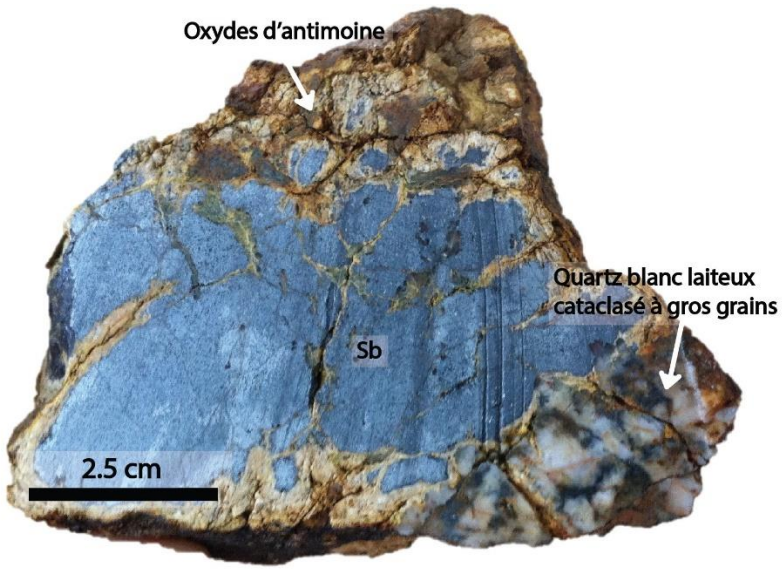


Figure 41 : Echantillon minéralisé de la Télachère. Sb : stibine.

2.4.3. Le champ filonien de Mesnard-la Barotière

Les indices et gîtes à Sb(Au) de ce secteur sont encaissés dans les séries de métagrauwacke-métapélites à niveaux amphibolitiques cambriennes appartenant au complexe leptyno-amphibolitique de Montaigu. Ils sont situés sur le flanc Sud de l'anticlinal d'axe N120-130°E (Fig. 42). Une schistosité N110-120 à fort pendage Sud est la principale structure. La minéralisation est comme précédemment décrite, située à l'intérieure d'une structure filonienne principale pouvant se diviser en plusieurs petites structures secondaires. Elles sont dans le cas présent orientées N120-130°E d'après nos relevés terrains, et à fort pendage vers le Sud (70-85°) d'après les travaux d'exploration (Allon, 1981). La dimension des structures minéralisées est anormalement grande avec plus de 5 km d'allongement pour une largeur minimale de 500 m. Leurs tracés sont soulignés par d'importantes anomalies en antimoine en géochimie sol (Fig. 42) ouvertes aux extrémités.

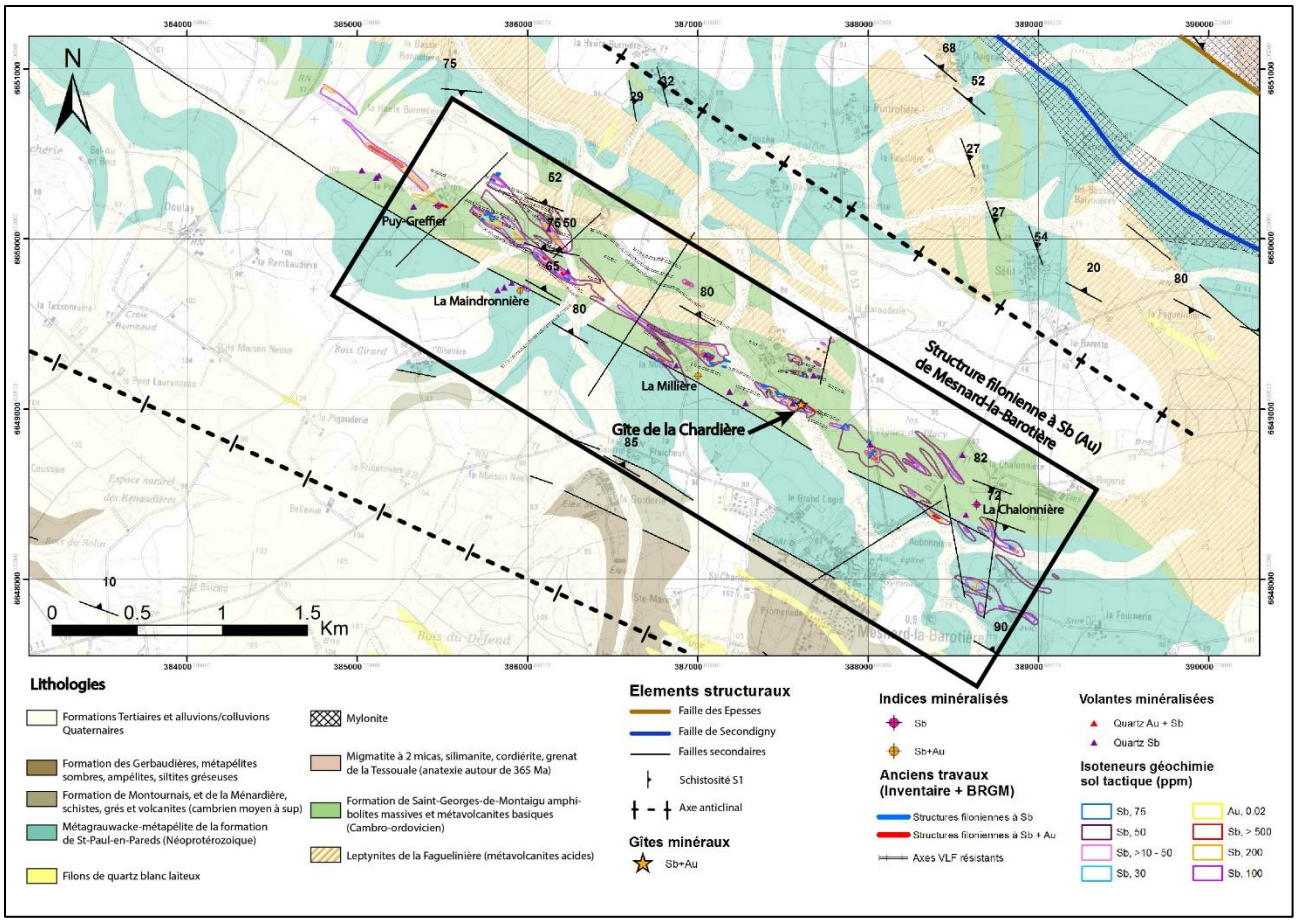


Figure 42 : Carte géologique et structurale de détail du champ filonien de Mesnard-la-Barotière avec représentation des anciens travaux.

A la Maindronnière (Fig. 42, 43), les structures filoniennes N115-120°E subverticales furent observées en tranchées et en sondages. La minéralisation riche (> 2 % Sb) est portée par un ou plusieurs filons de quartz ou par un réseau de veinules empruntant les plans de décollement entre strates, les plans de schistosité et les diaclases. Ils forment des lentilles qui se développent à l'intérieur d'une caisse filonienne très rarement minéralisée et constituée de schistes noirs broyés et altérés. A la Chardière (Fig. 42, 43), la morphologie de la minéralisation est similaire, le remplissage de la caisse filonienne est formé de schistes noirs graphiteux broyés fortement plissés et déformés (Allon, 1981). La puissance des structures filoniennes est comprise entre 20 cm et 2,1 m, des salbandes d'argiles noires limitent la structure. Là encore la minéralisation la plus riche est située principalement dans les filons de quartz (12,3 % Sb pour 0,25 m en tranchée).

La minéralisation à Sb(Au) de Mesnard la Barotière a un contrôle lithologique majeur, car elle est sub-concordante avec le niveau de schistes noirs fortement tectonisé lui aussi sub-parallèle à la schistosité de l'encaissant (Fig. 43). Compte tenu de sa description, le faciès de schistes noirs pourrait correspondre à un faciès de mylonite. C'est le seul cas de minéralisation concordante à son

encaissant dans le district. Elles sont recoupées et déplacées par un système de fracturation NE-SW et Nord-Sud.

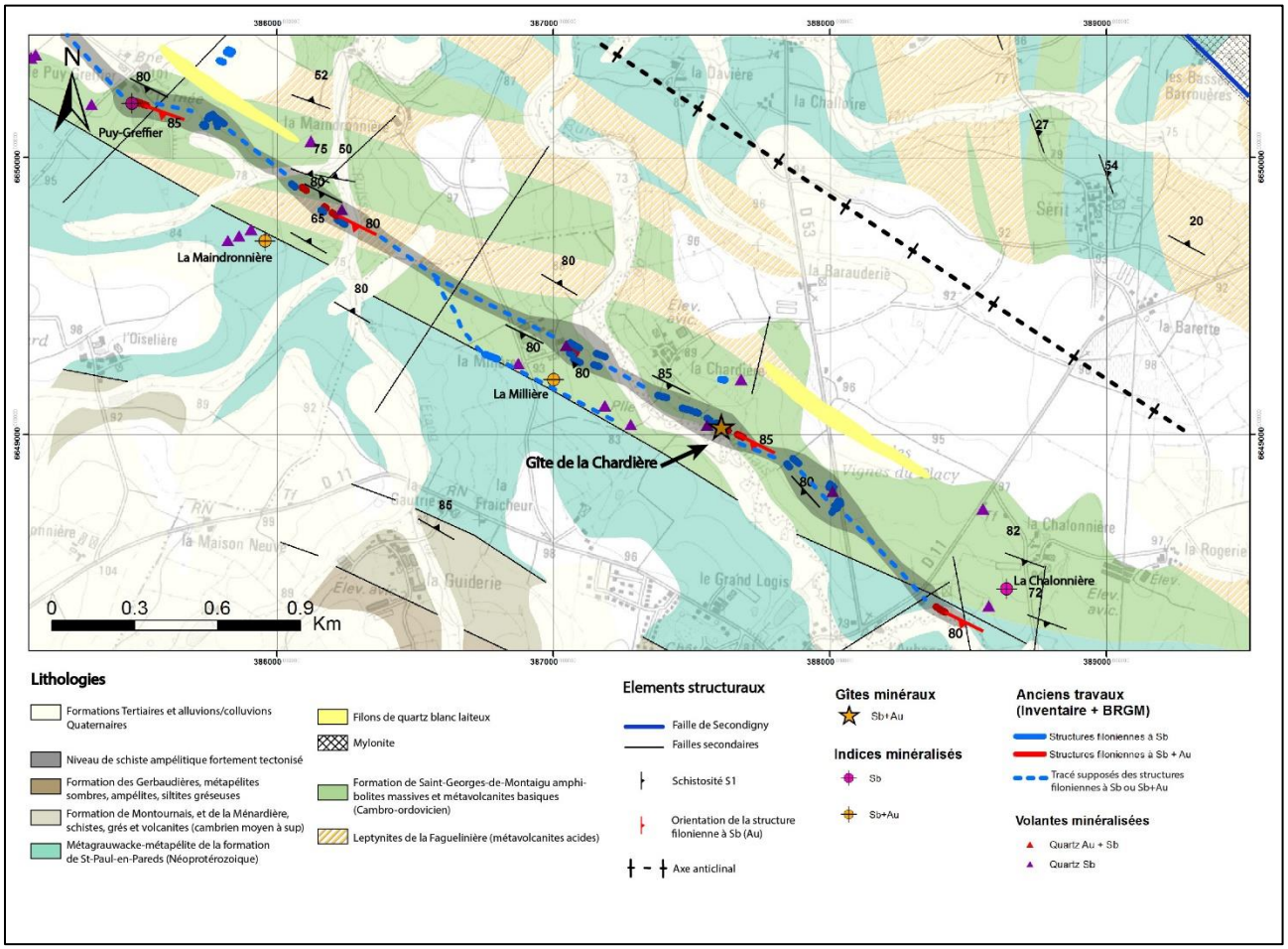


Figure 43 : Carte géologique et structural de détail de la zone de la Maindronnière, la Chardière montrant la relation structurale entre les minéralisations et le niveau de schiste graphiteux.

Il est à signaler que les dykes ou niveaux d'amphibolites massives de l'encaissant situés parfois au toit ou au mur de certaines structures filoniennes minéralisées ne présentent pas de teneurs significatives en antimoine (Allon, 1981). Le niveau de schistes graphiteux et sa forte perméabilité s'apparente à une lithologie favorable à la localisation de la fracturation, guidant le développement de la minéralisation.

Sur le terrain les faciès minéralisés sont de 2 types :

- Un faciès **de brèches filoniennes** peu minéralisé (Fig. 44A) qui se compose d'un premier quartz blanc laiteux, à éclat gras, stérile est fortement cataclasé et qui est cimenté par un deuxième quartz calcédonieux sombre, plus cristallin qui porte la stibine. Les clastes sont très anguleux, de taille extrêmement variable (millimétrique à pluri-centimétrique) et mal classés. Les clastes montrent un

fort degré de déplacement avec des rotations (Fig. 44A), ce qui indique une bréchification mécanique majeure, formée par friction sur plans de faille en cisaillement (Jébrak, 1992 ; Jébrak, 1997).

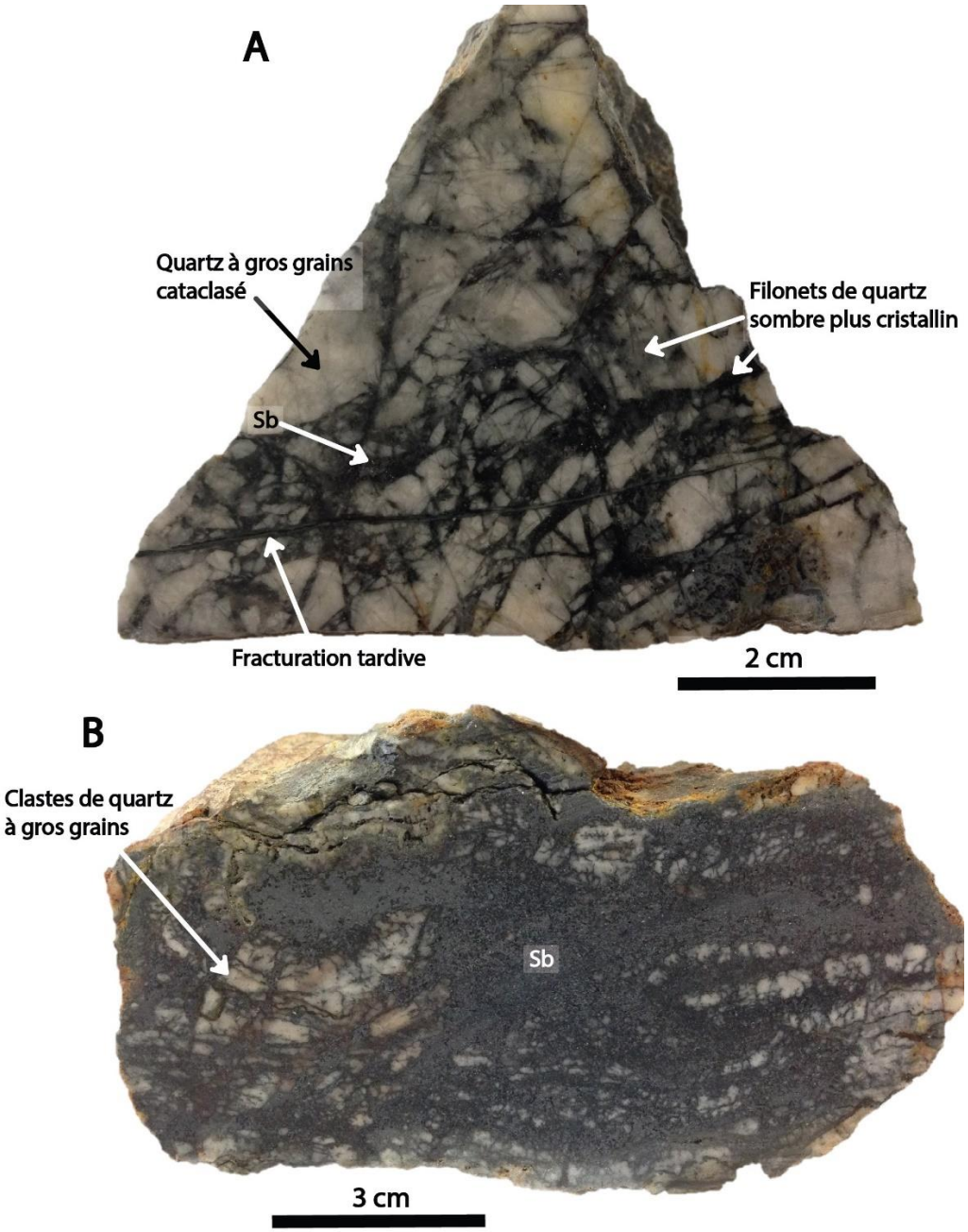


Figure 44 : Echantillons minéralisés de la Chardière A) faciès de brèche filonienne peu minéralisé, B) faciès à stibine massive et clastes de quartz blanc recoupé par la stibine. Sb : stibine.

- Un faciès **à stibine massive** (Fig. 44B). Il se compose majoritairement de stibine en amas. Des clastes de quartz blanc laiteux à l'éclat gras fortement cataclasés sont noyés et recoupés par la stibine. Ils semblent localement dessiner un rubanement (Partie gauche de l'échantillon en Fig. 44B).

2.4.4. Le champ filonien de Rochetrejoux le Boupère

Les minéralisations à antimoine de ce secteur sont très similaires entre elles, c'est pourquoi seules les structures filoniennes de Rochetrejoux et de la Ramée seront détaillées, car celles-ci sont les plus importantes et les plus représentatives du secteur.

La structure filonienne de Rochetrejoux se trouve dans la partie Sud du secteur, sur le flanc Sud d'un anticlinal d'axe N120-130°E elle est située au contact des alternances de métapélites sombres et siltites de la formation des Gerbaudières au Nord et des alternances gréso-schisteuses et grauwackes de la formation de Bourgneuf. La structure de la Ramée (groupe du Boupère) est située au Nord du secteur. Elle est encaissée dans les alternances de métagrauwackes et métapélites d'âge Néoprotérozoïque supérieur à Cambrien inférieur de la formation de Saint-Paul-en-Pareds. L'ensemble des structures du secteur recoupe les lithologies encaissantes ainsi que la S1 régionale orientées N100-120°E à pendage variable.

La structure filonienne de Rochetrejoux dispose de 2 branches (Fig. 45), la branche principale est orientée N10-20°W avec un pendage de 60-80°E, mais dans sa partie Nord elle se divise en deux branches, une orientée N15°W avec un pendage 70°E et une autre orientée N135-145°E avec un pendage de 60°E (Fig. 45 ; Serment, 1980). La puissance de la structure filonienne varie entre quelques centimètres et 3 m. Elle héberge la minéralisation à stibine avec de rares inclusions d'or (Serment, 1980). Celle-ci se distribue sous la forme de lentilles très irrégulières, d'une centaine de mètres d'allongement horizontale et verticale (Serment, 1980). Elles sont séparées par des colonnes stériles composées d'encaissant bréchifié et hydrothermalisé comme pour le gisement des Brouzils.

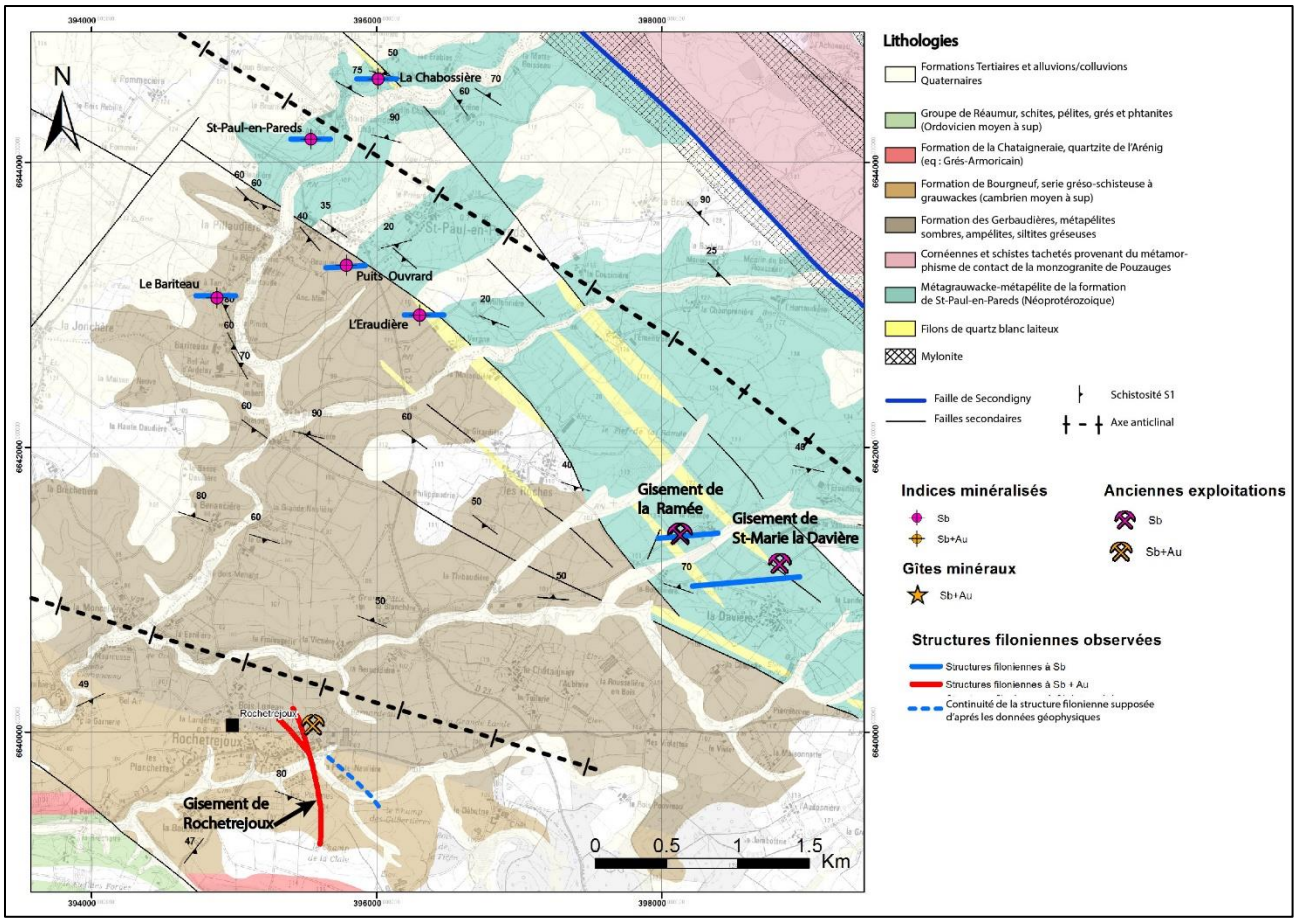


Figure 45 : Carte géologique et structural de détail du champ filonien de Rochetrejoux le Boupère.

La photo du front de taille de la galerie -100 rend compte de l'organisation de la structure filonienne (Fig. 46). Sa bordure est occupée par une zone de grauwacke décoloré par l'altération hydrothermale, qui peut atteindre 10 à 15 m de puissance et qui ici encore reste rarement minéralisée (Serment, 1980). Des crochons de faille indiquent une cinématique apparente en jeu normal (Fig. 46). Le mur de la structure filonienne est occupé par une brèche de faille composée de clastes d'encaissant hydrothermalisés, intensément broyés (cataclasite) et argilisés sur 10 cm. La majorité de l'espace est ensuite remplis par un filon de quartz calcédonieux noir de 60 cm de puissance (Fig. 46, 47), avec des traces de pyrite et des aiguilles de stibine disséminées. Le cœur de la structure (16 cm) correspond à une zone de brèche composée de clastes de quartz calcédonieux noir cimentés par des produits argileux et une deuxième génération de quartz filonien. Ici, à l'inverse de la structure filonienne des Brouzils, le faciès de quartz calcédonieux gris clair associé à des minéralisations à stibine sub-massive (Fig. 35) semble absent ce qui pourrait expliquer la relative pauvreté du filon au niveau -100, et qui a conduit à l'arrêt des recherches. Malgré cela, il est fortement possible que ce type de faciès ait été rencontré dans les parties plus superficielles du gisement.

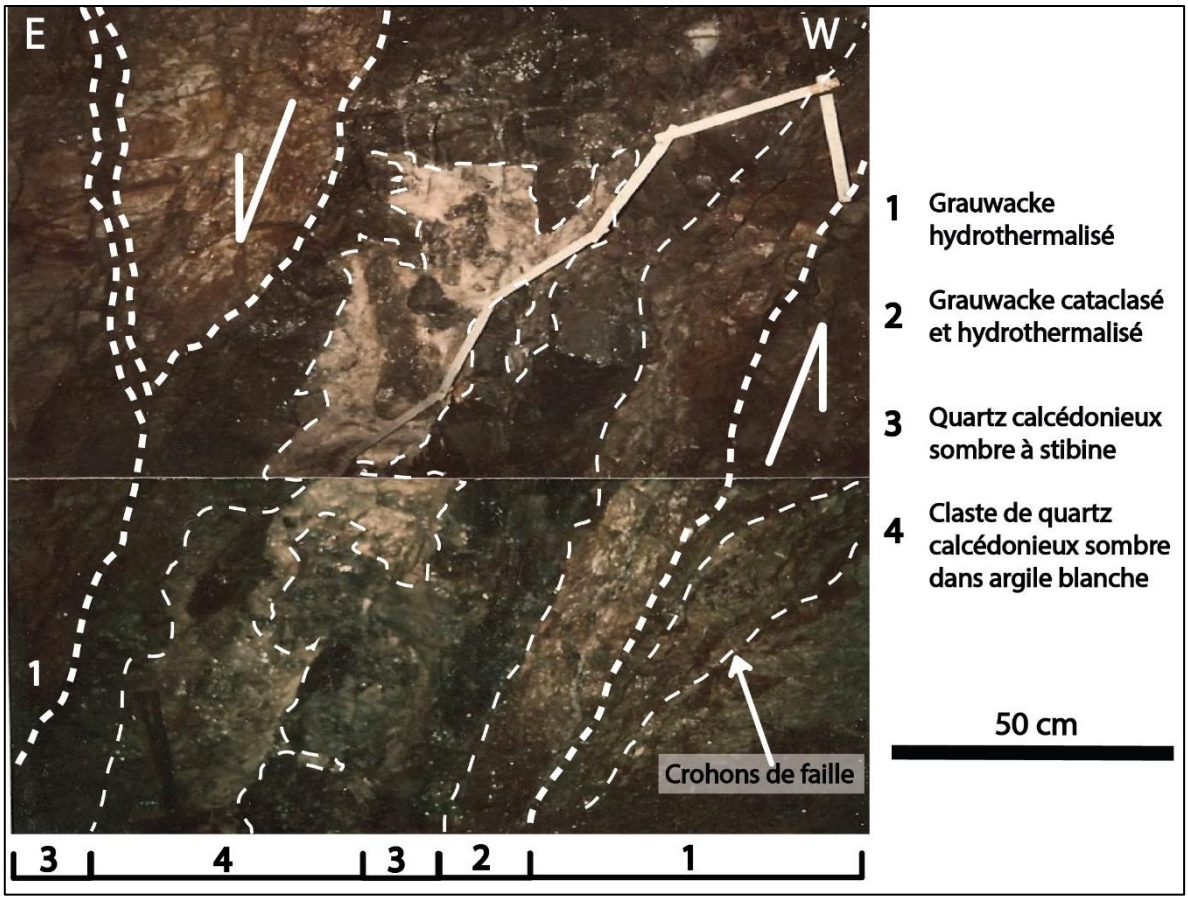


Figure 46 : Photo du front de taille de la galerie d'exploration -100 de Rochetrejoux à 360,6 m d'avancement (1970) montrant la structure filonienne minéralisée (photo source Association Vendéenne de Géologie AVG : http://avg85.over-blog.com/article-l-antimoine-de-rochetrejoux-diaporama-111538953.html).

Les échantillons présentés en figure 47 et 48 correspondent au faciès minéralisé principal de **quartz calcédonieux noir**. La bréchification de l'encaissant hydrothermalisé par le quartz calcédonieux noir montrent des textures en puzzle attestant d'une bréchification hydraulique en régime cassant (Fig. 47). Ici encore, aucune marque de déformation ductile/cassante ou ductile n'a été observée.

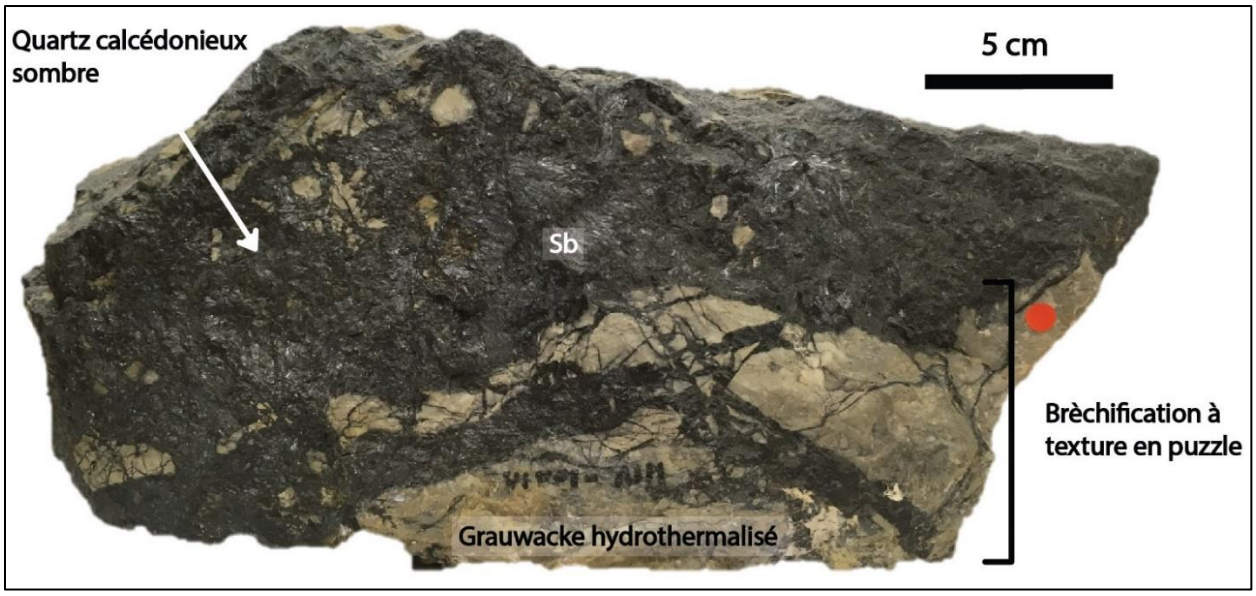


Figure 47 : Echantillon historique minéralisé de Rochetrejoux (Collection Georges Blanchard) avec détail des textures de brèche.

L'échantillon présenté en figure 48, a été prélevé plus en surface (niveau -75). Un faciès discret de quartz calcédonieux blanc et stérile est situé proche des épontes de la structure filonienne (Fig. 48). Il est précoce dans l'histoire de la formation de la minéralisation car des clastes de ce faciès sont retrouvés dans le niveau de brèche filonienne situé plus vers le cœur de la structure. Cette brèche semble différente de la précédente (Fig. 47). Elle se compose de clastes de quartz calcédonieux blanc et d'encaissant hydrothermalisé aux contours émoussés, noyés dans une matrice de quartz noir calcédonieux à stibine. Un fin liseré de quartz calcédonieux blanc souligne le contour des clastes (Fig. 48). Ce type d'observation pourrait correspondre à une texture de brèche en cocardes (Jébrak, 1992 ; Genna et al., 1996) qui se forme par effondrement des clastes dans la structure filonienne lors de période d'activité sur la faille. D'après les auteurs précédents, ce type de texture marque souvent la base des structures et se forme dans des régimes en ouverture.

Figure 48 : Echantillon historique minéralisé provenant du niveau -75 du gisement de Rochetrejoux (Collection Georges Blanchard) montrant la structuration des différents faciès.

La structure filonienne de la Ramée est orientée N85°E à fort pendage vers le Nord (60-85°). Elle a une dimension restreinte et a été reconnue par travaux miniers sur 400 m d'allongement horizontale et 80 m d'allongement vertical. La minéralisation est aussi distribuée en colonnes très riches de stibine séparées par des zones stériles. La puissance réduite en minerai riche (moyenne à 65 % Sb) varie entre 10 et 40 cm.

La minéralisation principale se rencontre sous la forme d'un faciès de **grauwacke hydrothermalisé et bréchifié** (Fig. 49A). Les clastes de grauwackes blanchis ont une forme émoussée et leurs contours sont soulignés par un fin ruban de quartz blanc en peigne. Ce type de texture correspond à des brèches en cocardes.

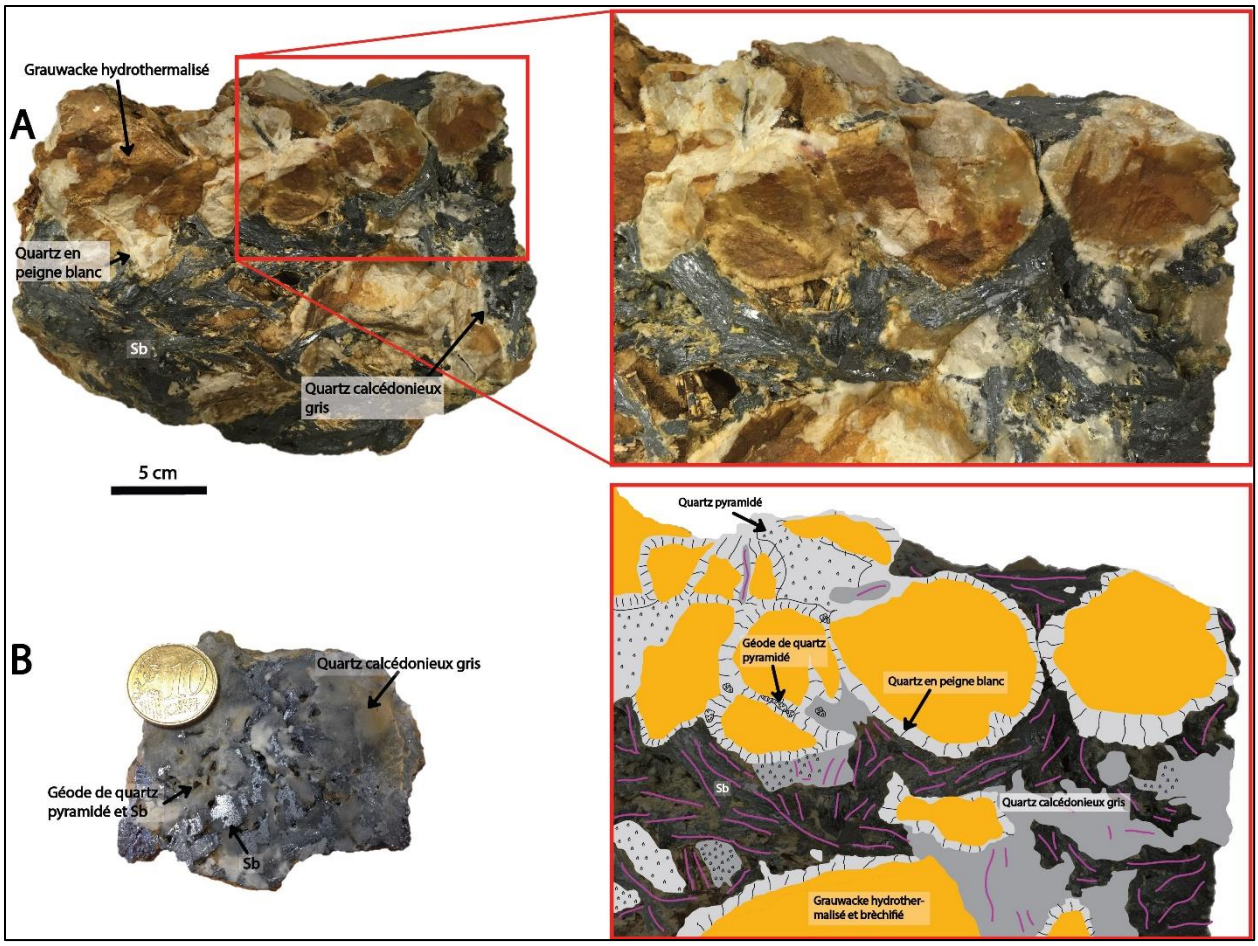


Figure 49 : Echantillon minéralisé de la Ramée. A) Faciès de brèche filonienne associé à des textures en cocardes. B) Faciès de quartz filonien minéralisé.

Enfin l'ensemble est cimenté par un faciès de **quartz calcédonieux gris clair**, géodique (Fig. 49B) qui porte la minéralisation de stibine sub-massive (Fig. 49A). Ce faciès semble identique aux plus riches du gisement des Brouzils (faciès quartz filonien). Ce stade final correspond au remplissage des espaces entre les cocardes et marque la fin du développement de la structure. Il atteste d'une formation en régime d'ouverture, dans un environnement tectonique cassant. Il est à noter que la gangue de quartz est peu développée sur cette structure contrairement à celles de Rochetrejoux par exemple.

2.4.5. Le champ filonien de la Baussonière

Seule la structure filonienne de la Baussonière-la Poitière sera détaillée dans cette partie, car elle résume les caractéristiques représentatives des minéralisations du secteur. Son contexte géologique et morphologique est très similaire à ceux du champ filonien de Rochetrejoux-le Boupère. Les minéralisations se présentent sur le flanc Sud d'un anticlinal orienté N120-130°E et se distribuent proches du contact entre la formation de Saint-Paul-en-Pareds au Nord et des Gerbaudières au Sud

(Fig. 50). L'orientation des structures filoniennes est plus variable que dans les autres secteurs. La structure filonienne à Sb(Au) de la Daudière présente une orientation N10°E à pendage subverticale vers l'Ouest alors que les indices du Chaillou s'alignent suivant un axe N110-120°E. La structure filonienne de la Baussonière-la Poitière est la plus importante de ce secteur, à l'instar des précédentes, celle-ci est encaissée dans les terrains cambriens (Fig. 50). Cette structure filonienne est orientée suivant une direction N90-95°E à fort pendage vers le Nord. Les travaux miniers ont permis de la suivre sur une longueur de 600 m sur 30 m d'aval pendage.

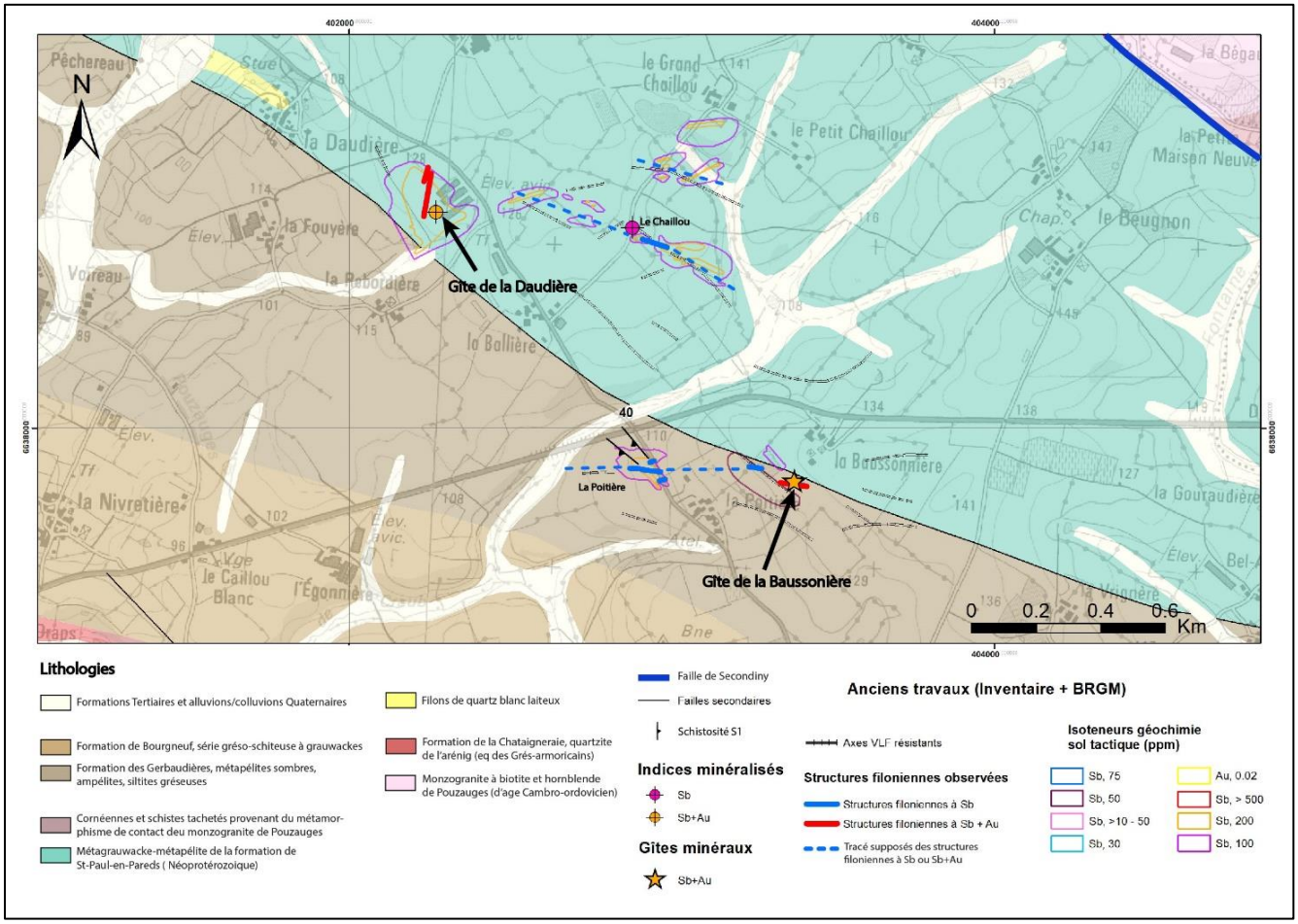


Figure 50 : Carte géologique et structurale de détail du champ filonien de la Baussonière.

Cette structure filonienne recoupe l'encaissant (Fig. 51), ses périphéries sont constituées de grauwacke hydrothermalisé, blanchi ou de couleur ocre, qui devient fortement fracturé à l'approche du cœur de la minéralisation. Des fractures plurimillimétriques sont remplies de quartz calcédonieux blanc qui semble stérile (Fig. 51A) et précoce. Les épontes de la structure filonienne sont occupées par un faciès de **quartz sombre calcédonieux** avec des aiguilles disséminées de stibine. Ce faciès évolue vers le cœur de la structure en un faciès **de quartz calcédonieux blanc gris** avec des textures géodiques et en peigne associées à des produits argileux blanc qui remplissent les espaces laissés entre les baguettes de stibine (Fig. 51C). Ce faciès est le plus riche, la gangue y est peu développée

alors que la stibine occupe la majorité de la structure. La stibine est soit sub-massive (Fig. 51A), soit en baguettes enchevêtrées dans la gangue pouvant dépasser le centimètre d'épaisseur (Fig. 51B, C). Ici aussi les fracturations franches dénotent une mise en place en régime de déformation cassant, aucune texture de déformation intense (mylonitisation) n'a été observée dans les échantillons.

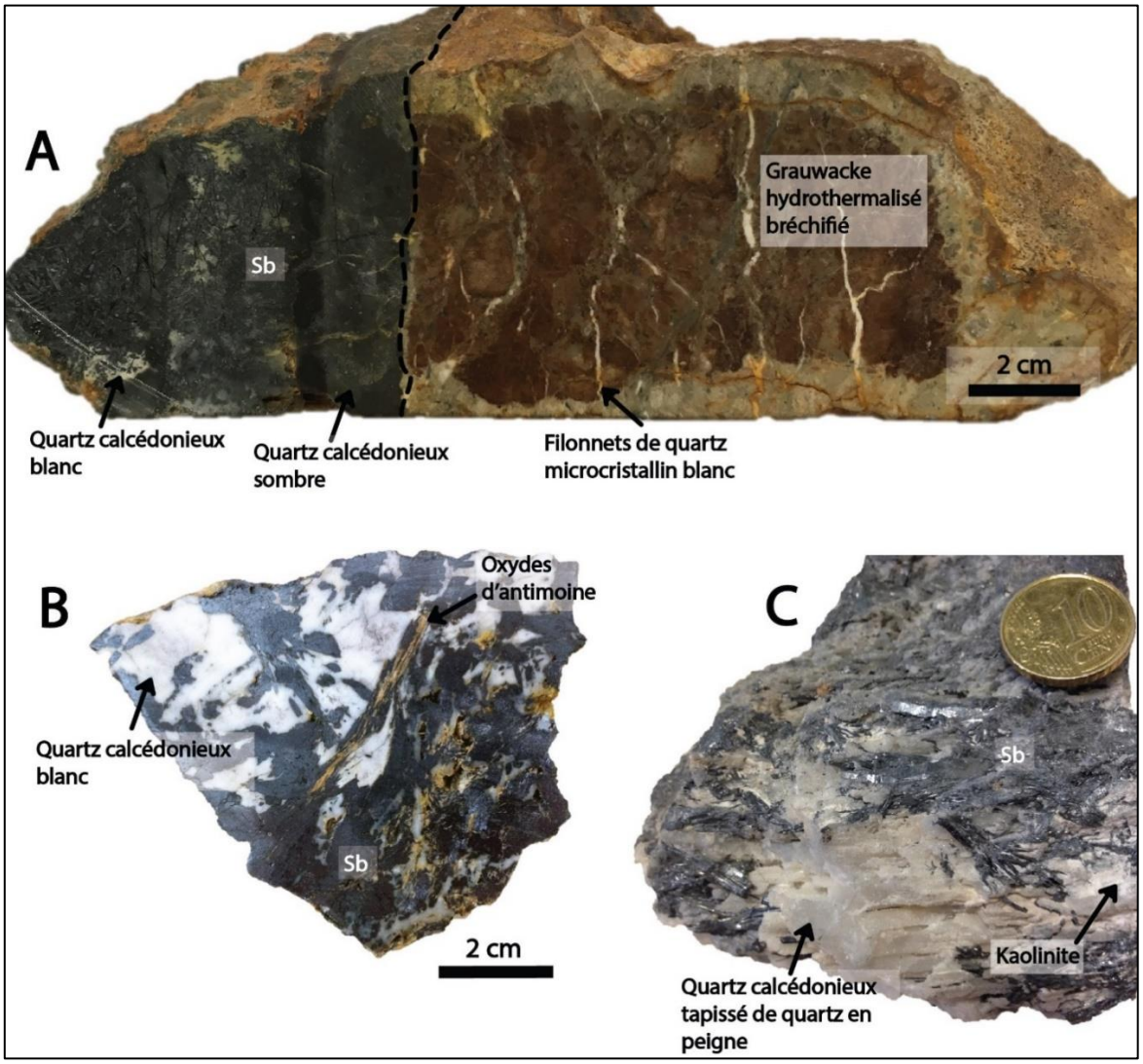


Figure 51 : Echantillons des faciès minéralisés de la structure filonienne de la Baussonière-la Poitière. A) Détail du contact entre le faciès encaissant hydrothermalisé et les faciès de quartz calcédonieux noir et blanc minéralisés en stibine. B) Détail du faciès de quartz calcédonieux blanc avec stibine en baguette. C) Détail de la relation entre la stibine et le quartz calcédonieux blanc.

2.4.6. Le champ filonien des Essarts

Il regroupe 2 secteurs d'intérêt, celui du Grand-Boireau et Grézay au Nord. Ces 2 structures filoniennes ont été reconnues en surface sur 3 km de long. Elles sont orientées N130-135°E à fort pendage vers le NE (60-85°). Le deuxième groupe correspond aux structures situées à proximité de l'ancien gisement de la Véronnière (Fig. 52). Ce dernier étant le plus important du secteur, il sera décrit plus en détails dans cette partie.

La structure de la Véronnière a été reconnue sur 1,3 km en surface, elle est orientée N140°E et montre un faible pendage vers le NE de 30-40°. Sa morphologie et la répartition de la minéralisation est comparable aux différentes structures filoniennes du district décrites précédemment. Elle recoupe les lithologies encaissantes ainsi que la S1.

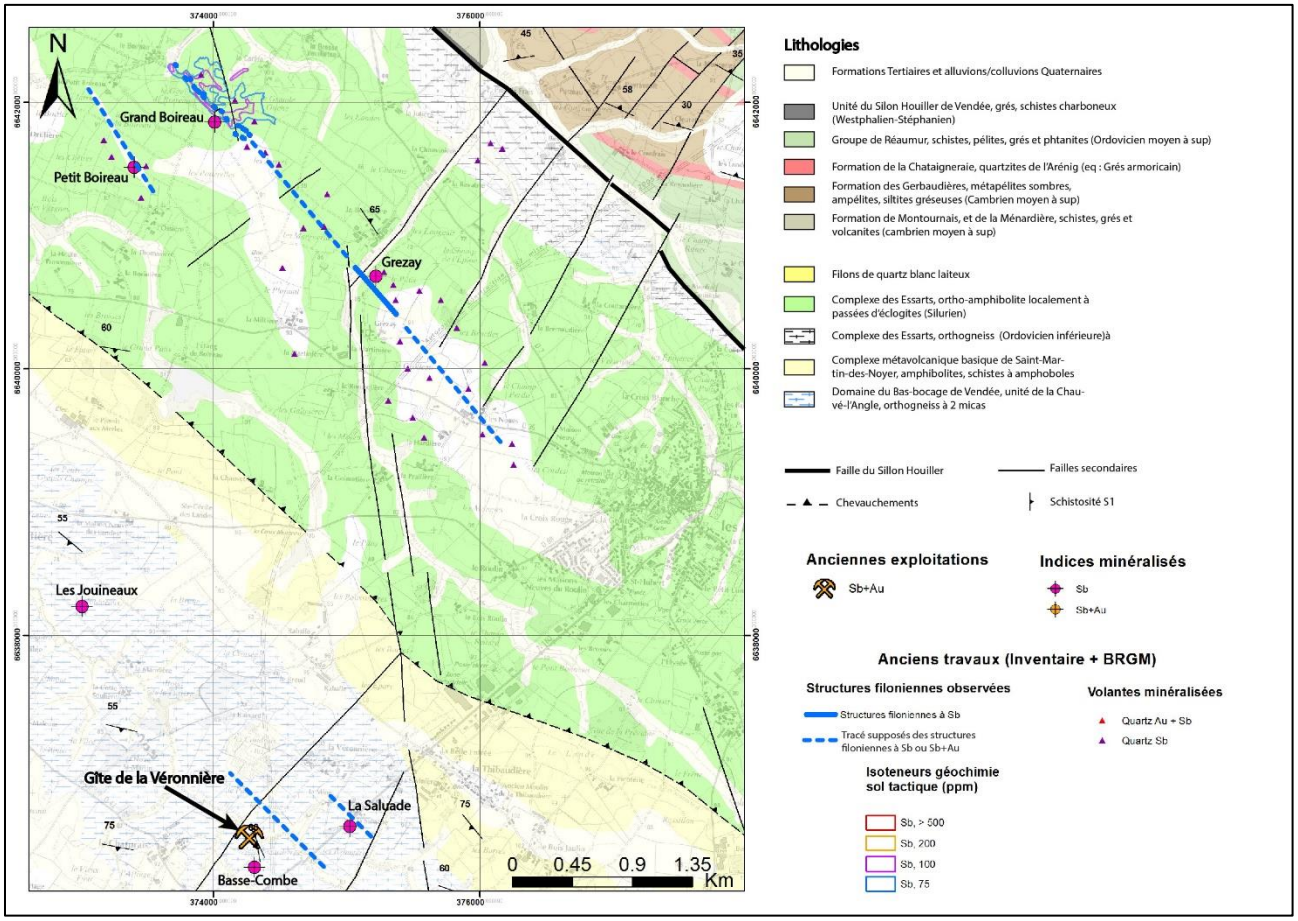


Figure 52 : Carte géologique et structurale de détail du champ filonien des Essarts.

Son encaissant est un orthogneiss à 2 micas du domaine du Bas-Bocage. Le faciès minéralisé principal se présente sous la forme d'un **quartz blanc à éclat gras et gros grains** fortement cataclasé (Fig. 53A, B) qui semble à première vue stérile. Lorsqu'il est intensément brèchifié, la stibine se met en ciment des clastes de quartz blanc. Les clastes ont des bordures anguleuses, parfois déformées, et montrent un fort taux de déplacement, ici aucune texture en puzzle n'a été observée. La stibine forme par endroit des filonnets fortements plissés (Fig. 53A). Ces caratéristiques sont en accord avec une bréchification d'origine mécanique, formée par friction lors de l'activation des failles. Ce faciès ainsi que la nature de sa mise en place présentent beaucoup de similarités avec ceux de Mesnard-la-Barotière.

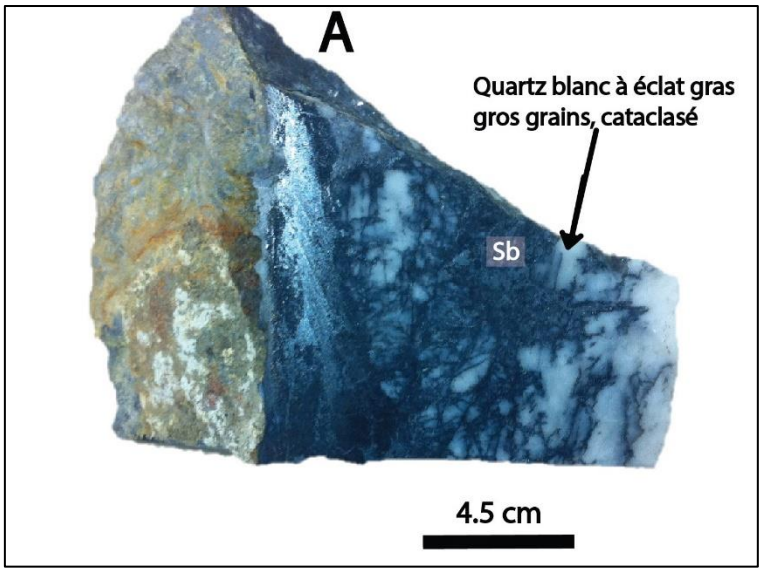


Figure 53 : Echantillon du faciès minéralisé principal de la structure filonienne de la Véronnière.

2.4.7. Synthèse des observations

Les minéralisations à Sb et Sb(Au) du district de Vendée s'apparentent toutes à des filons de quartz à stibine qui se développent à l'intérieur d'une caisse filonienne broyée et hydrothermalisée, formée en régime cassant. D'un point de vue structural elles sont réparties suivant 5 directions majeures :

- N20°W à N25°E à fort pendage vers l'Est qui possèdent les plus gros gisements (Rochetrejoux, les Brouzils)

- N120-130°E à fort pendage SW

- N130-140°E à pendage NE

- N80-90°E à fort pendage vers le Nord

- N35-40°E à fort pendage NW (la Télachère) qui sont les moins représentées.

A une échelle plus locale, les structures filoniennes minéralisées se localisent préférentiellement sur les flancs Sud ou dans les charnières d'anticlinaux de seconds ordres, d'axe N120-130°E, suggérant un contrôle structural régional majeur des minéralisations. La formation des Gerbaudières occupe les cœurs de ces anticlinaux (Fig. 31, 33), ce qui explique également la relation spatiale apparente entre les minéralisations et cette formation. Ces anticlinaux sont préférentiellement situés dans la partie Nord du synclinorium du fait de l'architecture plus

verticalisée du bassin dans cette partie. A la suite de ce constat, une question émerge : les minéralisations sont-elles synchrones de la phase de déformation à l'origine de ce plissement ?

Les structures filoniennes N120-130°E et N130-140°E sont sub-parallèles à l'axe des anticlinaux, alors que celles N20°W à N25°E sont perpendiculaires. Cette architecture pourrait être justifiée par une mise en place synchrone à la formation des plis (Lacombe et al., 2007 ; Bourque, 2016). Toutefois, l'absence de minéralisation à antimoine en amas dans les charnières de plis (ouverture de type « saddle reef ») tend à démontrer le diachronisme entre les deux évènements. La phase de déformation associée au plissement est donc antérieure aux minéralisations. Les anticlinaux étaient déjà formés et ont agi comme des pièges structuraux pour capter et concentrer les fluides minéralisateurs à l'origine de la formation des structures filoniennes. Ce schéma explique aussi le développement d'un important district minéralisé dans un synforme dont la géométrie n'est pas favorable au piégeage de fluides minéralisateurs, pour ce type de minéralisation filonienne.

L'étude des faciès minéralisés a permis de définir 2 groupes distincts de structures minéralisées, d'après leurs morphologies et leurs remplissages très similaires : (1) les structures filoniennes orientées N20°W à N25°E (ex : les Brouzils) avec celles N80-90°E (ex : la Baussonière), (2) les N120-130°E (ex : Mesnard-la-Barotière) à pendage Sud avec celles N130-140°E à pendage Nord (ex : la Véronnière).

Pour le premier groupe (N20°W à N25°E), le stade précoce de la minéralisation commence par un épisode d'altération hydrothermale rapidement suivi par un épisode de bréchification hydraulique associé au dépôt d'un quartz noir calcédonieux qui semble évoluer vers les zones de plus forte ouverture en brèche mécanique. Une deuxième phase de fracturation de la caisse filonienne provoque le dépôt de quartz calcédonieux gris clair et de la stibine en quantité importante. Les textures de brèches en cocardes et de bréchifications hydrauliques, les quartz en peigne et les géodes attestent d'un remplissage de structure en ouverture (open-space vein filling ; Bellot et al., 2003), qui suggère une formation en fente de tension.

Pour les structures du groupe (N120-130°E), la première phase de remplissage correspond à la mise en place d'un quartz blanc à gros grain qui subit ensuite une bréchification mécanique intense associée au dépôt de la stibine. Ici les structures filoniennes ont été créés en réponse à des mouvements tectoniques par friction sur des failles de cisaillement (appelé « fault-fill vein par Pitfield et Campbell, 1996). Le développement de celles-ci à l'intérieur de couloirs composés de schistes noirs fortement déformés (contrôle lithologique, ex : Mesnard-la-Barotière), et leurs proximités avec

les failles décrochantes de même orientation (ex : faille de Secondiny), sont cohérentes avec ce type de mise en place.

Dans la suite du chapitre, le groupe des structures filoniennes N20°W à N25°E et N80-90°E (groupe 1) sera appellé minéralisation de type « fentes de tension » et celui N120-130°E et N130-140°E (groupe 2) sera dénommé minéralisation de type « failles en cisaillement ». Les observations microscopiques permettront de préciser les relations entre les différents stades de remplissage de la structure filonienne et l'arrivée de la minéralisation afin de proposer une chronologie détaillée des évènements.

2.5. Caractérisation des altérations hydrothermales

2.5.1. Objectifs de l'étude et méthodologie

Les parties périphériques des structures filoniennes minéralisées sont occupées par une zone où l'encaissant a été altéré par le passage des fluides minéralisateurs à l'origine de la formation de la minéralisation à Sb et Sb(Au). Ce chapitre sera consacré à la caractérisation de cette altération afin d'apporter des précisions sur les conditions de leurs formations, ainsi qu'une meilleure compréhension des phénomènes hydrothermaux et de l'interaction fluides/roches.

Pour tenter de répondre à cette problématique, cette étude a été focalisée sur 2 axes : la caractérisation minéralogique précise des minéraux néoformés durant l'altération, et une étude de la signature géochimique des altérations afin de contraindre les échanges chimiques lors de l'interaction fluides/roches.

Les structures filoniennes sélectionnées pour cette étude sont celles des Brouzils, la Ramée et de Rochetrejoux. Les faciès hydrothermalisés des structures NW-SE (ex : Mesnard-la-Barotière) n'ont pas pu être étudiés par manque d'échantillons représentatifs. 15 lames minces ont été réalisées dans les faciès d'encaissants hydrothermalisés sélectionnés ainsi que dans des échantillons de roches encaissantes saines récoltées loin des minéralisations. La caractérisation minéralogique a été réalisée au **microscope métallographique** et au **microscope électronique à balayage** (MEB Merlin Compact Zeiss disponible à l'Institut des Sciences de la Terre à Orléans : ISTO). Ce dernier est équipé d'un détecteur de type EDS (Energy Dispersive Spectroscopy) de la marque Bruker (Quantax – Xflash6– résolution 129 eV) qui a servi à confirmer ou à faire une première identification des différents aluminosilicates difficilement différenciables par microscopie optique.

La Diffraction aux Rayons X (DRX) a été utilisée pour identifier les minéraux néoformés de l'altération hydrothermale. Cette technique repose sur l'interprétation du diffractogramme obtenu à la suite de la diffraction des rayons X par les microcristaux de l'échantillon réduit en poudre. Elle permet d'identifier les différentes phases cristallines en présence à condition que celles-ci soient en quantité supérieure au seuil de détection (~ 1 % massique pour les minéraux classiques et ~ 10 % pour les argiles). Les échantillons de roches altérées et des roches saines ont été réduits en poudre par broyage dans un mortier en agate, nettoyé après chaque échantillon. Les analyses DRX ont été menées sur poudres désorientées au laboratoire ISTO en collaboration avec Mr Philippe Penhoud (ISTO-CNRS). La préparation de poudre sur lame orientée n'a pas été réalisée car le but était d'étudier la présence de l'ensemble des minéraux qui pourraient se former lors de l'altération et non uniquement la caractérisation des phases argileuses.

La technique DRX consiste à faire passer un faisceau de rayons X à travers un capillaire de Mark (diamètre 0,3 mm, verre 050 : Hilgenberg Gmbh) rempli de cette poudre et placé perpendiculairement au faisceau. Les rayons X proviennent d'un filament de tungstène chargé à 35 kV qui émet des électrons sur une cible en cobalt (Co Kα = 1,79026 Å). La désexcitation de ces électrons émet des rayons X qui sont envoyés dans une fente de 150 µm de large et 5 mm de haut afin d'être diffractés puis focalisés sur le capillaire. Les paramètres (h, k, l) correspondent à l'agencement des mailles cristallines, c'est-à-dire l'orientation des plans par rapport à un axe (x, y, z). Ces paramètres sont typiques de chaque espèce minérale. Le faisceau de rayons X résiduel, diffracté par l'échantillon est analysé par un diffractomètre INEL avec un montage en transmission (géométrie Debye-Scherrer), équipé d'un monochromateur Quartz type Johan et d'un détecteur courbe multicanal de 120° type INEL CPS 120, fonctionnant sous flux gazeux ionisé. Les conditions d'analyse sont 35 kV de tension et 20 mA de courant. L'acquisition fut effectuée entre 3° et 120° 2θ pour un temps d'acquisition de 210 minutes. Le diffractomètre a été calibré à l'aide d'un standard externe NAC ($Na_2Ca_3Al_2F_{14}$). L'intensité des pics et leurs positions respectives sur le diffractogramme ont été comparés avec plus de 600 000 diagrammes de référence, contenus dans la base de données Powder Diffraction File de 1997 de l'ICDD (International Centre for Diffraction Data). La base COD (Cristallography Open Data Base) a également été utilisée.

La microsonde électronique (Electron Probe MicroAnalysis) a été utilisée pour établir la composition chimique précise des aluminosilicates et des carbonates hydrothermaux, et faire des estimations de leurs températures de formation. Le fonctionnement de cet appareil consiste à bombarder un petit volume d'un échantillon monté sur une lame mince polie, et préalablement métallisée (couche de 20 nm de carbone), à l'aide d'un faisceau d'électrons et à collecter les photons de rayons X émis par les différentes espèces élémentaires présentes dans l'échantillon bombardé.

Les rayon X émis sont analysés par des spectromètres WDS (Wavelength Dispersive Spectrometry) qui permettent de définir sa composition chimique et par extension l'espèce minéral.

La microsonde utilisée est un modèle CAMECA SX 5 et CAMECA-Camebax Microbeam (BRGM-CNRS-Université d'Orléans) située à l'ISTO. Les éléments analysés pour les silicates sont les suivants : Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na et K, pour les carbonates le Si, Mg, Ca, Mn, Fe et Sr ont été dosés. Le fluor n'a pas été analysé dans le programme silicates car aucune trace n'a été préalablement détecté. Les temps de comptage ont été de 10 secondes pour chaque élément et 30 secondes pour le Ti. Les conditions analytiques sont les suivantes : 10 kV de tension et 6 nA de courant (Annexe 19 pour plus de détail).

La caractérisation de la signature géochimique de l'altération a été réalisée par la **méthode de la fluorescence des rayons X (XRF)**. C'est une technique d'analyse élémentaire globale permettant de déterminer et d'identifier la majorité des éléments chimiques d'un échantillon. Les analyses ont été réalisées au laboratoire d'E-Mines à Dun à l'aide d'un analyseur XRF portable (PXRF) de type Niton, de la marque Thermo Scientific.

2.5.2. Minéralogie des altérations

L'encaissant sain du gisement des Brouzils correspond à la formation de Bourgneuf, son faciès principal s'apparente à un grauwacke (Annexe 2 pour la localisation des échantillons). La schistosité à l'échelle de l'échantillon est peu marquée (Fig. 54A). Il montre une couleur verdâtre assez caractéristique, les minéraux majeurs sont le quartz et des feldspaths millimétriques. Ces minéraux sont sous forment de claste.

Figure 54 : A) Roche encaissante saine provenant de la formation de Bourgneuf, échantillon. B) Roche hydrothermalisée provenant des haldes du gisement des Brouzils, échantillon.

La roche hydrothermalisée est fortement blanchie, et sa schistosité n'est plus visible (Fig. 54B). Elle est recoupée par le faciès minéralisé à stockwerk, ce qui prouve que sa mise en place est précoce par rapport à la minéralisation. Par ailleurs, la silicification est flagrante et rend ce faciès plus compétant. Des petits minéraux argileux blancs sont regroupés dans des petites cavités (< 1 cm de diamètre). Une augmentation de la présence de petits sulfures disséminés, majoritairement de la pyrite, est à noter dans les échantillons altérés, ainsi que celle d'oxydes de fer épars ou localisés dans des fractures (Fig. 54B).

En lame mince, la roche encaissante saine est composée majoritairement de quartz, feldspath plagioclase, chlorite et muscovite (Fig. 55A). L'absence de biotite est à noter tout comme la présence de rutile. La couleur verdâtre de la roche est liée à la présence de minéraux ferromagnésiens définis comme des chloritoïdes.

En lame, les faciès d'altération hydrothermale montrent en priorité une intense silicification qui se présente sous la forme de quartz microcristallin dominant, dit calcédonieux à l'échelle macroscopique dans lequel se trouve la stibine, très rarement liée à des carbonates (Fig. 55B, C). L'illite identifié en DRX est aussi très abondante, elle envahie la matrice (Fig. 55B, D), associée à la néoformation de carbonates plus réduite (Fig. 55B, D). La carbonatation semble se développer dans l'ensemble du faciès, alors que l'illitisation semble se restreindre à proximité de la minéralisation (Fig. 55B). Les muscovites de grande taille (> 100 µm ; Fig. 55A) sont remplacées par les illites. Alors que les plagioclases disparaissent dans le faciès hydrothermalisé, le blanchissement apparent résulte de la disparition de la majorité des chloritoïdes.

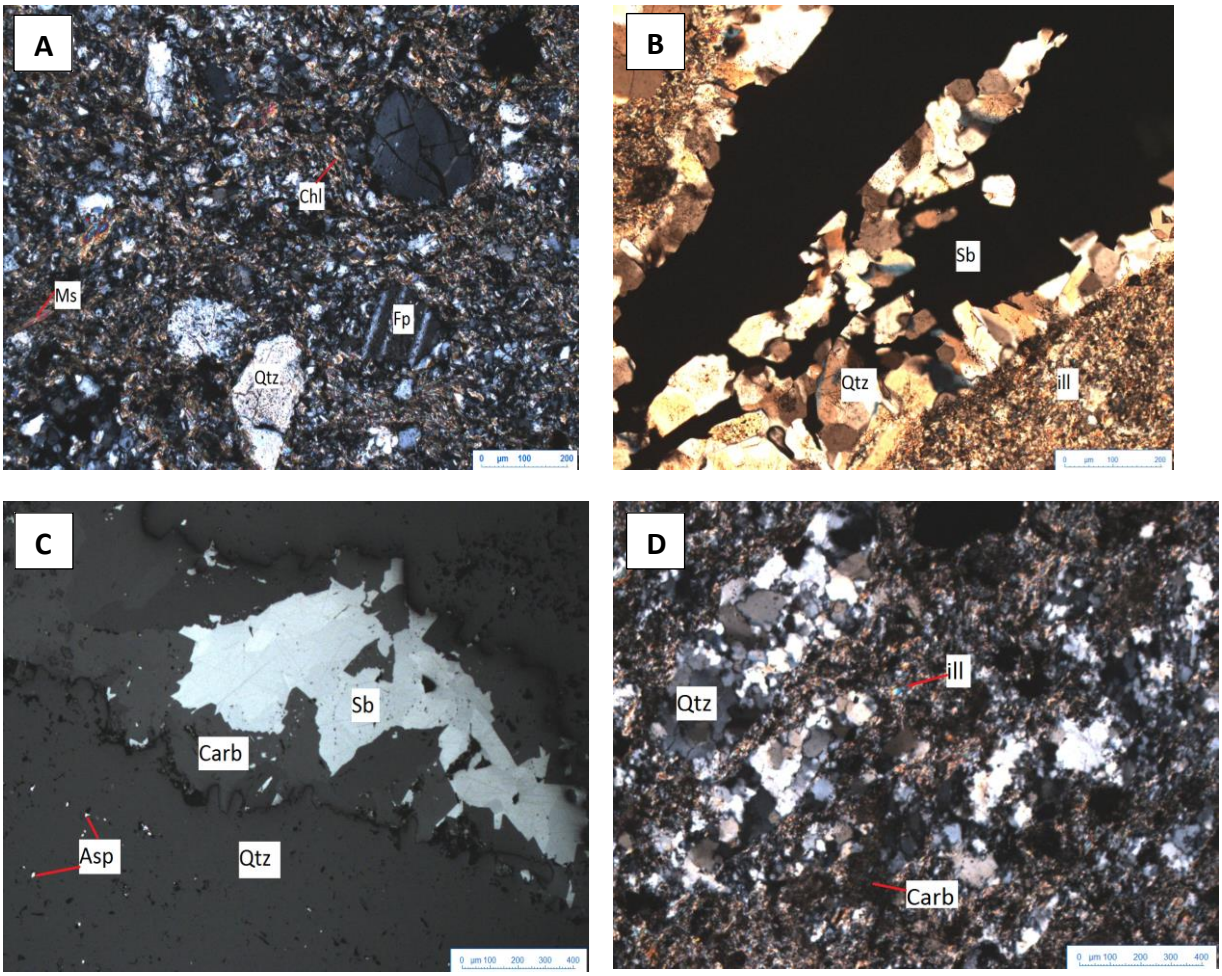


Figure 55 : A) Roche encaissante saine, formation de Bourgneuf à quartz, plagioclase, muscovite et chlorite. B) Stibine dans quartz microcristallin associé à un niveau d'illite aux épontes, les Brouzils. C) Carbonate associé à la stibine et au quartz. Rochetrejoux. D) Roche hydrothermalisée, silicification poussée, Illitisation et carbonatation hydrothermale, les Brouzils.

Le spectre de diffraction de l'encaissant sain montre la présence de quartz, des albites, de la muscovite et de la chlorite présents sous forme de clinochlore sont aussi mis en évidence (Fig. 56). Il contient de faible proportion de carbonates sous forme de dolomite, la biotite n'a pas été révélée. Les roches hydrothermalisées du filon des Brouzils et de la Ramée (Annexe 2) montrent l'apparition de kaolinite, tandis que l'albite disparait ainsi que le clinochlore, selon le spectre DRX (Fig. 57, Annexe 3). Des illites et des phengites semblent également être liées à l'altération hydrothermale alors que les muscovites, aussi présentes dans l'échantillon sain laissent penser à des muscovites héritées. Les roches altérées contiennent des carbonates (dolomite et sidérite) et des oxydes de titane (anatase ; Fig. 57). La sulfuration avec la néoformation de pyrite pourtant repérée lors de l'étude microscopique n'est pas révélée en DRX car sa présence diffuse dans la roche est inférieure au seuil de détection de la méthode.

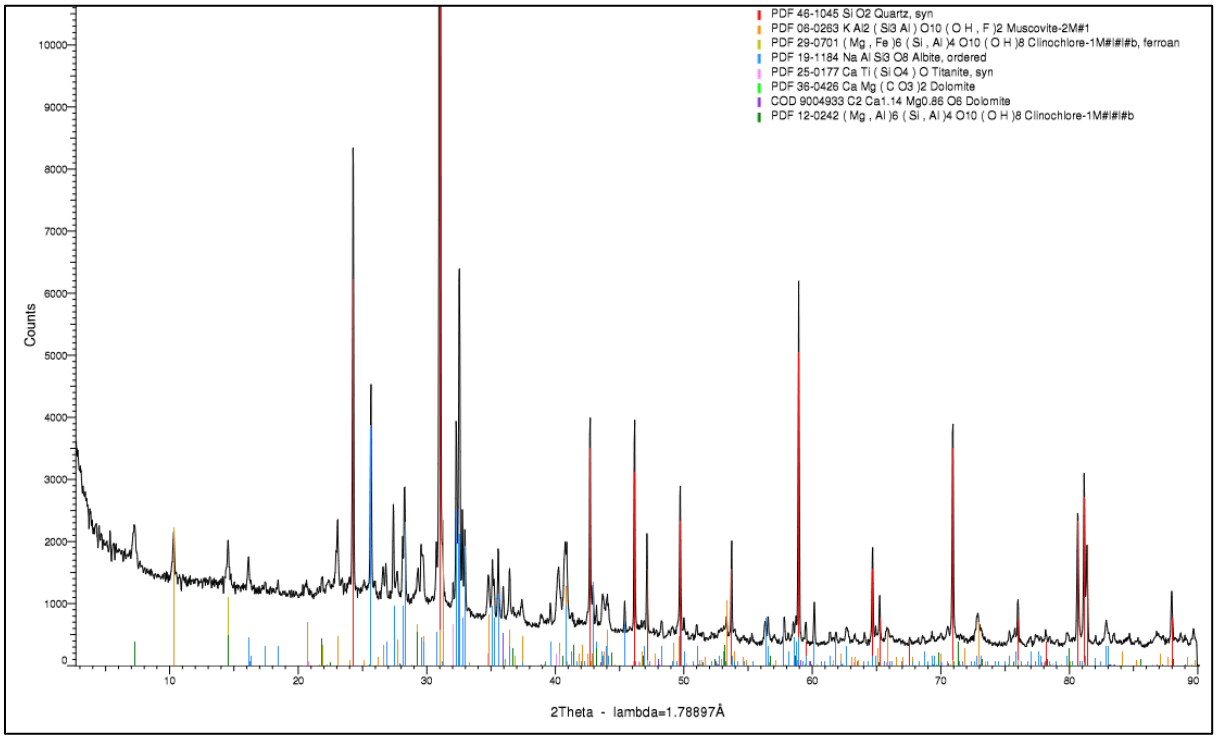


Figure 56 : Spectre DRX de la roche encaissante saine de la formation de Bourgneuf proche des Brouzils.

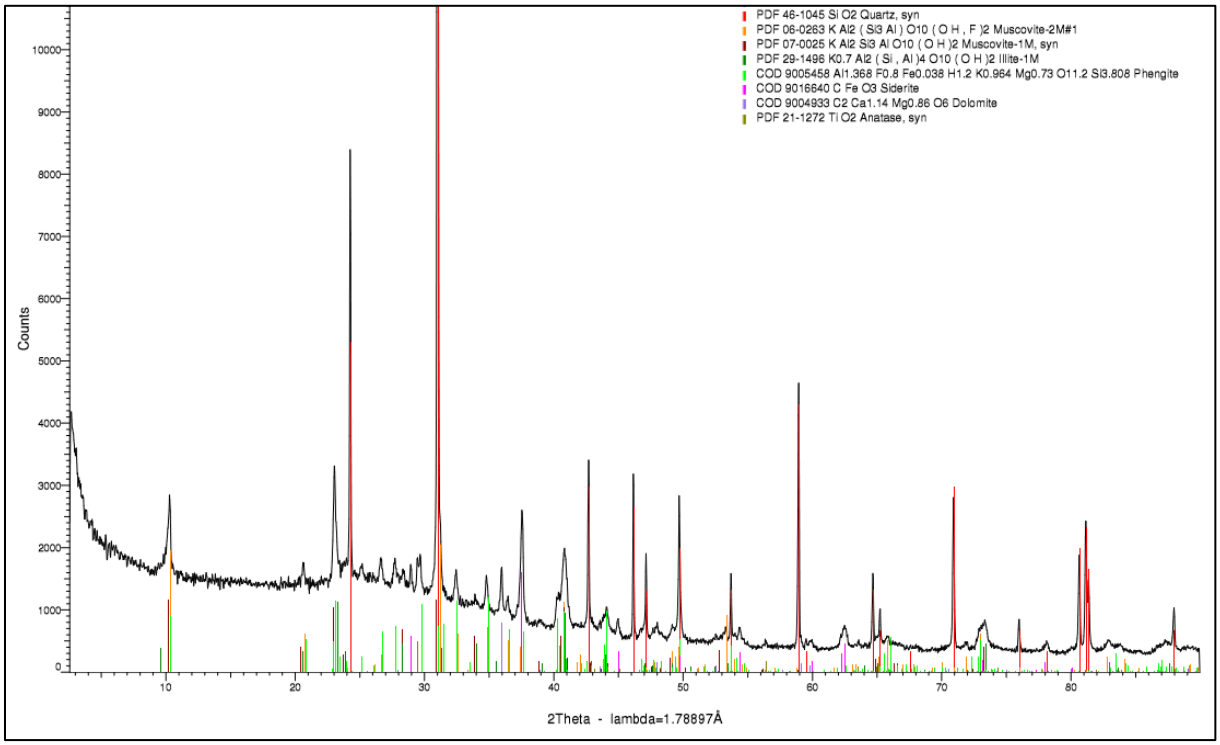


Figure 57 : Spectre DRX de la roche hydrothermalisée localisée en périphérie de la structure filonienne des Brouzils.

L'étude de la composition chimique de 18 illites provenant des encaissants hydrothermalisés du gisement des Brouzils a été réalisée à la microsonde. Les analyses ont été réalisées avec 15 kV et 6 nA (Annexe 19 pour conditions analytiques). Les compositions chimiques ainsi que les formules structurales des illites sont résumées dans l'Annexe 19. Elles montrent des compositions proches de celles des muscovites. Il est possible d'extrapoler les isothermes déduites des muscovites (Monier et Robert, 1986) pour les illites à partir des teneurs en Mg et Fe comme le propose Kouzmanov (2001) afin d'estimer leurs températures de formation, qui sont ici comprises entre 250 et 350°C en moyenne (Fig. 58).

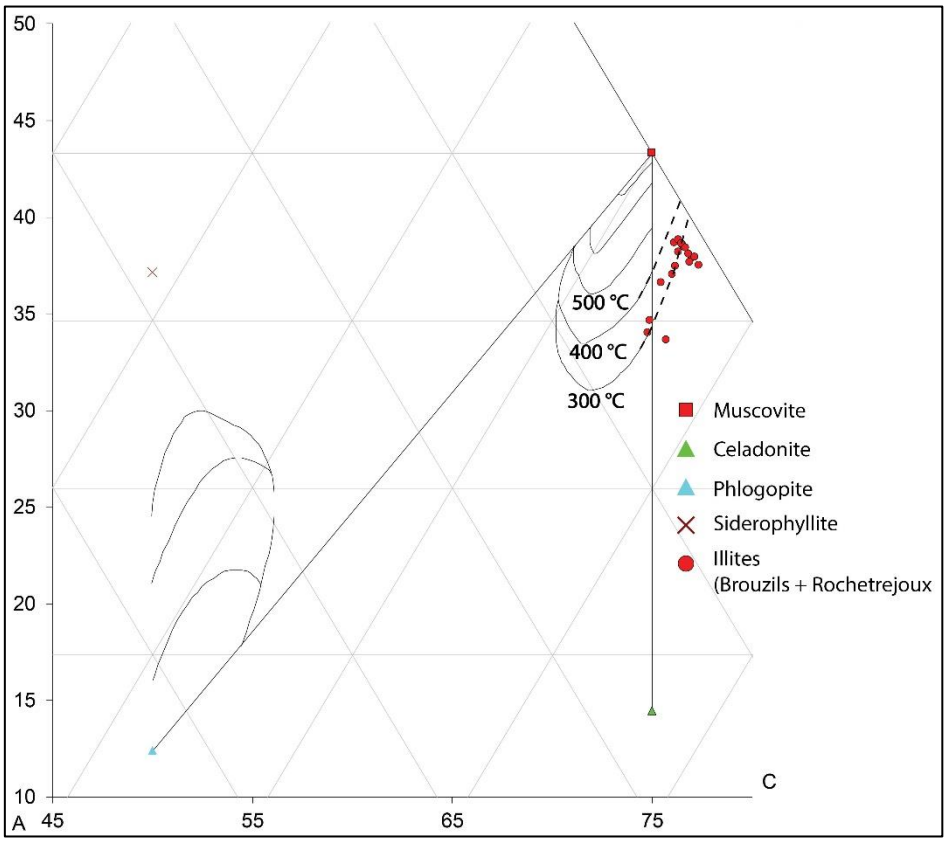


Figure 58 : Diagramme ternaire des silicates avec géothermomètre de Monier et Robert (1986).

Ces résultats semblent cohérents avec le régime de déformation cassant qui contrôle la formation des minéralisations du secteur.

Les carbonates associés à la stibine du gisement de Rochetrejoux ont été analysés à la microsonde. Les analyses ont été réalisées avec 15 kV et 6 nA (Annexe 19 pour conditions analytiques). Les résultats sont présentés dans le diagramme ternaire Mg, Ca, Fe (Fig. 59) et le détail des analyses se trouve en Annexe 19. Ils ont une composition relativement proche de dolomites

ferrifères. Ces résultats sont en accord avec les analyses DRX réalisées sur les échantillons hydrothermalisés.

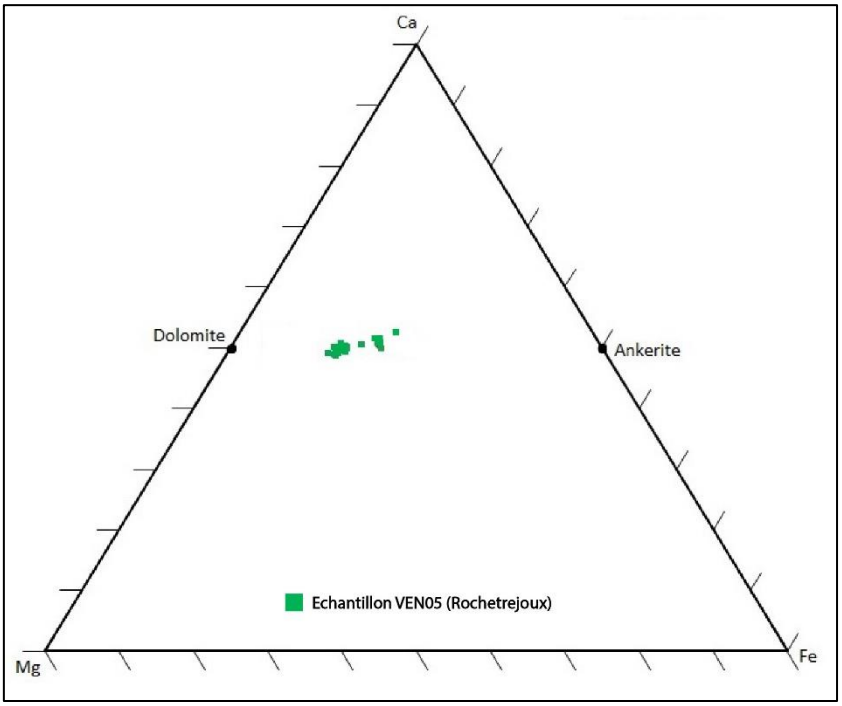


Figure 59 : Diagramme ternaire Mg, Ca, Fe des carbonates associés à la stibine du gisement de Rochetrejoux.

2.5.3. Géochimie des altérations

L'étude du métasomatisme associé à l'altération hydrothermale a été réalisée par le calcul des ratios des éléments majeurs et mineurs d'un seul échantillon de roche hydrothermalisée provenant du gisement des Brouzils comparés à un échantillon de grauwacke non altéré, qui a été utilisé comme échantillon de référence (Annexe 2 pour la localisation des échantillons). Compte tenu du faible nombre d'échantillon et de la méthode d'analyse utilisée (PXRF), ces résultats s'avèrent plus qualitatifs que quantitatifs (Annexe 4).

Pour les éléments majeurs, un enrichissement des teneurs en silice (> 2 %), en aluminium (> 2 %), en potassium (> 1,5 %, Fig. 60A) est observé. Le lessivage du sodium apparaît comme prédominant (> 3 %) associé à des pertes en fer (> 1,5 %), en magnésium (> 0,5 %), en calcium (> 500 ppm) et en titane (> 250 ppm, Fig. 60A). Pour les éléments mineurs, un enrichissement en soufre (> 150 ppm) et arsenic est important (> 150 ppm chacun), alors que l'enrichissement en antimoine est un peu plus faible (> 100 ppm), ainsi qu'en rubidium (Fig. 60B). Il semble y avoir une corrélation entre l'augmentation du soufre et de l'arsenic qui pourrait être expliquée par le dépôt d'arsénopyrite et

pyrite. Une perte en manganèse (-300 ppm), strontium (- 180 ppm) et baryum (-100 ppm) est aussi observée.

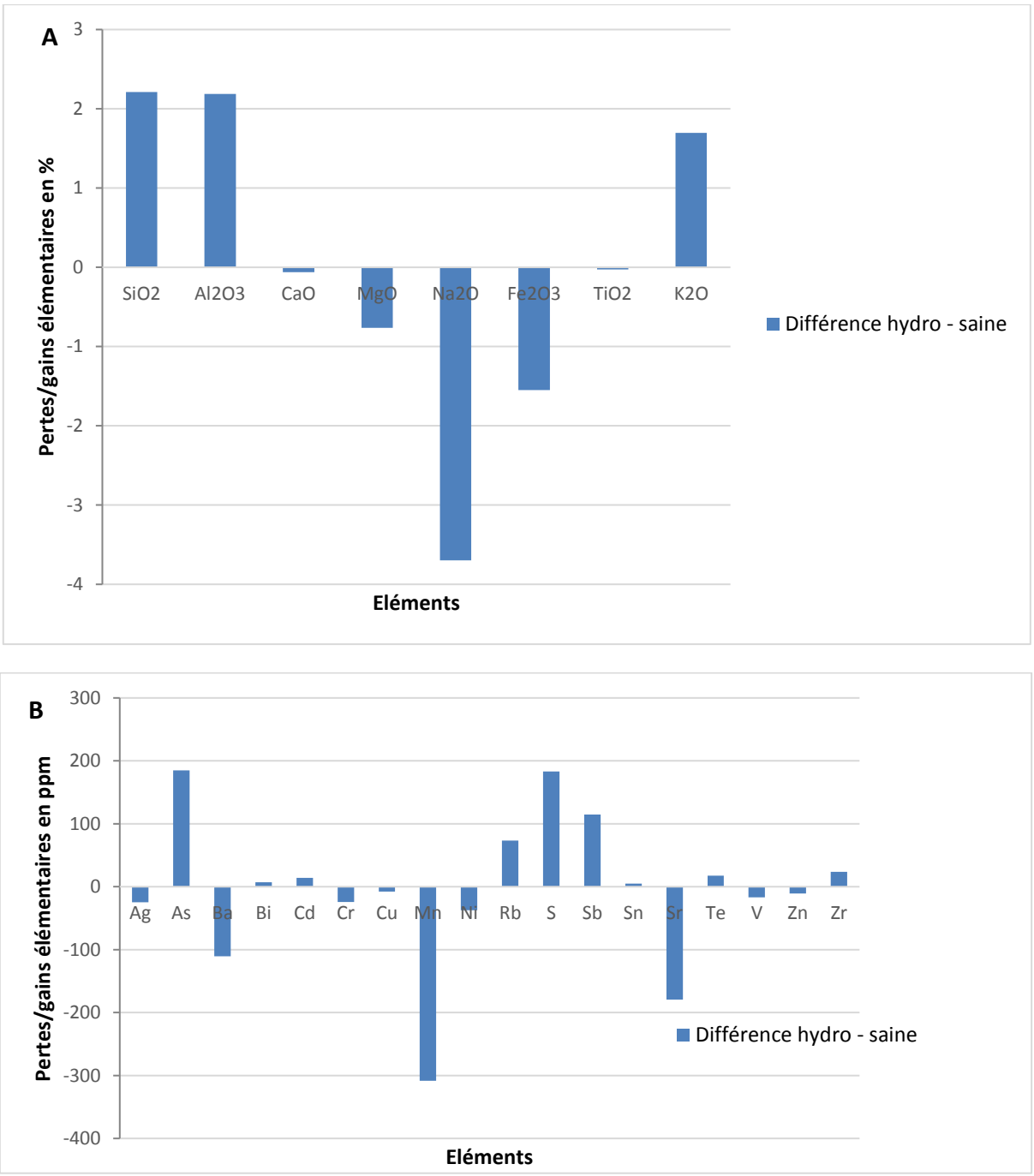


Figure 60 : Représentation des gains et des pertes élémentaires liés à l'altération hydrothermale enregistrée dans le gisement des Brouzils. A) Graphique pour les éléments majeurs. B) Graphique pour les éléments mineurs. Les barres au-dessus de l'axe horizontale 0 correspondent à un gain et en dessous à une perte en élément par rapport l'échantillon de référence non altéré.

Au niveau des éléments mineurs, le plomb ou le phosphore n'ont pas pu être pris en compte dans l'interprétation des données puisque leurs teneurs étaient inférieures au seuil de détection. La diminution des teneurs en manganèse et baryum reste difficilement explicable.

2.5.4. Synthèse des résultats

L'altération hydrothermale observée en bordure de la structure filonienne des Brouzils se caractérise par un blanchiment associé à la disparition des chloritoïdes. Elle se caractérise par une silicification et une illitisation associée à une carbonatation et une sulfuration plus discrète (Fig. 61). L'assemblage minéralogique de l'altération, observé aux Brouzils, Rochetrejoux et à la Ramée se compose, par ordre d'importance décroissant de : quartz, illite, dolomite, kaolinite, rares sidérite et phengite (non observées en lame mais présent en DRX), associé à une minéralisation diffuse en pyrite et rare stibine. Par rapport à l'encaissant sain il faut noter la disparition de l'albite, des chloritoïdes et des biotites.

Les ratios des éléments majeurs et mineurs confirment les résultats précédant. Ils montrent un enrichissement en silice, apporté par le fluide, qui provoque la silicification des roches (Fig. 61). Les enrichissements en potassium et surtout en aluminium sont corrélés à l'illitisation majeure et la kaolinite. Les éléments nécessaires à leurs formations proviendraient du lessivage des minéraux comme les muscovites, chlorites et biotites de l'encaissant sain. Cette hypothèse est corroborée par le déficit en magnésium, fer et strontium dans la roche altérée (Fig. 61). Cependant, la kaolinite pourrait aussi être d'origine supergène et non hydrothermale, mais les travaux réalisés ne permettent pas de trancher définitivement. L'appauvrissement en sodium, et plus faiblement en calcium, est cohérent avec le fait que l'albite a été affectée par l'altération hydrothermale et que ces éléments ont été reconcentrés dans les carbonates (dolomite, sidérite). Les gains en soufre et éléments métalliques ont été vraisemblablement apportés par les fluides et sont à l'origine de l'apparition des sulfures disséminés dans la roche altérée. Par ailleurs, ce comportement indique que l'encaissant (formation de Bourgneuf) ne semble pas être préconcentré en éléments métalliques, antimoine notamment.

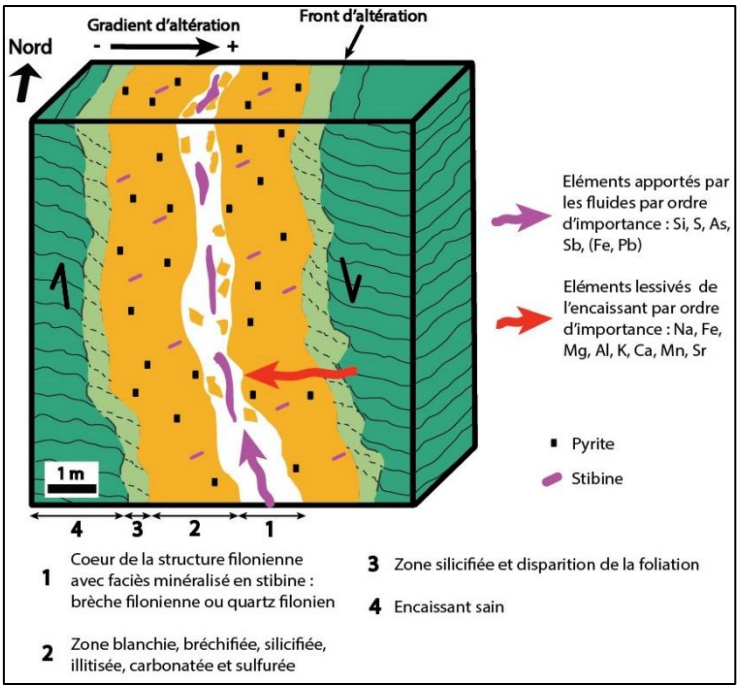


Figure 61 : Bloc diagramme synthétisant les caractéristiques de l'altération hydrothermale associée à la minéralisation à Sb.

La présence d'illite indique un pH des fluides relativement acide. L'illitisation prononcée des roches hydrothermales semble en accord avec les estimations de température de formation relativement basses, entre 250 et 300 °C obtenues d'après le géothermomètre de Monier et Robert (1986). Ces températures sont à prendre avec précaution et devront être validées par d'autres méthodes. Les résultats de cette partie peuvent être généralisés à l'ensemble des minéralisations de type « fentes de tension » (structures filoniennes N20°W à N25°E et N80-90°E comme les Brouzils et Rochetrejoux ; Cf : partie 2.4.7) du district compte tenues de leurs similarités structurales, texturales et minéralogiques.

D'un point de vue plus appliqué à l'exploration minière, la prospection de ce type de minéralisation filonienne de quelques mètres de puissance peut être facilitée par la reconnaissance du faciès et des paragenèses liés à l'altération hydrothermale. L'expression de ce phénomène étant plus important (jusqu'à 10 m de chaque côté des épontes) que la seule minéralisation. La reconnaissance en prospection marteau de ce type de faciès permettrait d'affiner le tracé cartographique des structures filoniennes à antimoine.

2.6. Etude minéralogique des minéralisations

2.6.1. Introduction

Cette étude a été réalisée sur 70 lames minces et 12 sections polies réparties sur la majeure partie des structures filoniennes du district (Fig. 27) : les Brouzils, la Télachère (champ filonien des Brouzils-Télachère), la Maindronnière, la Millière, la Chardière la Chalonnière (champ filonien de Mesnard-la-Barotière), Rochetrejoux, la Ramée, la Davière (champ filonien de Rochetrejoux-le-Boupère), la Baussonière, la Poitière, la Daudière (champ filonien de la Baussonière), la Véronnière, le Grand Boireau et Grezay (champ filonien des Essarts). La composition géochimique des sulfures a été déterminée à la microsonde électronique de l'ISTO paramétrée à 20 kV et 40 nA (conditions analytiques et tableaux de données ; Annexe 19). En complément, des images en cathodoluminescence ont été acquises avec le MEB-CL MIRA-3 Tescan équipé d'un détecteur de cathodoluminescence 350-650 nm, disponible au BRGM.

La paragenèse à antimoine est assez similaire entre les différentes structures filoniennes du district. Néanmoins, les minéralisations de type « fentes de tension » et « failles en cisaillement » montrent des différences notamment dans les textures de gangue. C'est pourquoi la paragenèse ainsi que l'évolution paragenétique globale seront présentées et illustrées par les observations des minéralisations des Brouzils, Rochetrejoux, la Chardière, la Daudière et la Télachère (Fig. 27), qui sont les plus représentatives du district. Le lecteur pourra trouver le détail des observations minéralogiques de chacune des minéralisations du district en Annexe 5. Sur la base des observations effectuées, l'évolution de la minéralisation peut être divisée en 4 stades qui cristallisent de manière successive :

- Stade 1 : stade précoce ferro-arsénié
- Stade 2 : stade intermédiaire à métaux de base
- Stade 3 : stade antimonifère
- Stade 4 : stade tardif

2.6.2. Stade 1 : stade précoce ferro-arsénié

Pour la plupart des minéralisations de type « fentes de tension » qui se développent au sein de structures N-S et E-W (ex : les Brouzils, la Ramée), la formation de la minéralisation commence de la même manière par la bréchification de l'encaissant hydrothermalisé qui est contemporaine du dépôt d'une première génération de quartz stérile (Qz1 ; Fig. 62A). Il se présente sous la forme de petits rubans (< 1 mm) de quartz en peigne translucide qui souligne la bordure des clastes. Cette génération correspond aux textures de brèches à cocardes visibles sur les échantillons de la Ramée par exemple. Une deuxième génération de quartz microcristallin, notée Qz2, (taille inférieure à 100 µm) remplit les ouvertures (Fig. 62A, B). Elle occupe la majeure partie des structures quartzeuses et correspond au faciès de quartz calcédonieux sombre, à l'échelle macroscopique. Ce quartz se présente sous forme de multiples cristaux de taille variable avec des bordures de grains interpénétrées qui correspondent à des textures en mosaïque (Bouchot et al., 1994 ; Dong et al., 1995). La cristallisation du quartz Qz2 est synchrone du dépôt des arsénopyrites et pyrites (Fig. 62B, C, D, Fig. 63, 64) qui constitue les principaux minéraux de ce stade. La stibine les recoupe toujours (Fig. 62D, Fig. 65A) ainsi que des générations de quartz plus jeune (Fig. 63, 64).

Pour les minéralisations de type « failles en cisaillement » contenues dans les structures NW-SE (ex : Mesnard-la-Barotière), la première étape de formation est différente. Elle est enregistrée par le dépôt d'un quartz macrocristallin (noté QzA ; taille de grain > 400 µm) riche en inclusions ce qui lui procure un aspect « sale » (Fig. 64). Il n'est pas minéralisé et montre une faible extinction roulante. Le quartz QzA correspond au faciès de quartz blanc à gros grains, cataclasé observé à l'œil nu. Cette première génération de quartz est affectée par une intense cataclase (Fig. 64). Les clastes les plus gros correspondent au quartz QzA et sont noyés dans une matrice de quartz microcristallin (noté QzB : taille inférieure à 100 µm) qui abrite des arsénopyrites et pyrites (Fig. 64, 65).

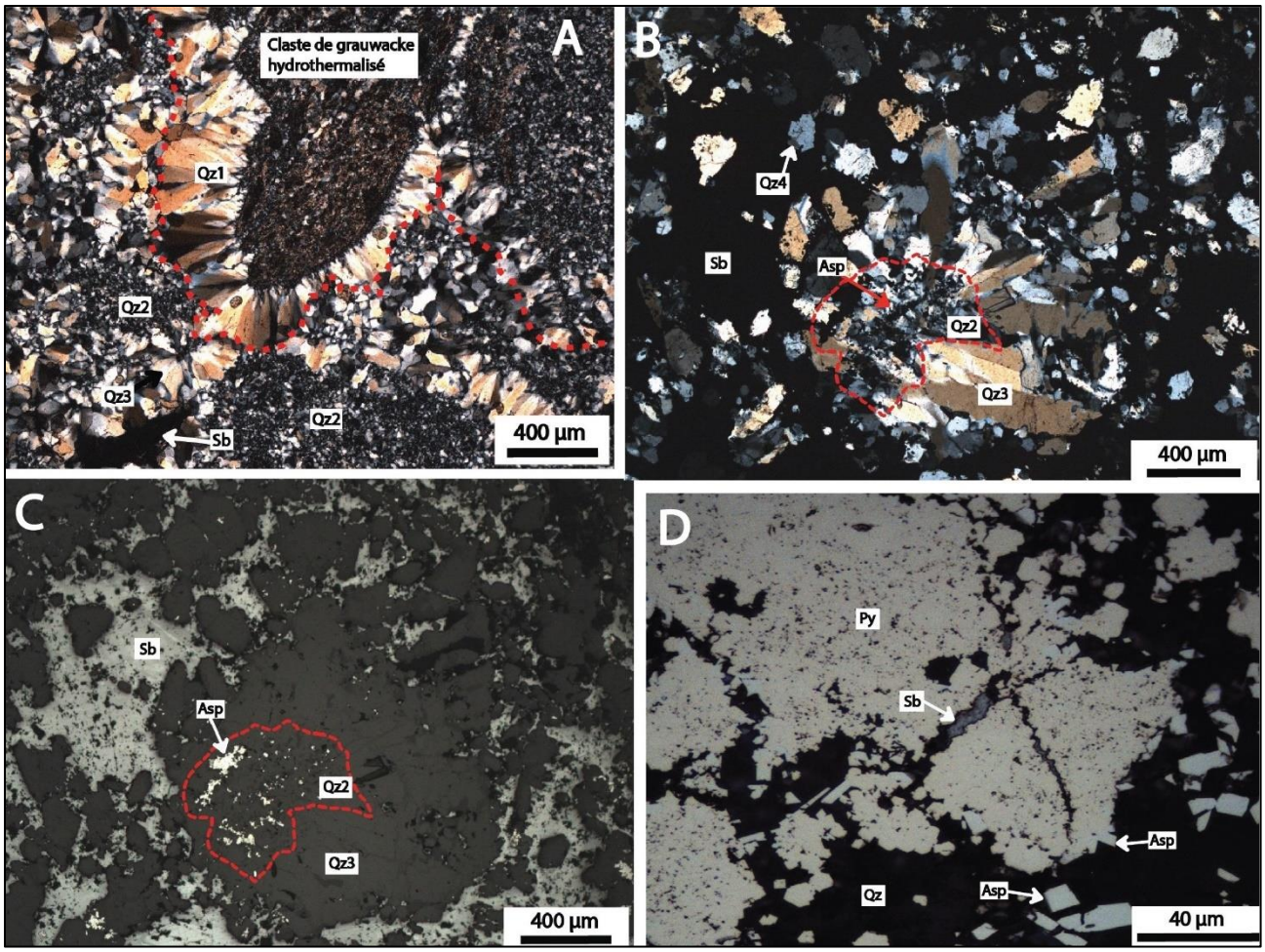


Figure 62 : A) Relation entre les générations de quartz 1, 2 (noté Qz1 et Qz2) et la stibine (Sb), Rochetrejoux. B) Quartz microcristallin (Qz2) à arsénopyrite (Asp) avec surcroissance de quartz macrocristallin fibro-radié (Qz3) évoluant en quartz pyramidé (Qz4), noyé dans la stibine (Sb), les Brouzils. C) Même photo que B) en lumière réfléchie. D) Filonnets de stibine (Sb) qui recoupent un amas de pyrite (Py) associé à des arsénopyrites (Asp), les Brouzils.

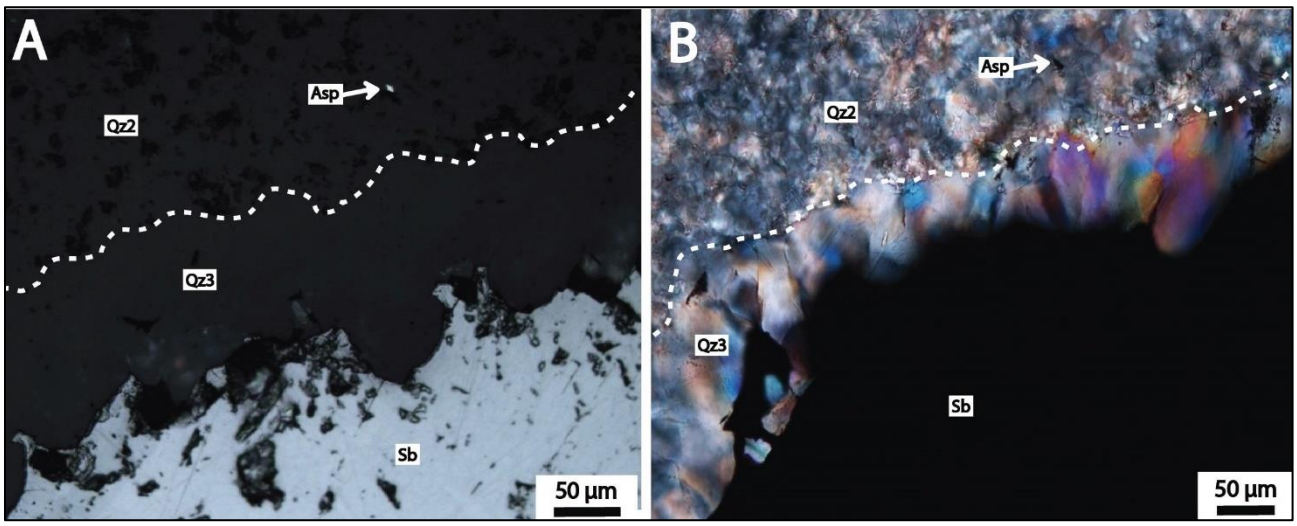


Figure 63 : A) Quartz microcristallin (Qz2) contenant des petits cristaux d'arsénopyrite et surcroissance de quartz en peigne (Qz3) et stibine (Sb), Rochetrejoux. B) Même photo que A) en lumière polarisée analysée.

L'arsénopyrite et la pyrite apparaissent soit en cristaux automorphes, soit en mélange dans des amas de pyrite (plus de 1 cm) ou isolée dans le quartz microcristallin. Ces 2 minéraux sont cogénétiques et très communs, mais restent quantitativement discrets et toujours de petites tailles (< 200 µm). La pyrite est fréquemment associée à la marcasite. Dans les minéralisations de type « failles en cisaillement » l'arsénopyrite et la pyrite sont observées en cristaux automorphes plus grands (> 200 µm à 1 cm) et plus trapus. La stibine est ici aussi tardive car elle brèchifie intensément l'arsénopyrite (Fig. 65). De rares inclusions de pyrrhotites ont été observées dans les arsénopyrites des Brouzils et à la Ramée (Marcoux et al., 1984). De très rares exsolutions de pentlandite, dans une plage de pyrrhotite ont été reportées à la Télachère, ainsi que de petits cristaux automorphes de cobaltite à la Télachère (Marcoux et al., 1984) et à la Ramée.

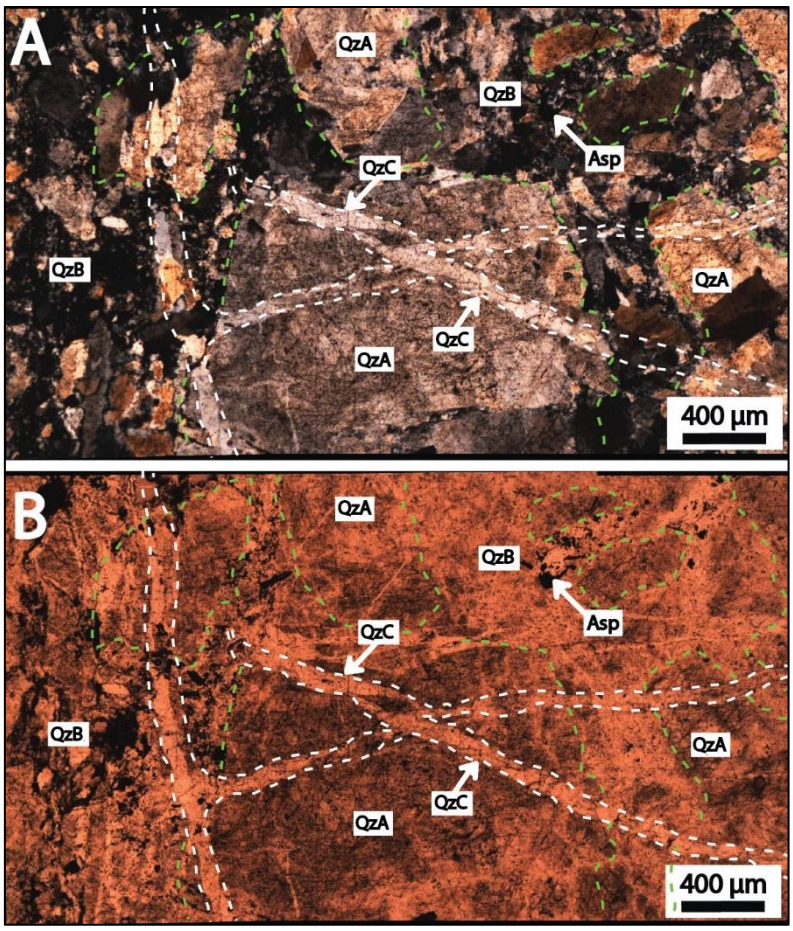


Figure 64 : A) Quartz précoce stérile (QzA) et quartz microcristallin (QzB) à arsénopyrite (Asp), provenant de la cataclase de QzA. L'ensemble est recoupé par une dernière génération de quartz limpide en peigne (QzC), la Chardière. B) Même photo que A) en lumière transmise polarisée non analysée.

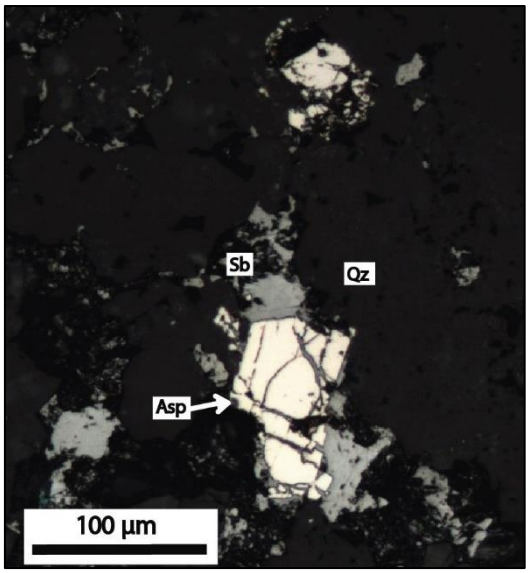
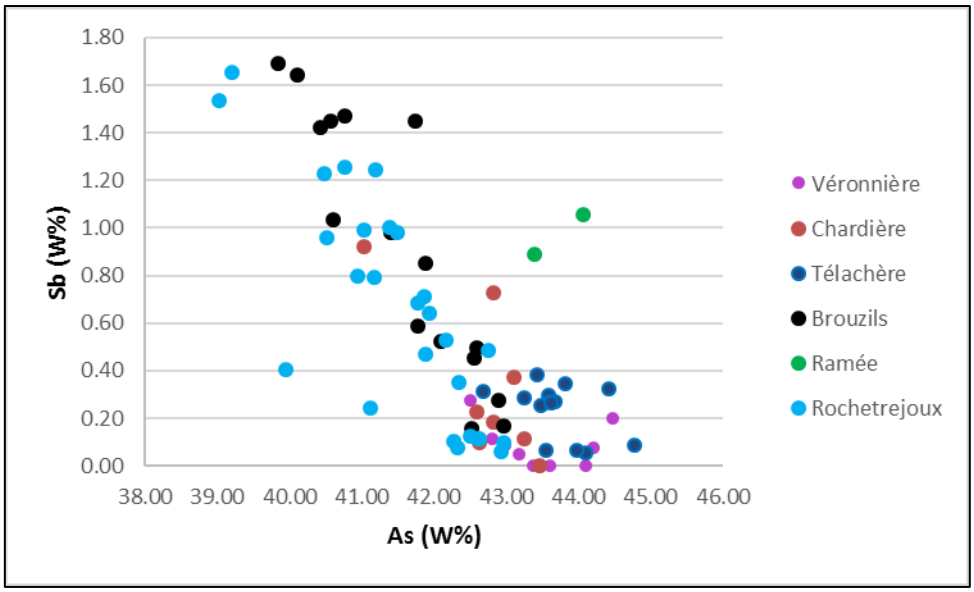


Figure 65 : Arsénopyrite (Asp) fracturée et cimentée par la stibine (Sb), la Chardière.

Géochimie des arsénopyrites

Les analyses microsondes ont été effectuées sur les arsénopyrites des Brouzils, la Chardière, la Ramée, Rochetrejoux, la Télachère et la Véronnière. Les éléments comme Ni, Co et Mn sont absents ou inférieurs au seuil de détection. L'or n'est quasiment jamais détecté au-dessus du seuil de détection (> 750 ppm), sur 76 analyses seules 2 analyses à la Télachère montrent sa présence. L'une des particularités majeures des arsénopyrites de Vendée est leurs concentrations en antimoine avec des teneurs fluctuant entre 0 et 1,69 % (% poids). Une zonation chimique existe avec des cœurs enrichis en antimoine. Cet élément semble s'incorporer dans les arsénopyrites par substitution avec l'arsenic (Fig. 66). La variabilité des teneurs en antimoine permet de distinguer 2 populations de valeurs, celle des Brouzils, de Rochetrejoux d'une part et celle de la Véronnière, la Chardière et la Télachère d'autre part (Fig. 66). Les arsénopyrites des Brouzils et de Rochetrejoux montrent la plus grande variabilité des concentrations en antimoine, entre 0,16 et 1,69 % Sb et 600 ppm et 1,65 % Sb, respectivement. Les teneurs enregistrées sur les minéralisations type « failles en cisaillement » ainsi qu'à la Télachère sont-elles moins variables, respectivement inférieur à la limite de détection (500-600 ppm) et 0,27 % Sb pour la Véronnière, sous la limite de détection et 0,92 % Sb pour la Chardière et entre 600 ppm et 0,38 % Sb pour la Télachère. La Ramée montre des valeurs un peu différentes des autres avec des teneurs en antimoine proches des autres minéralisations mais une concentration en arsenic plus faible, autour de 32 % As (34,5 % As en moyenne pour les autres minéralisations), le nombre limité de données ne permet pas d'affirmer la présence d'une autre population.



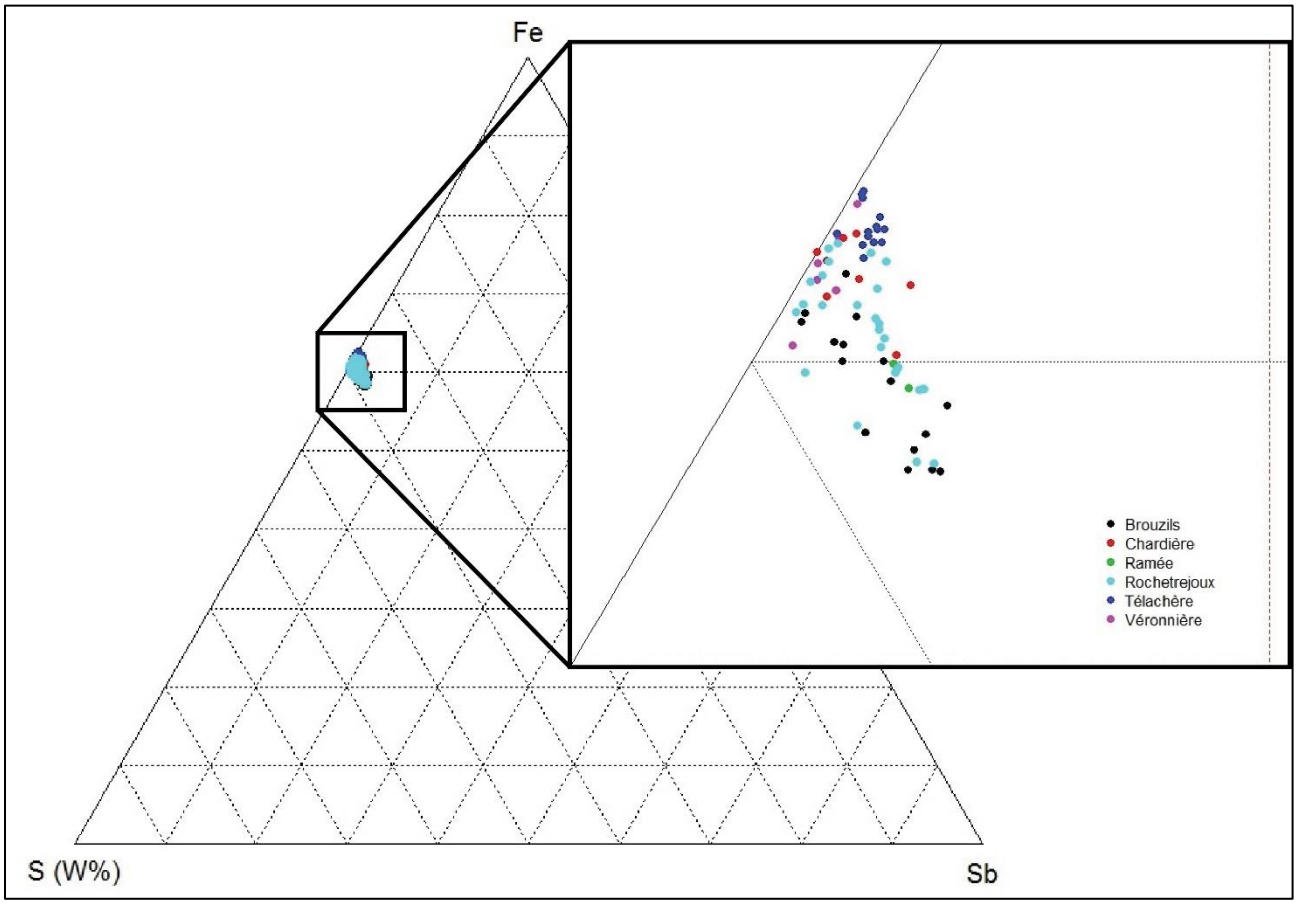


Figure 66 : Le diagramme du haut présente les teneurs en antimoine (Sb) des arsénopyrites du district en fonction de leurs teneurs en arsenic (As), en % poids. Le diagramme ternaire du bas présente la composition chimique des arsénopyrites analysées projetées dans le diagramme ternaire S-Fe-Sb en % poids.

Dans le but de mieux contraindre et quantifier la concentration en or dans ces arsénopyrites, 61 analyses des teneurs en or ont été réalisées par la méthode de l'ablation laser couplée à un spectromètre de masse à plasma induit (LA-ICP-MS). Les analyses ont été faites suivant la

méthodologie exposée dans l'annexe 11. Les arsénopyrites des minéralisations de la Télachère (nombre de mesure n = 16), des Brouzils (n = 30) et de la Chardière (n = 15) ont été analysées. Les teneurs en fer mesurées à la microsonde ont été utilisées comme standard interne (Annexe 11). La qualité des mesures effectuées semble acceptable avec une erreur relative des mesures sur le standard MASS-1 de -2,69 % d'erreur et de 31,67 % d'erreur pour le NIST610 pour les analyses de la Télachère. Pour les Brouzils et la Chardière l'erreur relative sur le standard MASS-1 est < 5 % d'erreur et < 20 % pour le NIST610. La reproductibilité des analyses est bonne avec une fluctuation des valeurs des standards autour de 7,75 % (n = 24) pour le MASS-1 et de 15,29 % (n = 9) pour le NIST610. La limite de détection est en moyenne autour de 0,02 ppm pour l'or. Les résultats montrent des teneurs en or systématiques dans les arsénopyrites des 3 secteurs, la Télachère présente les plus fortes teneurs (Fig. 67) avec une moyenne de 265 ppm mais une grande variabilité avec un minimum de 6,8 ppm et un maximum à 460 ppm (Annexe 11 pour détail des analyses et des standards). Les teneurs mesurées aux Brouzils et à la Chardière sont plus faibles et moins variables (Fig. 67) avec une teneur moyenne de 20,8 ppm pour les Brouzils et 36 ppm pour la Chardière.

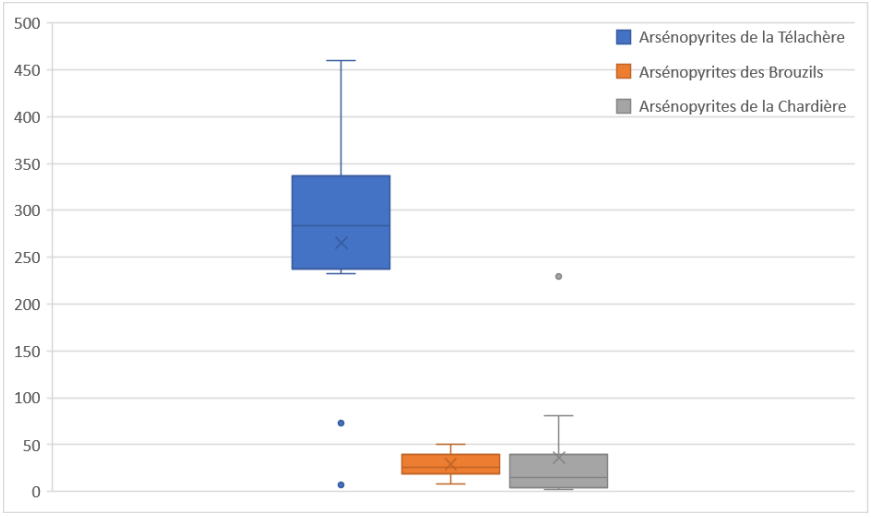


Figure 67 : Composition en or des arsénopyrites de la Télachère, des Brouzils et de la Chardière obtenue d'après les analyses LA-ICP-MS. L'axe des ordonnées représente les teneurs en or notées en ppm.

Les températures de formation des arsénopyrites ont pu être estimées grâce à leurs teneurs en arsenic, d'après le diagramme de Kretschmar et Scott (1976, Fig. 68), en faisant l'hypothèse que l'arsénopyrite est en équilibre avec la pyrite. Les températures se répartissent en 2 groupes distincts : 1) un groupe de basse température entre 300 et 330°C estimé sur les minéralisations des Brouzils et Rochetrejoux, et 2) un groupe de température plus élevée entre 360°C et 430°C pour les minéralisations de la Chardière, la Véronnière et la Télachère (Fig. 68). Les températures de

formation des minéralisations de type « fentes de tension » sont de plus basse température que celles des minéralisations de type « failles en cisaillement », ce qui est cohérent avec les différences de compositions chimiques des arsénopyrites ainsi que dans la minéralogie et les textures des minéraux de gangue associés.

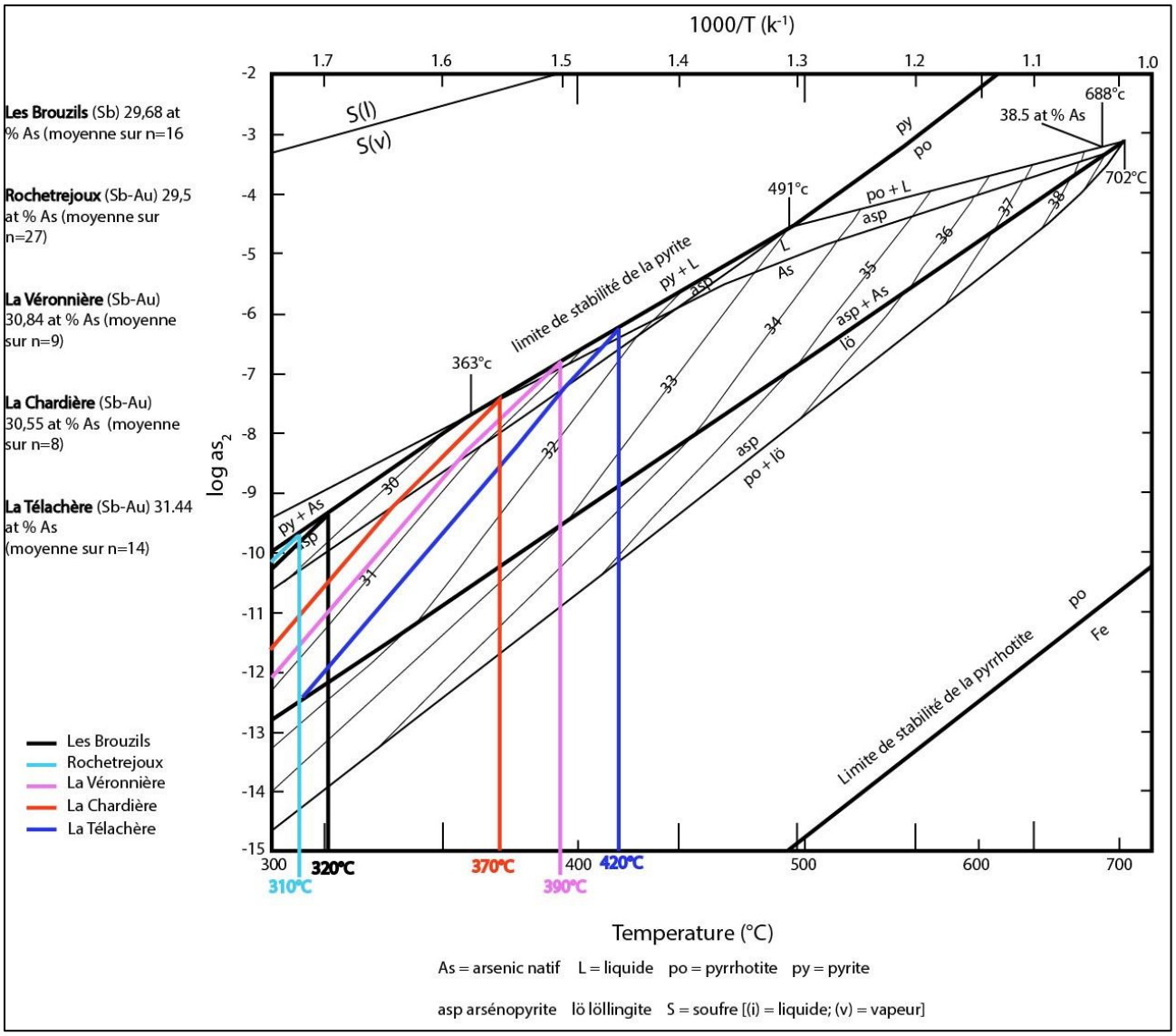


Figure 68 : Température de cristallisation des arsénopyrites estimée d'après leurs teneurs en arsenic en % atomique (modifié d'après Kretschmar et Scott, 1976).

En complément, des pyrites des Brouzils et de la Baussonnière ont été analysées. Elles montrent des teneurs en arsenic variable entre 0 et 3,83 % poids As qui indiquent que les pyrites du stade précoce sont des pyrites arséniées.

2.6.3. Stade 2 : stade intermédiaire à métaux de base

Sa répartition au sein des minéralisations du district est très variable. Dans les minéralisations de type « fentes de tension », comme aux Brouzils, ce stade correspond aux dépôts de petits cristaux xénomorphes de sphalérite de taille < 100 µm associés à une génération de quartz macrocristallin (> 200 µm), pyramidé, automorphe (noté Qz3 : Fig. 62B, 63, 69A et 70). Cette génération de quartz se met en place en épitaxie des quartz microcristallins Qz2 (Fig. 62A, B, 63) et est la plupart du temps spatialement associée à la stibine. Elle pourrait correspondre au faciès de quartz calcédonieux claire décrit à l'échelle macroscopique. Il est commun de le retrouver sous forme de texture de cristallisation fibro-radié (Fig. 62A, B et Fig. 71A). Le quartz microcristallin (Qz2) forme un nucléus à partir duquel va croître les cristaux de quartz fibro-radié Qz3 (Fig. 71A). Ce type de cristallisation est similaire au texture dite « flamboyant » dans la classification de Dong et al. (1995). La chalcopyrite complète la paragenèse de ce stade, elle se présente en quantité infime, en inclusions dans la sphalérite (Fig. 69A) ou étroitement liée à des petites plages déstabilisées (< 100 µm) de berthiérite en inclusion dans les stibines (Fig. 69B). La berthiérite est seulement connue, dans la plupart des minéralisations du district, dans cette configuration.

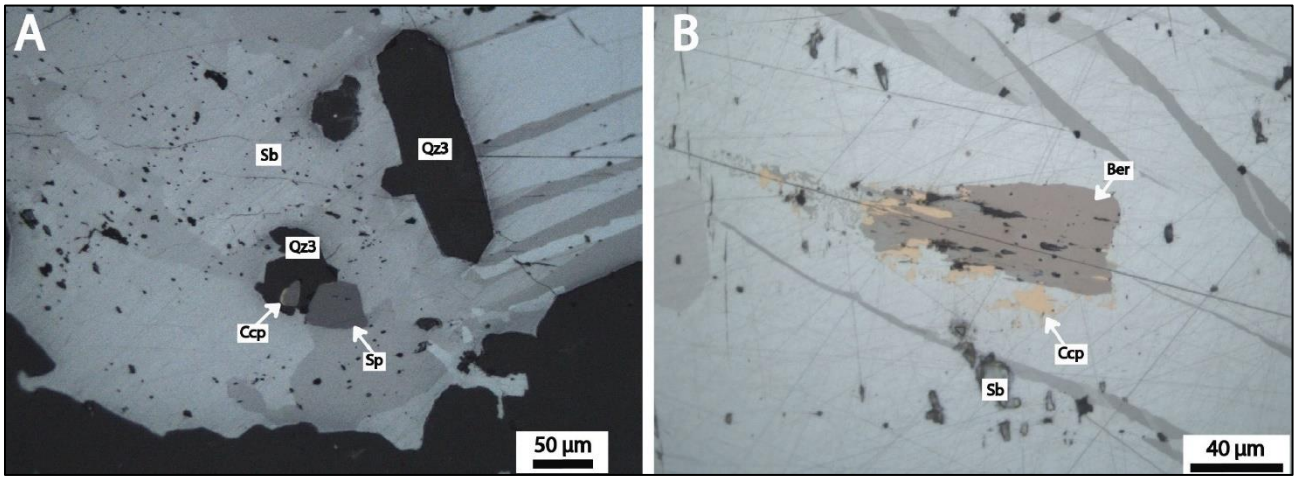


Figure 69 : A) Sphalérite (Sp) avec un liseret fin de chalcopyrite (Ccp) inclue dans le quartz pyramidé (Qz3) et noyé dans la stibine (Sb), les Brouzils. B) Inclusion résiduelle de berthiérite (Ber) et de chalcopyrite dans une plage de stibine, les Brouzils.

Ce stade est mieux développé dans les minéralisations de type « failles en cisaillement » comme à la Chardière. La sphalérite est ici aussi le minéral majoritaire, elle se présente sous forme d'amas xénomorphes de plusieurs centaines de microns, pouvant atteindre le millimètre. La sphalérite inclue les minéraux du stade précoce comme l'arsénopyrite et la pyrite, et parfois les

fractures (Fig. 70A). La berthiérite est ici aussi présente en fines inclusions résiduelles dans la stibine associée comme aux Brouzils à de petites inclusions de chalcopyrite (Fig. 70B). La chalcopyrite est assez commune, elle est légèrement postérieure à la sphalérite car elle se présente en inclusions dans la sphalérite ou sous forme de filonnets ou amas qu'elle recoupe fréquemment (Fig. 70C). La chalcopyrite ainsi que la sphalérite sont incluses et fracturées par la stibine (Fig. 70, B, C, D). De l'ullmannite a exceptionnellement été observée par (P. Picot, *in* Marcoux et al., 1984) en inclusion dans la stibine de la Maindronnière (Mesnard-la-Barotière). L'absence totale de minéraux plombifères est une caractéristique des minéralisations de ce district, seules des traces de galène ont été reconnues à la Télachère (Marcoux et al., 1984).

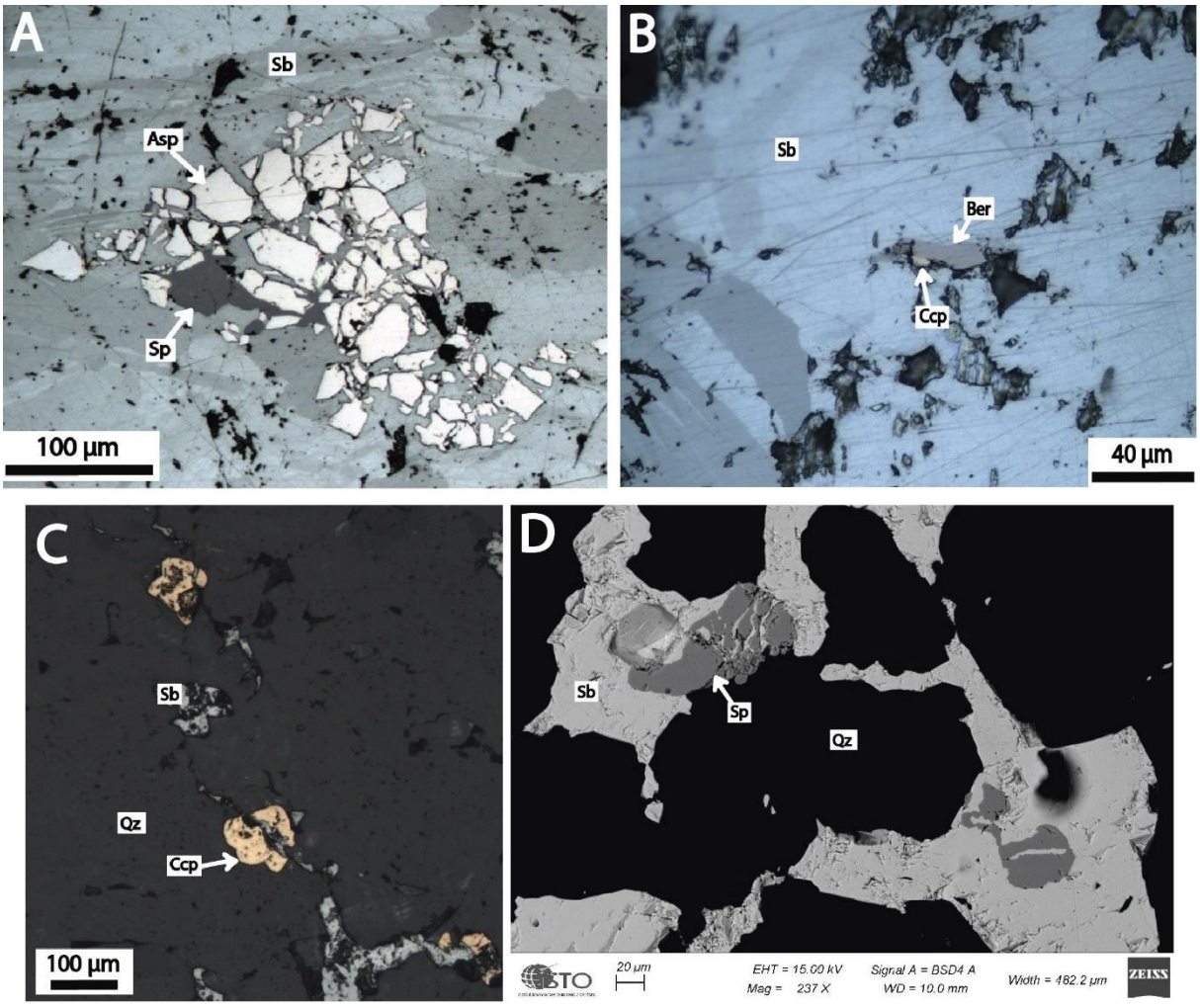


Figure 70 : A) Arsénopyrite (Asp) fracturée et cimentée par la sphalérite (Sp) et incluse dans la stibine (Sb), la Chardière. B) Plage de stibine (Sb) avec inclusions résiduelles de berthiérite (Ber) avec inclusion de chalcopyrite, la Chardière. C) Chalcopyrite (Ccp) recoupée par stibine (Sb), la Chardière. D) Cliché MEB montrant des sphalérites (Sp) fracturées et cimentées par la stibine (Sb), la Chardière.

2.6.4. Stade 3 : stade à antimoine

La stibine se dépose massivement lors de ce stade. Dans les minéralisations de type « fentes de tension », elle remplit des vides laissés lors de la cristallisation du quartz Qz3 durant le stade précédent (Fig. 62B, 63 et 71A). La cristallisation de la stibine provoque la corrosion et la formation de bordures golfées sur le quartz Qz3 (Fig. 62B, 71). De plus, la stibine est synchrone du dépôt d'une nouvelle génération de quartz (Qz4) qui a été mise en évidence par cathodoluminescence. Cette génération est peu développée et cristallise en épitaxie aux bordures des grains de quartz Qz3 et de la stibine (Fig. 71B). En image de cathodoluminescence elle montre des couleurs foncées et des bandes de croissance bien développées, ainsi que peu d'inclusions.

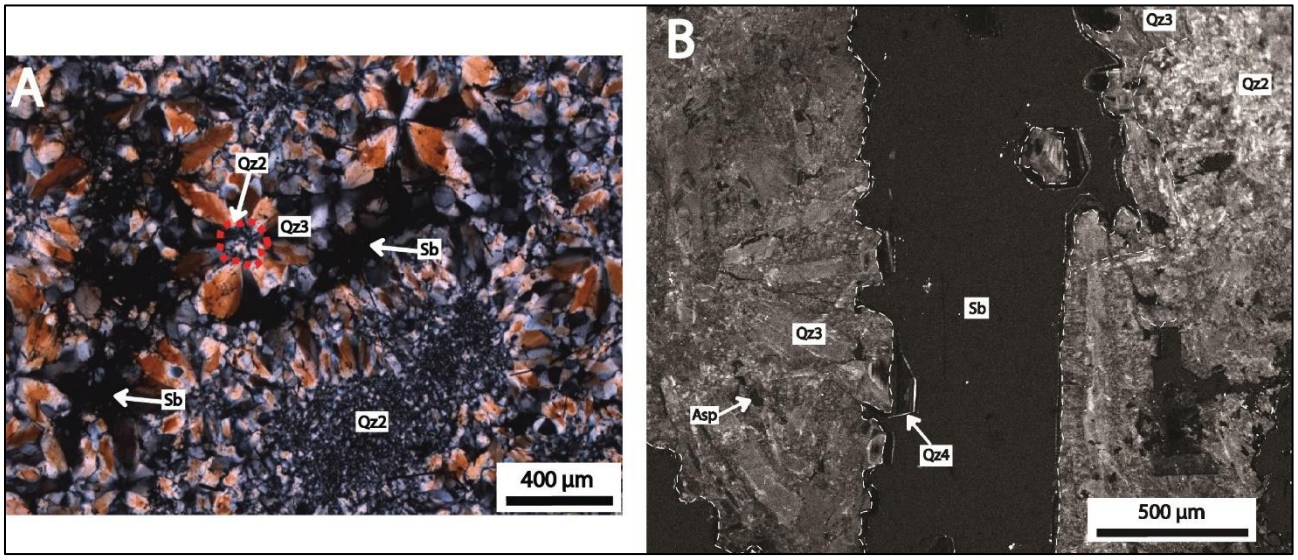


Figure 71 : A) Quartz microcristallin (Qz2) avec surcroissance de quartz en peigne (Qz3) ou en texture fibro-radiée avec remplissage des vides par la stibine, Rochetrejoux. B) Image en cathodoluminescence avec le quartz Qz4 associé à la stibine, les Brouzils.

La stibine recoupe aussi les cristaux de quartz pyramidé Qz3 (Fig. 72A) et tous les minéraux précédents qu'elle englobe ou fracture (Fig. 69, 70). Elle cristallise sous forme d'agrégats et se présente plus rarement sous forme d'aiguilles. Des macles de déformation affectent la majorité des stibines (Fig. 72B). De rares inclusions d'antimoine natif ont été décrites pour la première fois à Rochetrejoux et la Ramée (Fig. 72A), alors que des micro-inclusions de zinkénites ($Pb_6Sb_{14}S_{27}$) sont plus communément observées (Fig. 72B), ainsi que la füllopite ($Pb_3Sb_8S_{15}$).

Le stade à antimoine pour les minéralisations de type « failles en cisaillement » s'accompagne aussi d'un nouveau dépôt de quartz. Lorsque les ouvertures sont restreintes, il s'apparente à un fin stockwerk de quartz en peigne cristallin dénué d'inclusion (noté QzC) et montrant une organisation

symétrique entre les épontes avec de la stibine au cœur (Fig. 73A), et localement des textures en peigne.

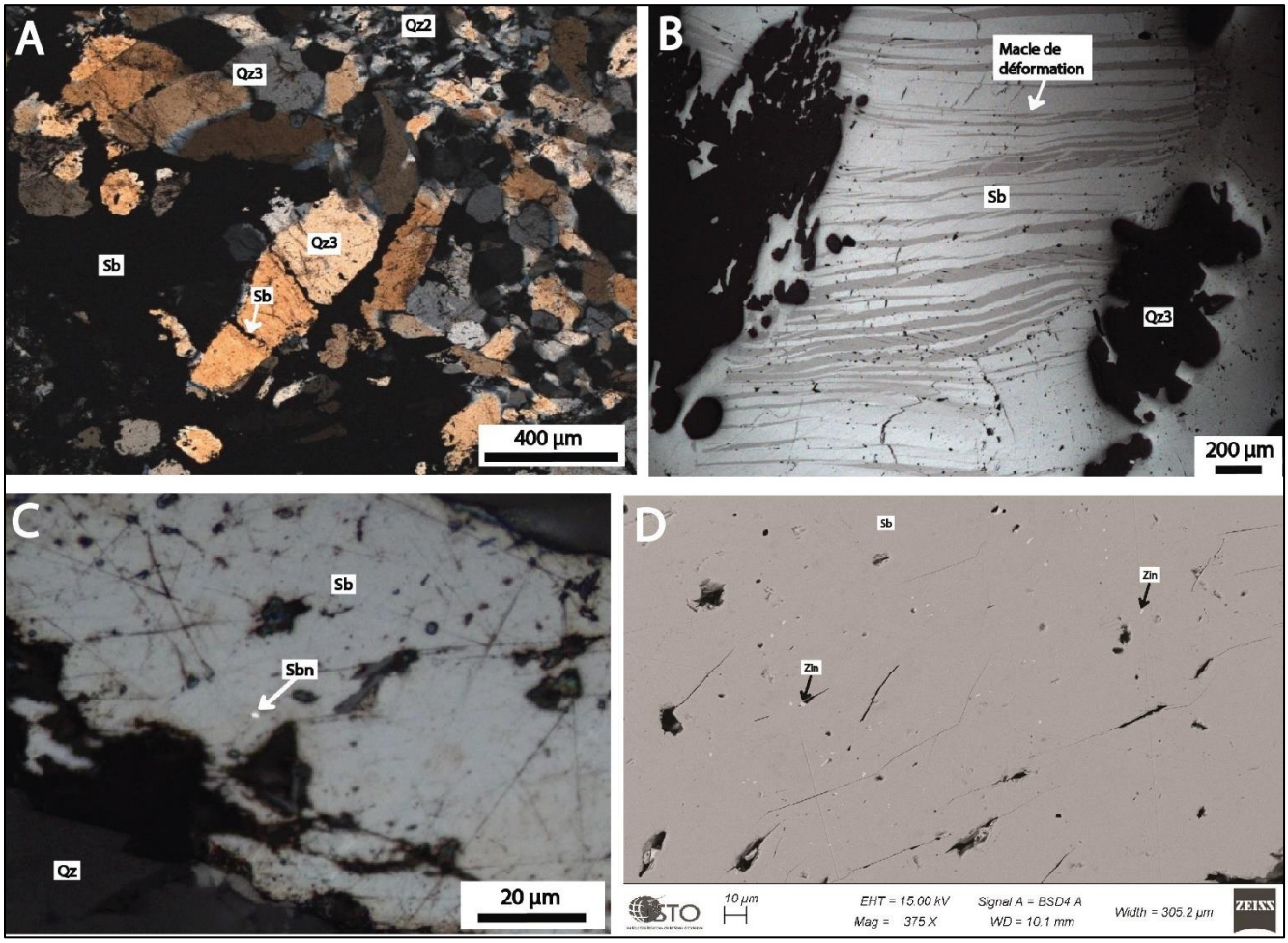


Figure 72 : A) Stibine (Sb) recoupant un quartz pyramidé (Qz3), les Brouzils. B) Stibine (Sb) avec macles de déformation, les Brouzils. C) Inclusion d'antimoine natif (Sbn) dans la stibine (Sb), Rochetrejoux. D) Cliché MEB avec inclusions de zinkénite (Zin) dans de la stibine (Sb), les Brouzils.

Lorsque les ouvertures sont plus larges, le quartz a les mêmes caractéristiques que le quartz Qz4 des minéralisations de type « fentes de tension » avec une cristallisation pyramidée, automorphe, une croissance en épitaxie sur les quartz des générations précédentes, ainsi que des couleurs sombres en cathodoluminescence (Fig. 73B). Ici aussi la stibine précipite massivement en remplissage des ouvertures formées durant les stades précédents. De rares inclusions d'antimoine natif ont aussi été observées dans la stibine (Fig. 73C). Des sulfosels en quantité non négligeable complètent cette paragenèse. La tétraédrite est très fréquente, elle est soit présente en inclusion (taille comprise entre 20 et 100µm) dans la sphalérite, ou en fracture de cette dernière en association avec de la chalcostibite et de la chalcopyrite (Fig. 73D). Elle se retrouve aussi en exsolution (textures myrmékitiques ; Picot et Johan, 1977) dans certaines plages de stibine de la Chardière et atteste du caractère cogénétique de ces 2 espèces minérales (Fig. 73E).

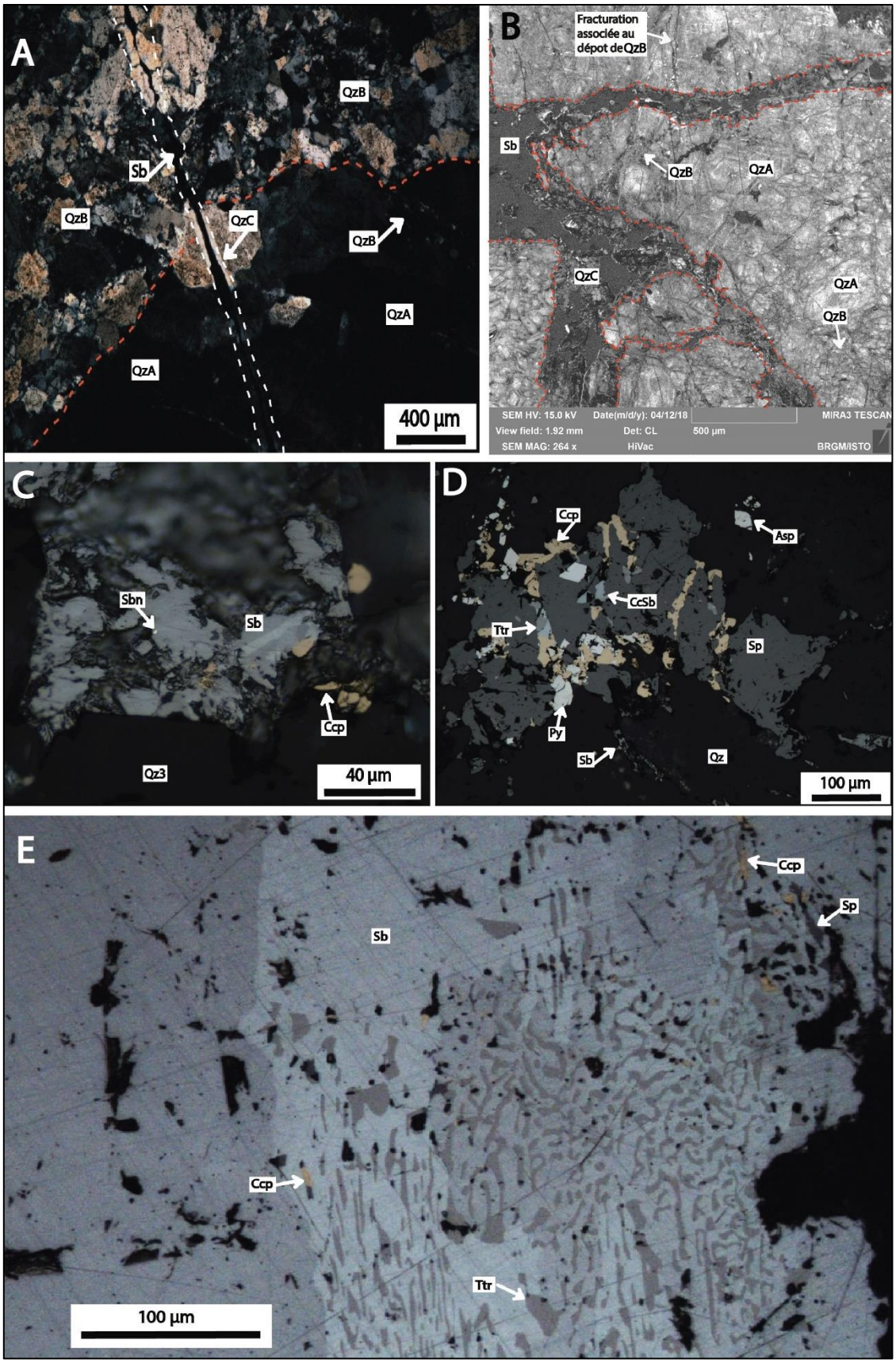


Figure 73 : A) Quartz précoce, stérile (QzA) et quartz microcristallin (QzB), provenant de la cataclase de QzA, recoupé par des filonnets de quartz cristallin (QzC) avec de la stibine (Sb), la Chardière. B) Image en cathodoluminescence du quartz cristallin QzC associé à la stibine (Sb) qui recoupe les précédentes générations de quartz, la Chardière. C) Stibine avec inclusions d'antimoine natif (Sbn) et chalcopyrite (Ccp), la Chardière. D) Pyrite (Py) et arsénopyrite (Asp) fracturées par la

sphalérite (Sp) et chalcopyrite (Ccp). La sphalérite est elle-même recoupée par des filonnets de tétraédrite (Ttr), chalcostibite (CcSb), chalcopyrite (Ccp), la Chardière. E) Tétraédrite et chalcopyrite en inclusion dans une plage de stibine, la Chardière.

Ces textures ont été décrites pour la première fois lors de cette étude. La tétraédrite est argentifère avec des teneurs de 13,5 % Ag à la Chardière d'après nos analyses microsondes électronique. La chalcostibite est moins fréquente que la tétraédrite, elle peut être aussi en forme de baguettes de plus grande taille (> 200 µm) en association avec la stibine sans qu'une quelconque chronologie ait pu être mise en évidence. Il est à noter que des traces de minéraux avec une composition chimique en bismuth et tellure ont été observées lors de cette étude, en inclusions dans une plage de stibine de la Véronnière. Sa détermination précise n'a pas pu être réalisée car les inclusions étaient trop petites (autour de 3 µm ; Annexe 6).

Composition des stibines

Les stibines des minéralisations de la Véronnière, la Chardière, la Ramée, la Télachère, la Baussonière, des Brouzils et de Rochetrejoux ont été analysées à la microsonde électronique. Seules des teneurs variables en arsenic, entre 0,15 et 0,25 % As ont été mises en évidence (Fig. 74), elles ne semblent pas s'expliquer par une substitution avec le Sb (Fig. 74). Les 2 types de minéralisations montrent une grande similarité de composition suggérant qu'elles relèvent d'un même évènement.

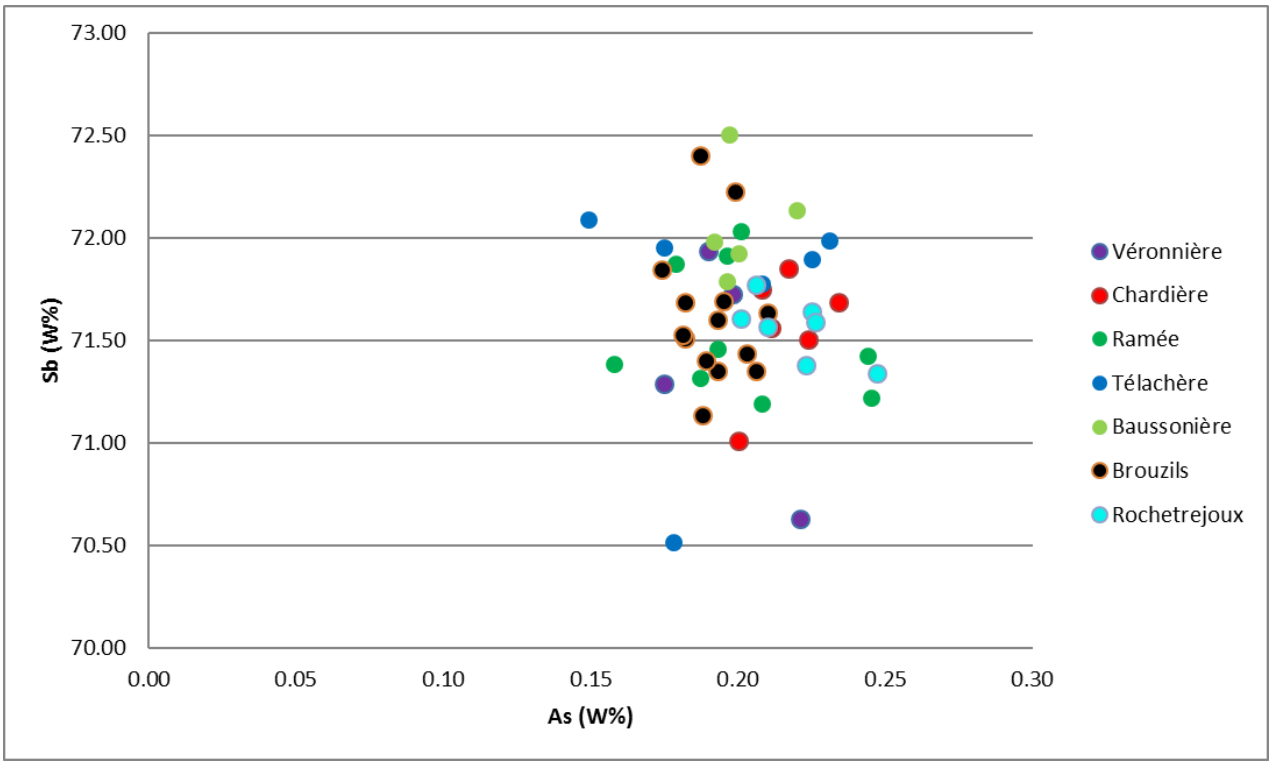


Figure 74 : Diagramme des teneurs en antimoine (Sb) en fonction des teneurs en arsenic (As) en % poids des stibines analysées.

2.6.5. Stade 4 : stade tardif

Il semble similaire dans les 2 types de minéralisations et occupe des proportions variables au sein de la paragenèse. Un mélange de pyrite et marcasite en amas xénomorphes ou en petits cristaux automorphes est la caractéristique principale de ce stade. Les cristaux sont soit associés à des filonnets de carbonates (Fig. 75A) ou de quartz cryptocristallin (taille < 20 µm) avec des textures rubanées, soit en pseudomorphose partielle ou totale de la stibine (Fig. 75B). Les inclusions de pyrrhotites sont fréquentes au sein de la pyrite et indiquent une pseudomorphose des pyrrhotites en pyrites et marcasites. Une deuxième génération de sphalérite recoupant la stibine accompagne cet assemblage (Fig. 75C). De rares sulfosels de plomb-antimoine comme la semseyite s'y déposent, ainsi que de la galène (Puy-Greffier, champ filonien de Mesnard-la-Barotière). De la barytine a aussi était décrite à la Ramée (Marcoux et al., 1984). Les caractéristiques de ce stade sont typiques de dépôt de basse température (< 200°C), d'après Marcoux et al. (1984).

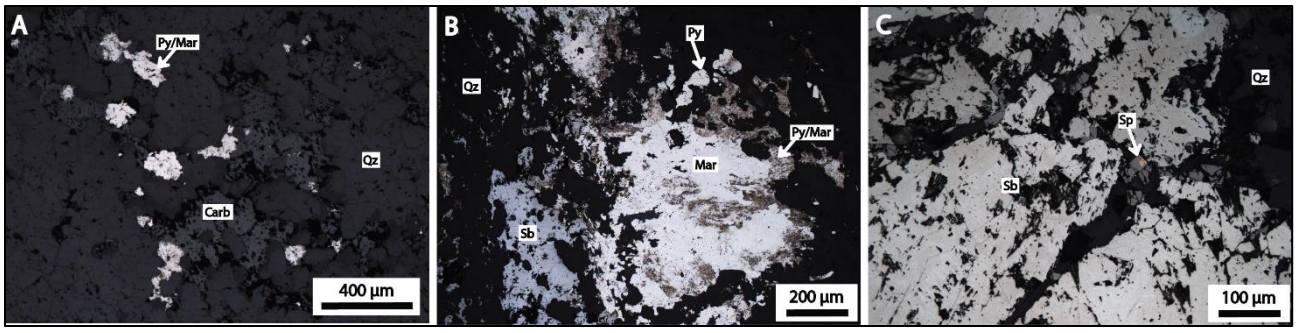


Figure 75 : A) Mélange de pyrite et marcasite (Py/Mar) dans une gangue de carbonates (Carb), Rochetrejoux. B) Pseudomorphose de stibine (Sb) en marcasite (Mar) et mélange pyrite et marcasite (Py/Mar), Rochetrejoux. C) Stibine recoupée par filonnets de sphalérite, Rochetrejoux.

Géochimie des sphalérites

Les analyses microsondes des sphalérites des Brouzils, la Chardière, et la Véronnière ont été compilées avec celles de Marcoux et al. (1984) sur Mesnard-la-Barotière (sans distinction), la Télachère ainsi que sur celles du stade de réouverture. Ces données confirment la présence de 2 grandes populations de compositions différentes : celle du stade 2 a des teneurs importantes en fer (> 1,5 % Fe) et des teneurs en cadmium extrêmement variables (0 à 0,34 % Cd) ; celle du stade tardif, des teneurs en fer et cadmium très faibles (< 1 % Fe et < 0,06 % Cd) (Fig. 76). Il est à noter que les teneurs en fer des sphalérites du stade 2 semblent montrer quelques différences entre les Brouzils et la Chardière. Le cadmium rentre dans la composition de la sphalérite par substitution avec le fer (Fig. 76). L'indium ainsi que le germanium n'ont pas été détectés.

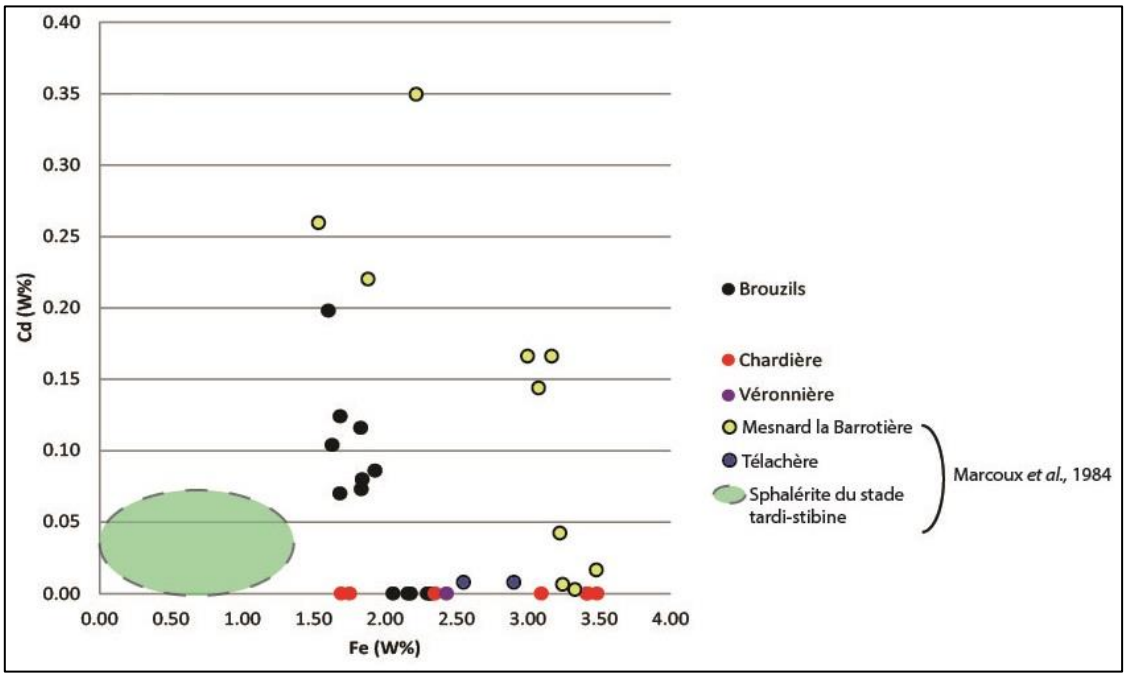


Figure 76 : Diagramme des teneurs en cadmium (Cd) en fonction des teneurs en fer (Fe) en % poids des sphalérites analysées.

2.6.6. Place de l'or dans la paragenèse

Sur l'ensemble des lames et sections observées, seules 4 ont montré la présence d'or. La taille des plages d'or est très variable d'une minéralisation à l'autre, entre 2 et 10 µm pour Rochetrejoux (Fig. 77A, B), alors qu'à la Daudière une plage exceptionnelle de plus de 40 µm a été observée (Fig. 77C). A la Télachère une mouche d'or de 2 à 3 µm a été observée dans des oxydes d'arsenic provenant d'anciennes arsénopyrites (Fig. 77D), même si des grains de 15 à 150 µm ont été rapportés par Billa et al. (1992). Les grains d'or sont en inclusions dans la stibine (Fig. 77 A, B), qui dans le cas de la figure 77A est située en bordure d'une fracture tardive à pyrite réoccupant la stibine. Ils se retrouvent aussi dans des oxydes d'antimoine provenant de la transformation d'anciennes stibines comme à la Daudière (Fig. 77C). Le dépôt de l'or semble donc être lié au stade de dépôt de la stibine. Toutefois à la Télachère, la mouche d'or observée et incluse dans un oxyde d'arsénopyrite.

Les analyses microsondes réalisées sur les grains d'or de Rochetrejoux, la Daudière et la Télachère montrent un or natif très pur avec des teneurs en argent < 1 %. A Rochetrejoux, on note des teneurs en mercure comprises entre 1,50 et 1,90 % Hg (Table. 7).

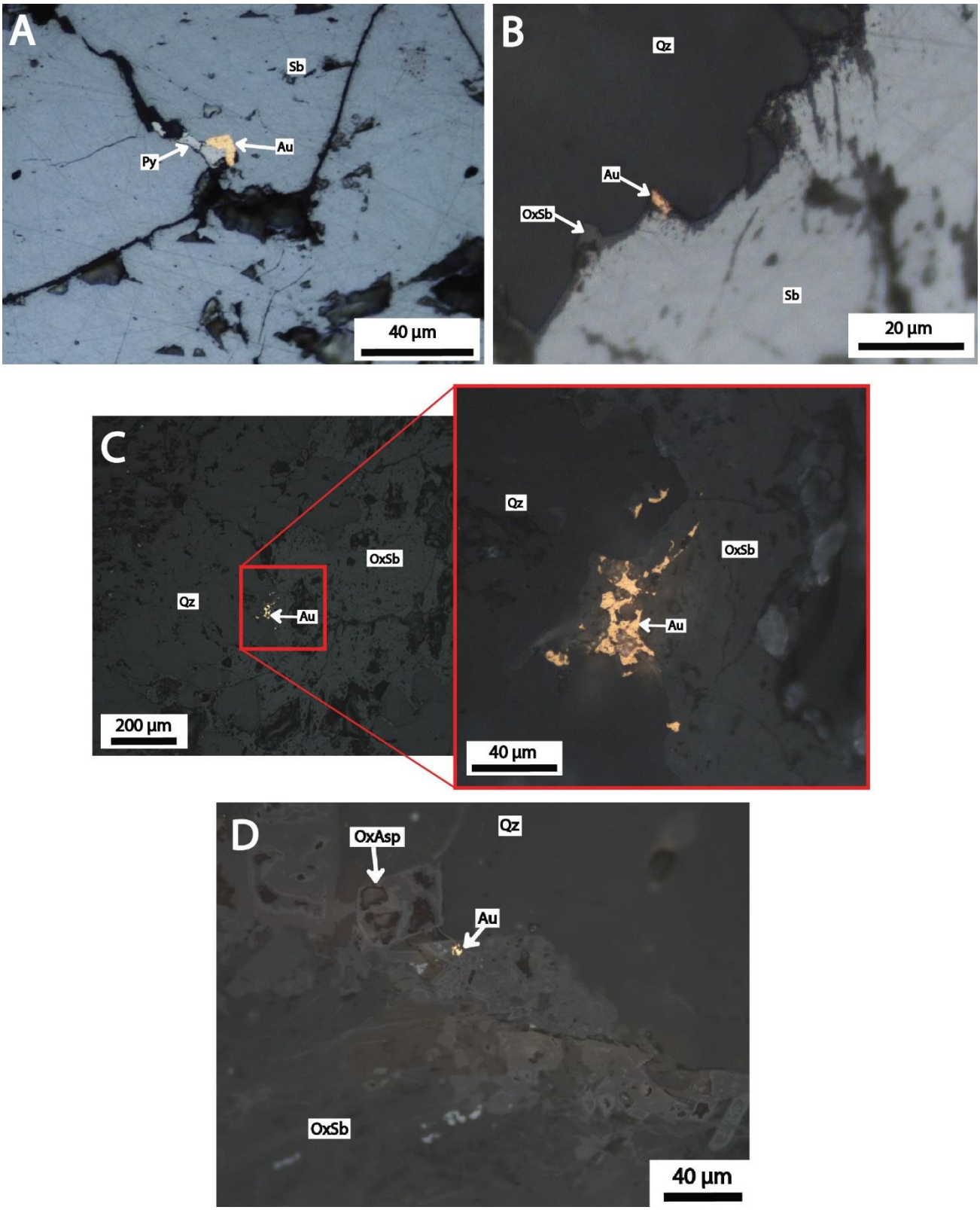


Figure 77 : A) Plage d'or (Au) dans une stibine (Sb) en bordure d'une fracture à pyrite tardive, Rochetrejoux. B) Or (Au) en inclusion dans une plage de stibine, Rochetrejoux. C) Or (Au) dans une plage d'oxyde d'antimoine, la Daudière. D) Mouche d'or (Au) incluse dans des oxydes d'arsenics à proximité d'oxydes d'antimoine.

La somme des éléments des analyses microsondes des grains d'or notamment à la Télachère est un peu basse et peut être expliquée par la faible taille des grains analysés.

La taille des arsénopyrites est petite (< 100 µm), il a donc été difficile d'obtenir des cartographies élémentaires propres des éléments comme As, Sb, Fe dans le but de mieux caractériser leurs distributions par rapport à l'or invisible.

	Ag (W%)	Au	Hg	Sb	Total
Rochetrejoux	0.40	95.01	1.62	0.25	97.26
Rochetrejoux	0.43	95.39	1.93	0.20	97.94
Rochetrejoux	0.46	95.41	1.52	0.25	97.64
La Davière	0.40	99.40	bdl	0.38	100.17
La Davière	0.45	92.94	bdl	4.52	97.91
La Davière	0.43	89.99	bdl	6.88	97.30
La Davière	0.27	90.60	bdl	6.39	97.26
La Télachère	0.77	87.42	bdl	1.84	90.03

Tableau 7 : Analyses microsondes réalisées sur les grains d'or des minéralisations à antimoine. Limite de détection : Ag (540-700 ppm), Hg (1180 ppm) ; bdl = limite de détection.

2.7. Synthèse et discussion des résultats

2.7.1. Mécanismes de formation et évolution des minéralisations à antimoine et antimoine-or

La mise en place des 2 types de minéralisations à antimoine est polyphasée et leurs évolutions peuvent être divisées en 4 étapes successives résumées dans la Figure 78. Chaque stade correspond à la mise en place d'une génération différente de quartz minéralisé ou stérile.

Le stade précoce (stade 1) montre les plus grandes différences. Pour les minéralisations de type « fentes de tension », il est initié par une bréchification tectonique qui est à l'origine de la création d'une porosité de fracture importante. Une première génération de quartz en peigne stérile (Qz1), discrète se met en place autour des clastes d'encaissants hydrothermalisés pour former des brèches en cocardes. Une bréchification à dominante hydraulique est associée à la cristallisation massive du quartz microcristallin (Qz2) qui colmate les vides créés précédemment. Elle est contemporaine de la venue de la paragenèse métallique à arsénopyrite et pyrite de la fin du stade 1 (Fig. 78A) mise en place à faible température entre 300-330°C (géothermomètre de l'arsénopyrite). Ces dernières températures sont tout à fait cohérentes avec les estimations calculées sur les illites associées au début du stade 1 (entre 250 et 350°C). Les cavités résiduelles vont ensuite être progressivement comblées par les générations de quartz en peignes ou pyramidés et fibroradiés (Qz3) qui poussent en épitaxies sur la génération précédente (Qz2). Le quartz Qz3 est accompagné par la discrète paragenèse à sphalérite et chalcopyrite du stade 2 (Fig. 78A). La stibine associée à la

venue du quartz pyramidé Qz4 va clore le processus avec le colmatage définitif des cavités durant le stade 3.

Les textures de brèches à cocardes et les textures de cristallisation des différentes générations de quartz sont similaires à celles observées dans les gisements filoniens de type épithermal formés dans des niveaux très superficiels de la croûte (*e.g*. Dowling and Morison, 1988 ; White and Hedenquist, 1990 ; Dong et al., 1995 ; Kontak et al., 1996 ; Simmons et al. 2005 ; Chauvet et al. 2006 ; Shimizu 2014). Cela suggère un dépôt proche de la surface, dans les 5 premiers kilomètres de la croûte, ce qui est attesté par les déformations cassantes, ainsi que par le régime de pression hydrostatique dominant qui contrôle sa mise en place. Les caractéristiques précédentes sont en faveur d'un mécanisme de formation par remplissage d'ouverture successif, ou encroûtement (Jébrak, 1992 ; Gaboury et Daigneault, 2000), qui pourrait se former grâce à un mécanisme de type « suction pump » (Sibson, 1987). Ce modèle propose que les mouvements sismiques sur les failles induisent l'ouverture soudaine de la caisse filonienne qui provoque une baisse brutale de la pression du fluide. Elle aura pour effet l'aspiration les fluides situés autour de la faille par mécanisme de pompage et leurs drainages vers les zones de faille en transtension, qui correspondent le plus souvent à des zones de relais, où ils vont précipiter pour former les minéralisations et colmater les ouvertures. La mise en place du quartz microcristallin au stade 1 est interprétée comme le résultat de la cristallisation d'un gel de silice durant une rapide chute de pression (Bouchot et al., 1994) ce qui est cohérent avec le mécanisme de formation proposé, de même que les indices de mouvements décrochants associés à la mise en place des minéralisations. De plus, l'habitus de cristallisation des arsénopyrites est similaire à celles du Chatelet (Nord du Massif central) et indique aussi une cristallisation rapide (Bonnemaison et Marcoux, 1990 ; Wu et al., 1989 ; Wu, 1990). Alors que les habitus des quartz macrocristallins, pyramidés et en peignes du Qz3 et Qz4 résultent quant à eux d'une croissance lente, indiquant une diminution de l'apport en fluide vers les zones en ouvertures qui serait expliqué par le colmatage de la fracturation par la cristallisation de la paragenèse du stade 1.

Dans le cas des minéralisations de type « failles en cisaillement » les mécanismes de formation sont grandement différents même si la paragenèse métallique demeure assez similaire. Le premier remplissage quartzeux s'apparente à la formation d'un filon de quartz stérile, faiblement déformé (QzA) qui subit ensuite un important épisode de cataclase (stade 1) où l'impact des fluides semble faible par rapport aux processus de broyages mécaniques provoqués par les glissements le long de failles cisaillantes. Ce mécanisme semble contrôlé par un régime de pression hydrostatique moins important et permet la formation des ouvertures qui sont ensuite brutalement comblées par le quartz microcristallin (QzB) ainsi que par l'arsénopyrite et la pyrite qui cristallisent à la fin du stade 1,

à haute température entre 360-430°C (géothermomètre de l'arsénopyrite). La cataclase se produit dans un environnement purement cassant, aucun marqueur d'une déformation ductile n'a été observé. Il est supposé que son environnement de formation soit proche de celui des minéralisations précédentes. L'évolution de la caisse filonienne se poursuit vers une fracturation en régime hydrostatique dominant avec une bréchification assistée par les fluides au regard des filonnets de quartz en peignes très cristallins disposés en stockwerk dans lesquels se mettent en place les minéralisations du stade 2 et 3 (Fig. 78B). Cette étape semble similaire à celle de mise en place du type « fentes de tensions » ce qui est cohérent avec la composition chimique des minéraux comme la stibine, commune pour les 2 types de minéralisations. La paragenèse associée à la stibine (stade 3) a une chimie plus diversifiée dans les minéralisations de type « failles en cisaillement » avec du cuivre et de l'argent présents sous la forme de chalcostibite et tétraédrite.

Un stade de réouverture tardif (stade 4) de basse température (< 200 °C) est reconnu d'après sa paragenèse. Il est présent sur les 2 types de minéralisations et est rattaché à la formation des minéralisations à fer, plomb et barytine du Poitou au Lias (Marcoux et al., 1984 ; Fouquet, 1980).

L'antimoine est introduit de manière précoce dans la minéralisation sans pour autant qu'il y soit exprimé minéralogiquement. Cela pourrait signifier que les conditions de pression et température durant cette période ne sont pas propices à sa précipitation. L'or est présent dans la plupart des minéralisations du district. Il se présente sous forme d'or natif cogénétique de la stibine (stade 3 ; Fig. 77) reconnu dans les 2 types de minéralisation. Les analyses des teneurs or par LA-ICP-MS, avec un seuil de détection plus faible ont permis de mettre en évidence la présence dans le stade précoce « d'or invisible » dans le réseau cristallin de l'arsénopyrite (Cabri et al., 1989 ; Bonnemaison et Marcoux, 1990 ; Cook et Chryssoulis, 1990 ; Genkin et al., 1998 ; Cook et al., 2013 ; Large et al., 2011 ; Morey et al., 2008 ; Sung et al., 2009 ; Cathelineau et al., 1989 ; Johan et al., 1989) dans les minéralisations de la Télachère (265 ppm en moyenne), des Brouzils et de la Chardière (20,8 et 36 ppm respectivement). Notre étude semble montrer que la présence de ce métal (invisible ou visible) est systématique dans les 2 types de minéralisation du district, même dans des minéralisations comme aux Brouzils qui jusqu'à présent été considérées comme ne pas en contenir. Les minéralisations du type « failles en cisaillement » comme la Chardière présentent les plus fortes teneurs en or (> 5 g/t Au) en roche qui sont associées à la présence d'or visible (Allon, 1981). Elles montrent aussi des températures de formation plus élevées, un mécanisme de formation différent, des éléments qui pourraient expliquer pourquoi les minéralisations de type « fentes de tension » sont beaucoup moins riches en or.

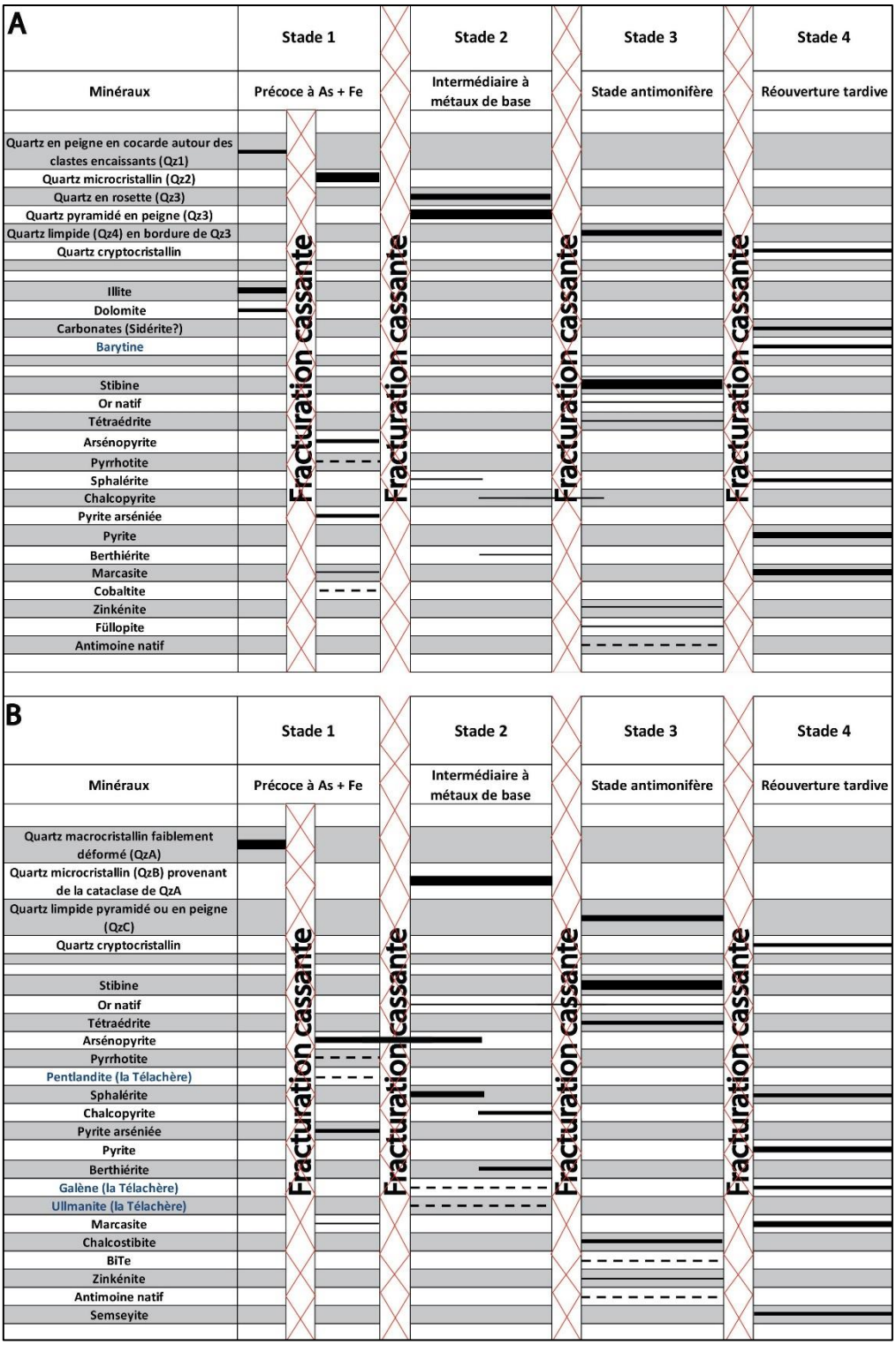


Figure 78 : A) Succession paragénétique des minéralisations filoniennes à antimoine du type « fentes de tension ». B) Succession paragénétique des minéralisations filoniennes à antimoine du type « failles en cisaillement ». Les minéraux en bleu n'ont pas été observés durant cette étude mais proviennent des descriptions de Marcoux et al. (1984).

2.7.2. Contrôle structural et âge relatif des minéralisations

Les minéralisations de type « fentes de tension » se développent soit dans les structures filoniennes orientées N20°W à N25°E comme aux Brouzils ou N80-90°E à fort pendage vers le Nord comme à la Ramée. Elles se mettent en place en contexte cassant et les stries sub-horizontales observées le long de la structure filonienne des Brouzils (Vasquez Lopez et Blouin, 1991) ainsi que les crochons (Les Brouzils et Rochetrejoux ; Fig. 46) suggèrent des mouvements principaux décrochants à faible composante normale. Un seul épisode tectonique ne peut expliquer la formation synchrone de fentes de tension d'orientation quasiment perpendiculaire entre elles (Fig. 79), même si l'ensemble de leurs caractéristiques texturales, minéralogiques et chimiques sont grandement identiques. Un modèle de mise en place en 2 stades parait être la solution la plus simple et efficace pour expliquer cette structuration, tout en étant en adéquation avec l'évolution tectonique régionale. Cette hypothèse a déjà été proposée par Marcoux et al. (1984) à laquelle il est possible de faire certaines améliorations qui sont discutées dans les paragraphes suivants. Néanmoins il faut garder à l'esprit que l'évolution tectonique de la région, au Carbonifère supérieur reste débattue et que le manque d'affleurement ne permet pas de préciser les cinématiques lors du dépôt de la minéralisation.

Le stade 1 serait contrôlé par une direction de raccourcissement maximale sub-horizontale E-W, (Z1-a dans la Fig. 79) interprétée d'après l'orientation des minéralisations. L'axe de raccourcissement Z1-a permettrait d'ouvrir sous forme de fentes de tension des structures filoniennes proches de la direction de Z1-a comme celles de la Ramée, N80-90°E. Cette direction induirait aussi l'apparition de mouvements senestres sur la faille de Secondigny. Ce type de mouvement a été rapporté par Rolin et Colchen (2001) et les auteurs l'ont estimé d'âge Westphalien (315-305 Ma) car les derniers leucogranites, syn-tectoniques, mis en place dans le granite de Mortagne sont affectés par des déformations senestres.

Le stade 2 serait caractérisé par une direction de raccourcissement maximal sub-horizontale N-S (Z1-b dans la Fig. 79), responsable de l'ouverture des structures filoniennes en fentes de tensions proches de la direction de Z1-b comme celles des Brouzils (N20°W à N25°E). Elle pourrait aussi permettre la mise en place des minéralisations de type « failles en cisaillement », le long des structures filoniennes N120-130°E comme celles de la Chardière et N130-140°E (la Véronnière), à jeu principal dextre. Dans ce stade, la minéralisation de la Télachère, de directions N40-50°E, pourrait correspondre à des failles conjuguées senestres (Fig. 79). La direction de Z1-b est cohérente avec celle responsable du principal évènement tectonique dextre reconnu sur l'ensemble de la BSCSA et dans le domaine Sud-armoricain et Ligérien (Jegouzo, 1980 ; Rollin and Colchen, 2001 ; Lemarchand

et al. 2011). D'après ces auteurs, cet évènement a eu lieu pendant le Carbonifère supérieur, entre 305-290 Ma, un âge estimé d'après le remplissage des bassins sédimentaires syntectoniques comme celui du Sillon Houiller de Vendée.

L'âge de la mise en place des minéralisations à Sb(Au) du district de Vendée peut donc être estimé entre 315 et 290 Ma. A l'échelle régionale sa mise en place serait contrôlée par un régime en décrochement. La BSCSA jouerait un rôle primordial dans la genèse de ces minéralisations en étant le drain majeur des fluides minéralisateurs, ainsi qu'en contrôlant l'ouverture du vaste système de faille d'ordre secondaire où la minéralisation se dépose.

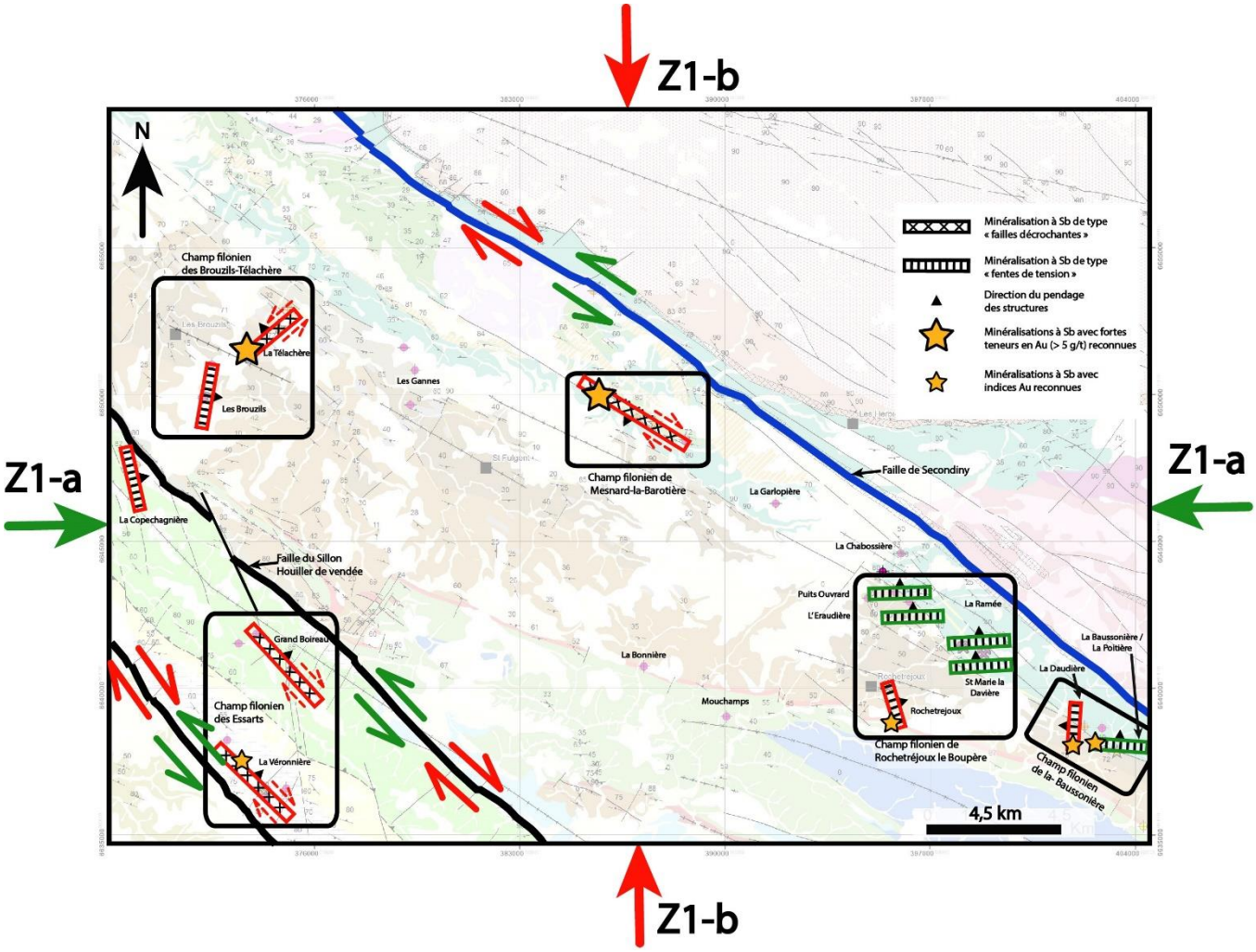


Figure 79 : Modèle structural schématique de formation des minéralisations filoniennes à Sb et Sb(Au) du district de Vendée en 2 étapes tectoniques. Z1-a correspond à l'axe de raccourcissement maximal interprété durant la mise en place des minéralisations E-W de type « fentes de tension ». Z1-b correspond à l'axe de raccourcissement maximal interprété pour la mise en place des minéralisations de type « fentes de tension » N-S et du type « failles en cisaillement ».

Chapitre III

Modélisation 3D du gisement des Brouzils

Chapitre 3 : Modélisation 3D du gisement des Brouzils

3.1. Objectifs

Sur les 4 secteurs d'étude ciblés par les travaux de thèse, le district de Vendée et en particulier le secteur des Brouzils possède un des potentiels économiques les plus attractifs du Massif-Armoricain pour l'antimoine (Audion 2012 ; Gloaguen et al., 2016 ; Angel et al., 2018). Le gisement des Brouzils fut intensément exploré entre 1977, date de sa découverte par le BRGM (géochimie multi-éléments), et 1989. L'importance des travaux historiques engagés a permis la définition de ressources qui a motivé sa mise en exploitation qui n'a extraite que sa partie superficielle avec un bilan 895 t Sb métal produite. De ce fait, les données historiques d'exploration potentiellement valorisables pour l'élaboration d'un modèle 3D du gisement ainsi que son intérêt économique sont importantes (Allon, 1981 ; Blouin, 1989 ; Le Fur et al., 1988 ; Vazquez-Lopez et Blouin, 1991). C'est pourquoi ce secteur a été choisi pour la réalisation d'une modélisation 3D.

Depuis 30 ans les paramètres technico-économiques du marché de l'antimoine ont grandement évolué et à l'heure actuelle, ce type de projet pourrait potentiellement constituer une cible économique d'intérêt pour une future exploitation. Il est acutellement possible grace aux développements de techniques modernes de modélisation 3D d'améliorer et d'affiner avec précision les estimations historiques en fonction des données économiques actuelles. Deux objectifs se dégagent de cette étude, le premier, d'aspect scientifique a pour but une meilleur connaissance de la géométrie des corps minéralisés, de ce type de minéralisation et ainsi apporter des contraintes supplémentaires sur leurs contrôles structuraux. Le second, industriel, a pour but une meilleure appréciation de l'intérêt économique de la minéralisation des Brouzils au travers de l'estimation des ressources potentielles actuallisées d'après le volume 3D des corps minéralisés, ainsi que d'aider à la détection d'extensions nouvelles.

3.2. Compilation et valorisation des données historiques

3.2.1. Données disponibles

Durant les phases successives d'exploration et d'exploitation de nombreux sondages carottés et percutants furent réalisés, ils avaient pour but de rechercher les extensions des zones riches présentes sur la structure filonienne. Le nombre total de sondages n'est pas connu car les données

relatives à la phase d'exploitation demeurent propriété de l'opérateur minier (Société Gagneraud Père et Fils) et restent donc confidentielles. Aucun sondage n'a été conservé en entier, seul des tronçons fragmentaires, d'une dizaine de centimètre des faciès minéralisés et de leurs encaissants ont été conservés. Ces carottes de sondages, réduites sont celles des sondages SC1 ; SC2 ; SC4 ; SC5 ; SC6 ; SC7 ; SC8 ; SC9 ; SC10 ; SC12 qui proviennent de la branche principale, elles sont conservées à la carothèque au BRGM d'Orléans. Les travaux miniers, open-pit et souterrains ne sont plus accessibles, mais des plans des galeries de traçages avec les teneurs ont été réalisés à l'avancement du front de taille. Les logs papiers qui décrivent les sondages (carottés et percutants) réalisés en surface ainsi que les plans miniers avec teneurs et cartes du tracé des filons proviennent de rapports publics BRGM (Allon, 1981 ; Blouin, 1989 ; Vazquez-Lopez et Blouin, 1991) et de la base de données BSS (Banque du Sous-Sol) en libre accès sur infoterre (http://infoterre.brgm.fr/viewer/MainTileForward.do).

Au total 192 logs de sondages ont été compilés, dont 37 logs de sondages carottés (Annexe 7), 155 logs de sondages percutants, type Wagon-drill (Annexe 7), ainsi que les plans miniers des 3 niveaux de galeries (-27 ; -48 ; -53) dont les informations de teneurs ont été numérisées sous la forme de 241 rainurages. Les sondages ainsi que les levés miniers ont été réalisés par les géologues du BRGM entre 1985 et fin 1990. La compilation de l'ensemble de ces données a servi à la conception du modèle 3D. Seuls 23 sondages percutants de 1990, forés depuis les galeries minières sont manquants. La longueur des sondages carottés varie entre 16,8 m et 125,85 m, alors que les percutants font en moyenne 38 m de long. Le plan de sondage reste constant sur l'ensemble de la structure, il comprend des lignes de 2 à 5 sondages percutants espacés en moyenne de 25 m. Ils sont réalisés suivant le même azimut (E-W ou NW-SE) avec un pendage moyen de 45°, malgré quelques sondages verticaux. Lors d'intersections avec des minéralisations riches, la ligne était doublée par un sondage carotté de même orientation et pendage qui avait pour but de confirmer l'impact et de préciser la puissance et la nature de la minéralisation.

Les teneurs en % Sb ont été obtenues par analyse chimique au BRGM d'Orléans sur moitié de carotte ou sur cuttings. Dans ce dernier cas l'intervalle d'échantillonnage était de 2,4 m. Pour les travaux miniers, l'estimation des teneurs était effectuée à l'avancée des fronts de taille par évaluation densimétrique de la teneur à partir de courbe d'équivalence : densité = % stibine = % Sb (Vazquez-Lopez et Blouin, 1991). A cause de la grande variabilité latérale et verticale des corps minéralisés, cette évaluation était réalisée d'après la moyenne de trois rainurages effectués perpendiculairement à la structure : proche de la couronne, en partie centrale et proche de la sole. Ces informations étaient ensuite ramenées à une traversée métrique ce qui permettait d'obtenir une teneur moyenne pour le bloc.

Il est à noter qu'aucun programme de QA/QC (Assurance de la Qualité / Contrôle de la Qualité) ne fut mis en place durant l'ensemble des travaux (forages + travaux miniers) pour le contrôle de la chaine de préparation des échantillons, ni pour vérifier le système de mesure lors de la détermination des teneurs par analyses chimiques. Néanmoins les teneurs estimées en travaux miniers ont été confrontées au bilan laverie du traitement du minerai et ont donné des teneurs qui se situaient dans la fourchette des teneurs évaluées (Vazquez-Lopez et Blouin, 1991) ce qui donne un certain degré de confiance dans la validité des teneurs obtenues lors des campagnes d'exploration.

3.2.2. Structure et harmonisation de la base de données des sondages

Pour intégrer ces données historiques et les rendre exploitables sous SIG (Système d'Information Géographique) puis par un logiciel de 3D, il a fallu classer ces données au sein d'une base de données de sondages. La saisie a été réalisée sous Microsoft Excel avant d'être importée sous Surpac©, qui fut utilisé dans le cadre de cette étude pour contrôler, modéliser en 3D et réévaluer les ressources. Dans la base de données, chaque sondage est identifié de manière unique et ses informations relatives, notamment les lithologies, ont été harmonisées.

L'architecture de la base de données a été divisée en 4 tables (Fig. 80). Les différentes informations extraites des sondages et travaux miniers ont ensuite été stockées dans des champs thématiques. Elle a été organisée comme celles habituellement utilisées pour ce type d'étude. Ce type de structuration permet une interaction directe entre le logiciel de saisie et le logiciel 3D.

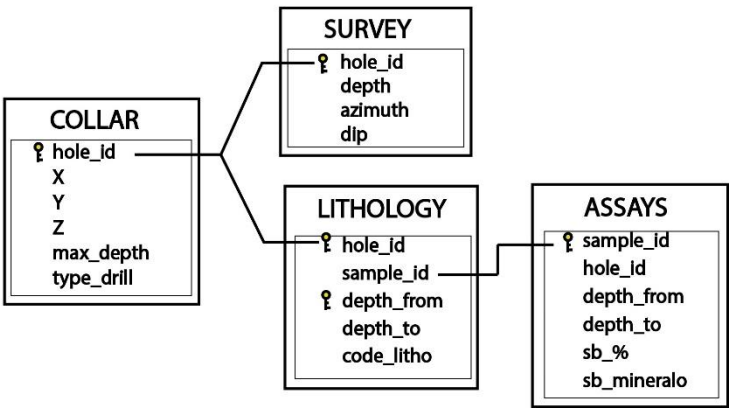


Figure 80 : Structuration des tables de la base de données des sondages.

Les 4 tables ainsi que leurs utilisations sont résumées ci-dessous :

- Table collar : elle permet d'identifier chaque sondage ou rainurage de manière unique et de les localiser dans l'espace en X, Y, Z, elle renseigne aussi sur la longueur totale des sondages et leur nature (carotté, percutant, rainurage).

- Table survey : elle détaille les caractéristiques sur la direction (azimut) et l'inclinaison (pendage) de chaque sondage, ainsi que sa profondeur d'arrêt.

Cette table sert aussi à renseigner les possibles déviations de sondage en profondeur par rapport à l'orientation initiale prévue. Aucune mesure de déviation n'a été reportée sur les logs ou rapports de sondages consultés. Cette rubrique n'a donc pas pu être renseignée, les sondages sont considérés par défaut comme n'ayant pas subis de déviation.

- Table lithology : elle rassemble les informations sur les faciès lithologiques rencontrés et leurs puissances. Les informations brutes ont été compilées par différents géologues et sont donc très hétérogènes, il a d'abord fallu les harmoniser pour éviter des interprétations erronées. L'harmonisation a aussi permis de mieux différencier les faciès sains de ceux modifiés par une altération hydrothermale liée à la minéralisation.

Les codes lithologiques harmonisés utilisés sont présentés dans le tableau 8 ci-dessous :

Rem	Remblais
Alt	Altérite
Agp	Alternance grauwacke pélite à niveaux conglomératiques
Agp-Br	Alternance grauwacke pélite à niveaux conglomératiques, brèchifiée faiblement hydrothermalisée
Mpl	Métapélite
Mpl-br	Métapélite brèchique
Gr	Grauwacke ou Grés chloriteux
Gr-Br	Grés chloriteux faiblement hydrothermalisé, très fracturé
Cong	Conglomérat

Cong-br	Conglomérat déformé
Carb	Carbonate
Qz-lait	Quartz blanc laiteux à gros grains et éclat gras
Hydro-fr	Grés ou grauwacke blanchi hydrothermalisé, fracturé et traces de stibine, faible proportion de quartz
Arg	Zone intensément argilisée
Hydro-Br-QzSb	Grés ou grauwacke blanchi hydrothermalisé recoupé par des filonnets ou un stockwerk de quartz calcédonieux à stibine
Brqz-Sb	Brèche quartzeuse composée de quartz calcédonieux à stibine et éléments de grauwacke hydrothermalisés, en faible proportion
Qz-calce-Sb	Quartz calcédonieux à stibine
Sbm	Stibine massive

Tableau 8 : Codes et description utilisé pour la table lithology

- Table Assays : elle regroupe l'ensemble des données d'analyses géochimiques en % Sb. Elle regroupe aussi les analyses minéralogiques (champ sb_mineralo) disponibles sur certains sondages percutants et exprimées en grammes de stibine par 1,4 litres de cuttings. Ces analyses représentent 28 % des données utilisées. Une courbe d'équivalence entre ces analyses et les analyses géochimique a été définie pour calculer leurs équivalences en % Sb et ainsi augmenter et harmoniser l'ensemble de la base de données.

3.3. Géométrie 3D du corps minéralisé

3.3.1. Modélisation des sondages historiques et des travaux miniers

Les plans miniers ainsi que la position des têtes de sondages ont été géoréférencés et regroupés sous le logiciel de SIG ArcGIS. Ces données ont été jointes aux résultats des prospections antérieures (anomalies de géochimie sol, géophysiques, indices minéralisés, tracés du filon en

surface), aux données géographiques (cartes topographiques IGN au 1/25 000, MNT à 50 m de résolution spatiale), ainsi qu'aux données géologiques (carte géologique BRGM au 1/50 000 de Montaigu). L'ensemble des données a été projeté dans le système de coordonnées projetées RGF 93-Lambert 93 avant d'être importé sous Surpac© pour être utilisé lors de la modélisation 3D (Fig. 81). Cette étape a aussi permis d'augmenter la précision du géoréférencement des données.

Les 3 niveaux de galeries de traçage (-27 ; -43 et -53) ont une hauteur de 3,2 m sur 2,2 m de largeur (Vazquez-Lopez et Blouin, 1991). Une fois géoréférencés, ils ont été digitalisés sous le logiciel ArcGIS. Leurs tracés ont ensuite été importés sur Surpac© pour être modélisés en 3D. Une fois replacé à leurs altitudes réelles, les tracés à la sole et au toit des 3 niveaux de galeries ont été interpolés entre eux pour être visualisé en 3D (Fig. 82). Les teneurs reportées sur les plans miniers correspondent à des échantillons de rainurages. Pour être intégrés et correctement harmonisés dans le modèle, les rainurages ont été décrits comme des sondages horizontaux de même longueur que la largeur des galeries.

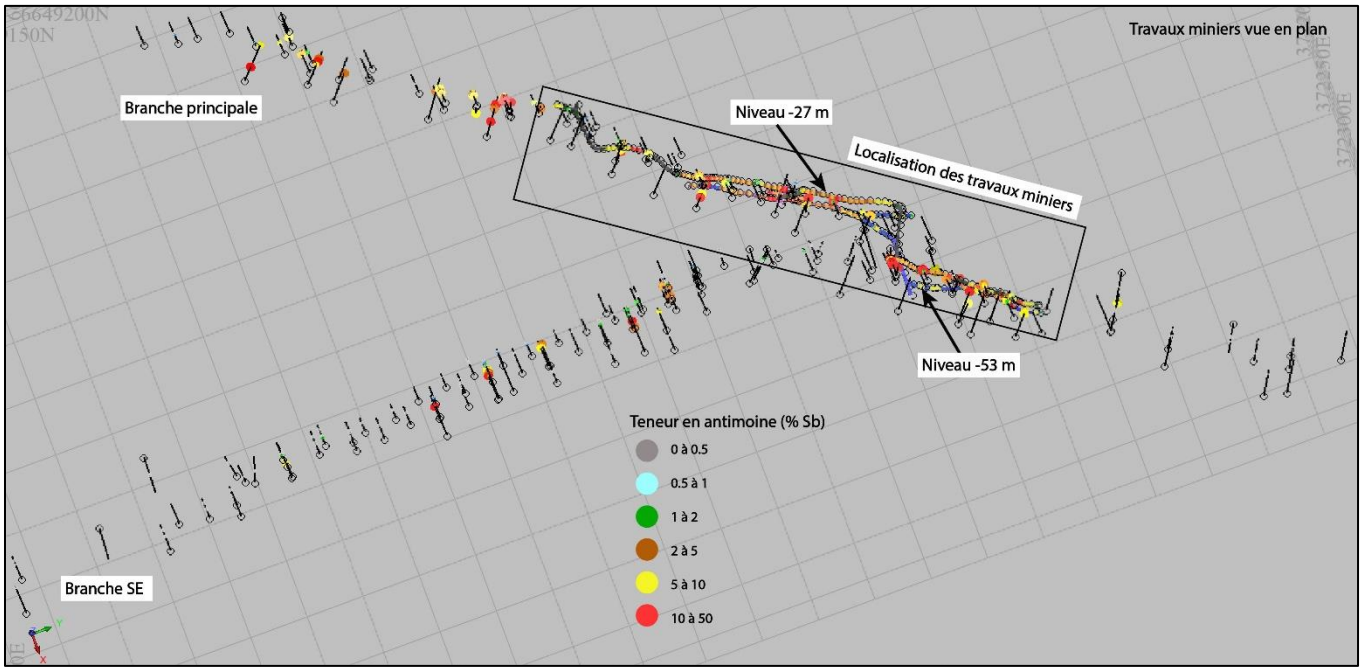


Figure 81 : Données de sondages et des travaux miniers disponibles sur les Brouzils (grille 50 x 50 m, la flèche verte notée Y symbolise la direction du Nord, la rouge notée X celle de l'Est).

3.3.2. Modélisation des corps minéralisés

La visualisation en 3D des données des sondages et des travaux miniers (Fig. 82) permet déjà de faire quelques remarques sur la géométrie de la minéralisation. Les teneurs sont organisées en

colonnes riches séparées par des zones stériles. Ces zones stériles sont associées à des changements brutaux de direction du filon ou des décalages. La branche principale est plus riche et montre des colonnes plus grandes que la branche SE (Fig. 82).

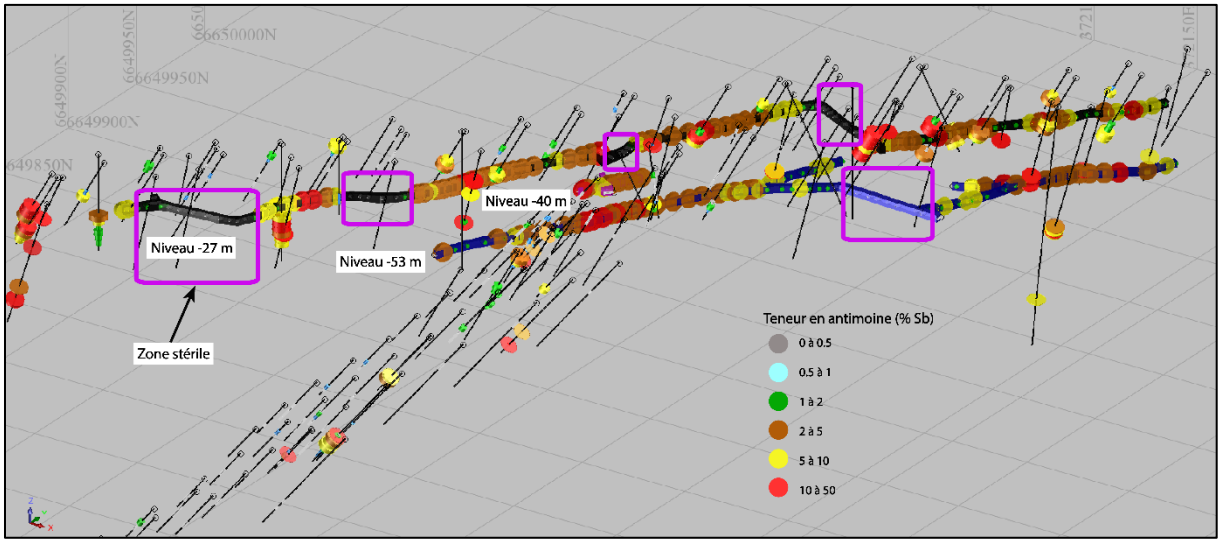


Figure 82 : Visualisation 3D des sondages historiques et des travaux miniers. Grille 50x50 m, la flèche verte notée Y symbolise la direction du Nord, la rouge notée X celle de l'Est.

L'abondance des travaux miniers réalisés et disponibles sur la branche principale permet d'avoir un niveau de connaissance plus important, impliquant de fait des résultats de la modélisation et de l'estimation des ressources plus précis, que sur la branche secondaire SE.

La géométrie complexe des zones minéralisées a nécessité la réalisation de 78 coupes sériées passant par les lignes de sondages numérisées (Fig. 83). Elles ont été vectorisées le plus rapproché possible les unes des autres pour essayer de contraindre au mieux la géométrie et le volume des corps minéralisés. L'enveloppe minéralisée ainsi délimitée comprend le minerai à faible teneur (< 2 % Sb), ainsi que le minerai à forte teneur (> 10 % Sb). Elle a aussi été guidée par les teneurs recoupées en sondages et les descriptions lithologiques. Les teneurs isolées ou trop faibles (< 100 ppm Sb) n'ont pas été prises en compte. L'interpolation entre les coupes sériées ou « wireframing » s'est faite de manière automatique sous Surpac© par triangulation. Le logiciel calcule la meilleure triangulation possible selon l'alignement de chaque section. Toutefois, dans les zones tortueuses, des corrections manuelles ont parfois été effectuées.

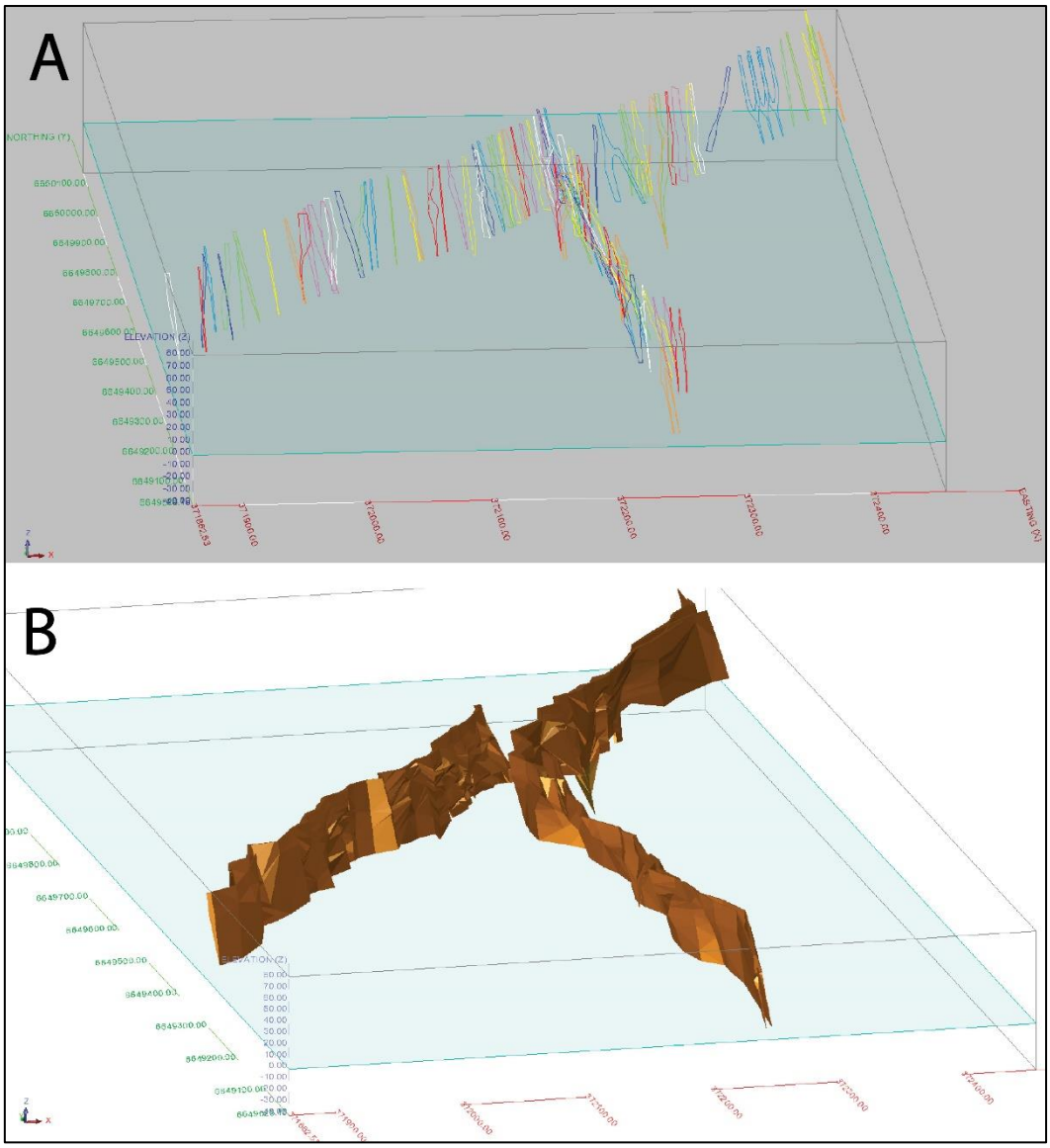


Figure 83 : A) représentation des coupes sériées effectuées. B) résultat de l'enveloppe minéralisée modélisée par interpolation des coupes sériées. La flèche verte notée Y symbolise la direction du Nord, la rouge notée X celle de l'Est.

Les solides ainsi créés ont ensuite subi un protocole de contrôle de leur validité grâce aux fonctionnalités du logiciel. Celui-ci vérifie les connexions invalides, les intersections entre les triangles et les coupes ouvertes. Le volume est validé que si l'ensemble des erreurs sont corrigées. La figure 84 montre les résultats de cette modélisation 3D (aussi appelé modèle solide). Elle montre la forte variabilité latérale et verticale des corps minéralisés ainsi que leurs fréquentes séparations en 2 structures. L'inversion de pendage dans la partie NE de la structure est elle aussi visible. La géométrie complexe s'explique aussi par la présence de 3 familles de failles tardives N150-160°E ; N120°E et N75°E qui arrêtent et/ou décalent les corps minéralisés (Fig. 84). Le passage de ces failles se matérialise par la présence de zones stériles associées à des changements brutaux de direction du filon ou des décalages. La famille N150-160°E semble majeure car elle arrête et décale plus vers l'est l'ensemble de la branche principale dans sa partie nord (Fig. 84). Le jeu des failles a été supposé en

fonction du décalage en plan des corps minéralisés et permet de mieux contraindre leurs potentielles extensions. Le rejet horizontal des structures filoniennes dû à ce système de failles est estimé entre 10 et 35 m de long. Le rejet le plus important se situe à la terminaison nord de la branche principale (faille N150-160°E).

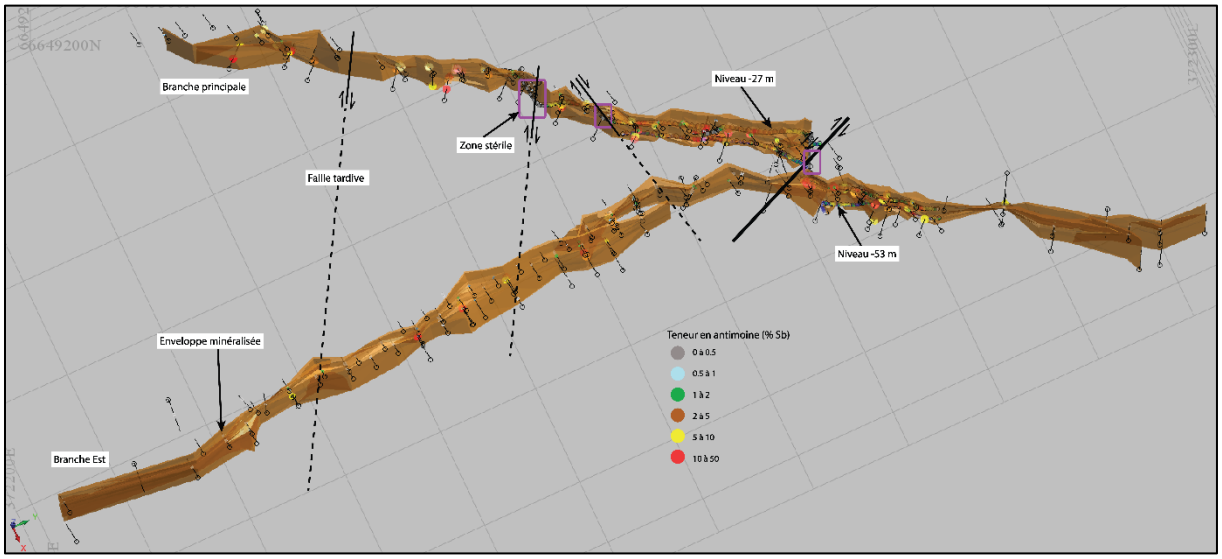


Figure 84 : Représentation 3D des corps minéralisés de la branche principale et SE avec le tracé supposé des failles tardives. Grille 100x100 m, la flèche verte notée Y symbolise la direction du Nord, la rouge notée X celle de l'Est.

3.4. Estimation actualisée des ressources

3.4.1. Introduction

Dans un premier temps, le jeu de données des teneurs en % Sb sera harmonisé et les statistiques de base pour caractériser le jeu de donnée seront calculées. L'estimation des ressources sera ensuite réalisée à partir de l'interpolation des teneurs en % Sb au sein du volume de l'enveloppe minéralisée modélisée dans la partie précédente. L'interpolation des teneurs sera basée sur des critères géostatistiques. Pour cela une étude variographique recherchera à définir les orientations des axes principaux de continuité de la minéralisation qui servira à établir un ellipsoïde d'anisotropie des données permettant de calculer la continuité de la minéralisation en 3D, suivant les caractéristiques des axes majeur, semi-majeur et mineur de ce dernier. Cela permettra enfin de donner une idée sur l'ordre de grandeur du tonnage et de la teneur potentiellement valorisable au sein des volumes des corps minéralisés définis précédemment, mais aussi de montrer comment s'organise les teneurs en antimoine en 3D.

3.4.2. Harmonisation des données et étude variographique

Les contraintes variographiques ont été réalisées à partir des analyses en % Sb. Dans un premier temps il a fallu normaliser la longueur des passes analysées, un fichier d'analyses composites, avec un pas de 50 cm a été choisi pour découper et normaliser les analyses géochimiques sur chaque sondage. La méthode « best fit » a été utilisée pour ajuster plus précisément le pas par rapport à la longueur du sondage. Sur ce principe les 691 passes analysées ont été subdivisées en une population de 2278 passes analysées.

La distribution des teneurs montre des valeurs très importantes (> 20 % Sb), qui ne sont pas représentatives du set de données. Ces valeurs sont qualifiées de valeurs « pépites » ou « outliers » et peuvent fausser les résultats de l'étude géostatistique et des calculs de ressources. Pour harmoniser les données et diminuer l'influence des outliers, une valeur de « topcut » a été appliquée au jeu de données. Cette valeur correspond à la valeur de teneur à partir de laquelle la fréquence cumulée n'augmente plus. Elle est fixée, graphiquement, à 18 % Sb, cela signifie qu'à partir de cette valeur, les analyses supérieures seront ramenées à la valeur du topcut.

L'histogramme de distribution a ensuite était tracé (Fig. 85). Il ne montre pas une répartition des valeurs suivant une loi log-normal mais plutôt selon une loi exponentielle. Les paramètres statistiques de base ont été calculés, les valeurs de teneurs se répartissent entre 0,01 % Sb et 18 % Sb avec une teneur moyenne de 3,22 % Sb et un écart type de 3,88 % Sb, 53 % des valeurs sont ≤ 1,5 % Sb. L'histogramme et la courbe de fréquence cumulée montrent également que les valeurs en antimoine se répartissent suivant 3 populations (Fig. 85) : i) 0-2,5 % Sb, ii) 2,5-7 % Sb et iii) > 7 % Sb. Ces 3 populations de teneurs se rapprochent de la classification faite sur les minerais lors de l'exploitation qui était la suivante (Vazquez-Lopez et Blouin, 1991) : < 2 % → minerai pauvre ; de 2 à 5 % → minerai moyen ; > 5 → minerai riche expédié à la laverie.

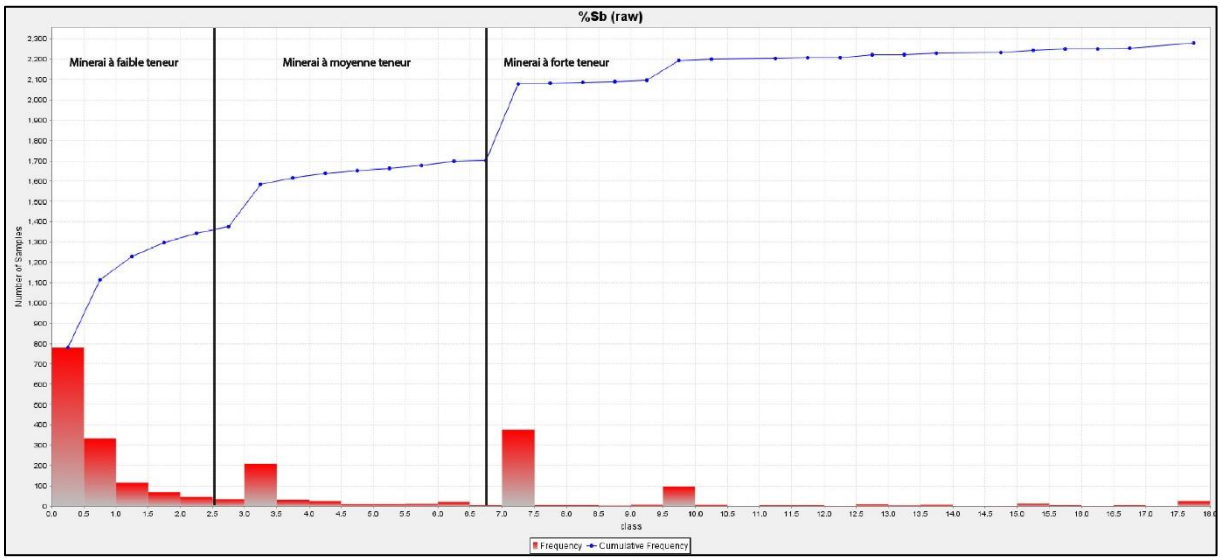


Figure 85 : Histogramme et courbe de fréquence cumulée de la répartition des teneurs en % Sb du fichier composite de la base de données des Brouzils avec un « topcut » à 18 % Sb.

D'après les faciès observés sur le terrain et l'abondance de stibine, les faciès d'encaissants hydrothermalisés, brèchifiés et stockwerks de quartz à stibine correspondraient bien au minerai pauvre 0-2,5 % Sb, alors que les faciès de brèches filoniennes ou de filons de quartz calcédonieux à stibine seraient eux du minerai moyen ou riche.

L'étude variographique a été réalisée sur le fichier des analyses composites, elle a été contrainte par les critères géologiques, notamment structuraux, ainsi que par le plan de sondage. Comme la branche principale dispose de plus de données et qu'elle montre un potentiel économique plus important que la branche SE, ses caractéristiques structurales ont été appliquées au modèle variographique : direction principale de continuité selon l'orientation N35°E ; 70°SE et aucune contrainte de pitch n'a été ajoutée. Le variogramme calculé pour ces données a pu être modélisé par un variogramme expérimental sphérique (Fig. 86). Le maximum de continuité a été obtenue suivant la direction N35°E, ce qui est cohérent avec les informations géologiques. La portée a été établie à 27 m. Cela indique qu'au-delà de cette distance, les valeurs ne sont plus corrélables entre elles et qu'elles n'obéissent plus à des lois statistiques. La portée définie est suffisante par rapport aux dimensions de l'objet géologique modélisé (un peu plus d'un kilomètre de long sur 400 m de large). La distance moyenne entre les lignes de sondages est de 25 m, ce qui est proche de la portée. Par ailleurs les analyses des rainurages, qui représentent 35 % des données, sont quant à elles espacées en moyenne tous les 10 m. Au regard de la répartition spatiale de l'ensemble des données, la portée calculée semble adaptée et cette valeur est retenue pour la suite de la modélisation.

Figure 86 : Variogramme expérimental retenu pour le set de données suivant l'axe majeur de continuité géologique N35°E.

D'après l'étude variographique, pour la représentation de l'ellipsoïde d'anisotropie des données (Annexe 8), la meilleure portée pour le rayon de recherche lors de l'interpolation a été calculée à 27 m, le rapport de l'axe majeur sur le semi majeur est de 2,018 et le rapport axe majeur sur axe mineur est de 6,27.

3.4.3. Création du modèle de bloc

Pour prendre en compte au mieux la grande variabilité locale des teneurs et affiner l'interpolation, un modèle de bloc a été réalisé. L'enveloppe des corps minéralisés a été subdivisée en cubes élémentaires dont les attributs sont identiques au sein de chaque bloc (Fig. 87). C'est à partir de ce modèle que seront réestimées les ressources. Ses paramètres ont été définis afin de représenter au mieux le volume de l'enveloppe minéralisée : Z = 4 m, Y = 2 m, X = 4 m. Les cubes ainsi créés sont éventuellement redécoupés automatiquement en sous bloc afin de mieux tenir compte de la géométrie de l'enveloppe. Il a aussi été choisi de ne pas prendre en compte les blocs qui ne sont pas entièrement contenus dans l'enveloppe minéralisée afin de ne pas surestimer le volume minéralisé.

Le volume du corps minéralisé modélisé dans le modèle solide (interpolation des coupes sériées) est de 394 805 m^3. Celui approché par le modèle de bloc est de 395 453 m^3. Le volume

estimé ainsi que la géométrie suivant les 2 méthodes sont proches (Fig. 87) et valident les paramètres du modèle de bloc, utilisés pour la réestimation des ressources.

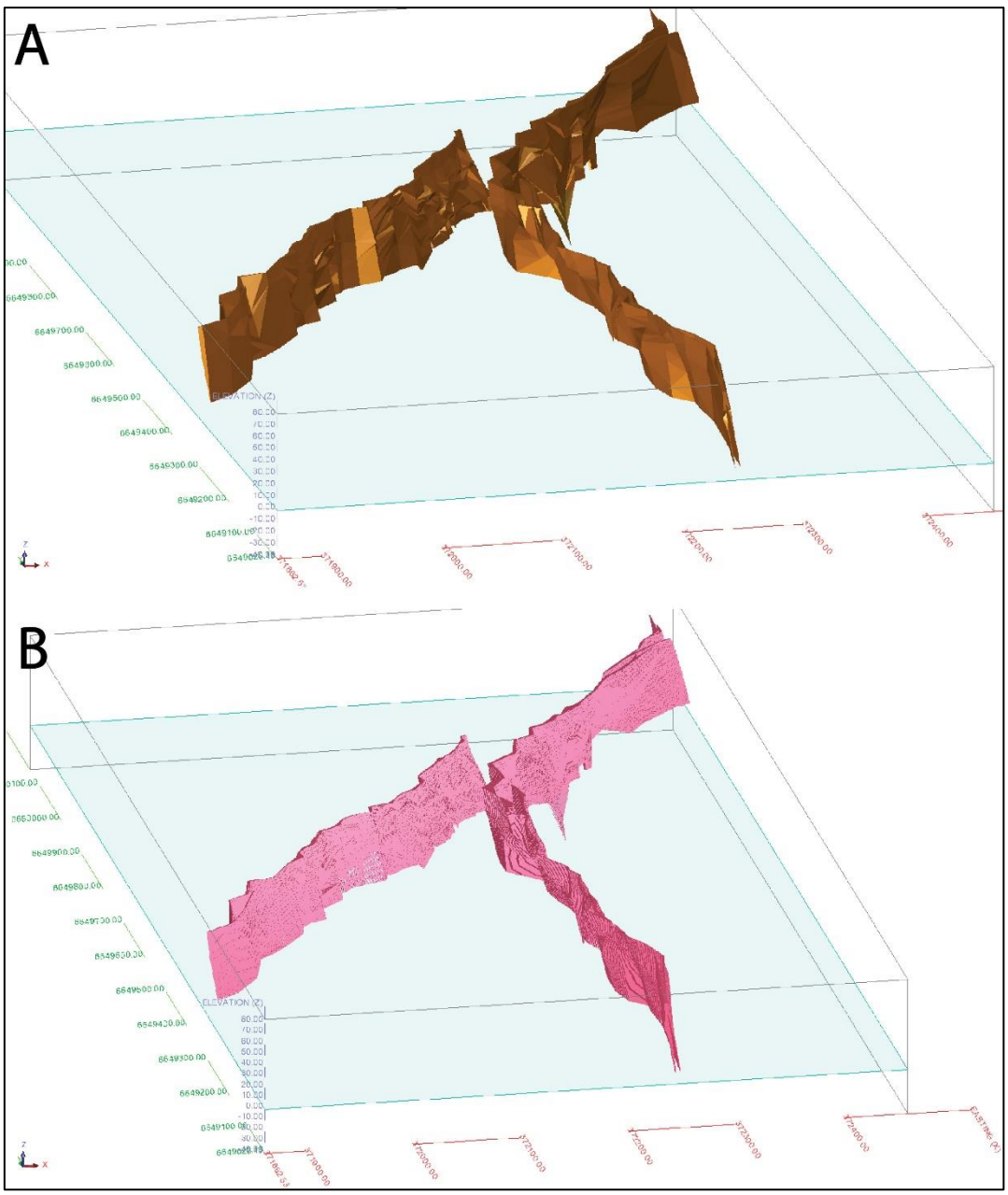


Figure 87 : Comparaison de la géométrie entre le modèle solide (A) et le modèle de blocs (B). La flèche verte notée Y symbolise la direction du Nord, la rouge notée X celle de l'Est.

3.4.4. Nouvelle estimation des ressources

L'ellipsoïde ainsi que le modèle de variogramme définis ont été utilisés pour l'interpolation des teneurs en % Sb dans chaque bloc, afin de rendre compte de l'évolution de la teneur en 3D et

réévaluer les ressources (Fig. 88). Le rayon de recherche maximal a été paramétré à 200 m en horizontal et 150 m en vertical.

Le long de la structure filonienne, la minéralisation se répartit en colonnes de minerai moyen à riche (> 1,5 % Sb) entrecoupées de zones pauvres (< 1,5 % Sb) ou stériles. 9 colonnes ont ainsi pu être mises en évidence, dont les plus riches sont situées sur la branche principale (Fig. 88). La dimension des colonnes varie entre 25 m de longueur pour la colonne C et 120 m pour la colonne D, avec une continuité verticale sur plus ou moins 50 m de profondeur. La modélisation ne met pas en évidence d'indice sur la possible présence de colonnes minéralisées dans la continuité directe de celles déjà connues et notamment dans la partie nord de la structure principale. La coupe réalisée dans la zone la plus riche du gisement, entre la colonne A et la colonne B (Fig. 88), indique que les zones riches ont tendance à se pincer en profondeur autour de 60 m à l'aplomb de celles-ci. Néanmoins, il apparait qu'elles ne sont pas contenues dans le même plan mais possèdent un angle de plongement (pitch) différent du pendage de la structure filonienne. Le plongement en profondeur des colonnes riches suit donc un angle compris entre 50 et 80°SW (Fig. 88). Cela signifie que pour suivre leurs extensions en profondeur, il conviendrait de les rechercher suivant la direction de ce pitch et non directement à l'aplomb de celles-ci. Les 9 colonnes demeurent ouvertes en aval-pendage, augmentant le potentiel de découverte de nouvelles colonnes minéralisées et donc de ressources additionnelles.

Deux méthodes d'interpolation ont été utilisées pour estimer la teneur dans chaque bloc, i) krigeage ordinaire (KO), et ii) inverse de la distance au carré (IDW) afin de définir la meilleure méthode à appliquer. Du point de vue de l'interpolation des teneurs, les géométries sont sensiblement similaires. Les 9 colonnes minéralisées sont correctement modélisées, le pitch vers le SW est néanmoins moins prononcé avec la méthode de l'IDW qui a tendance à modéliser des géométries plus arrondies que le KO. Pour l'estimation des ressources, les valeurs obtenues par les 2 méthodes se situent dans les mêmes gammes de valeurs (Table. 9), et confirme la méthodologie employée. Toutefois, le KO est une méthode réputée plus robuste que l'IDW car ses paramètres sont mieux contraints grâce à l'étude variographique. Cette méthode est donc retenue pour la réestimation des ressources.

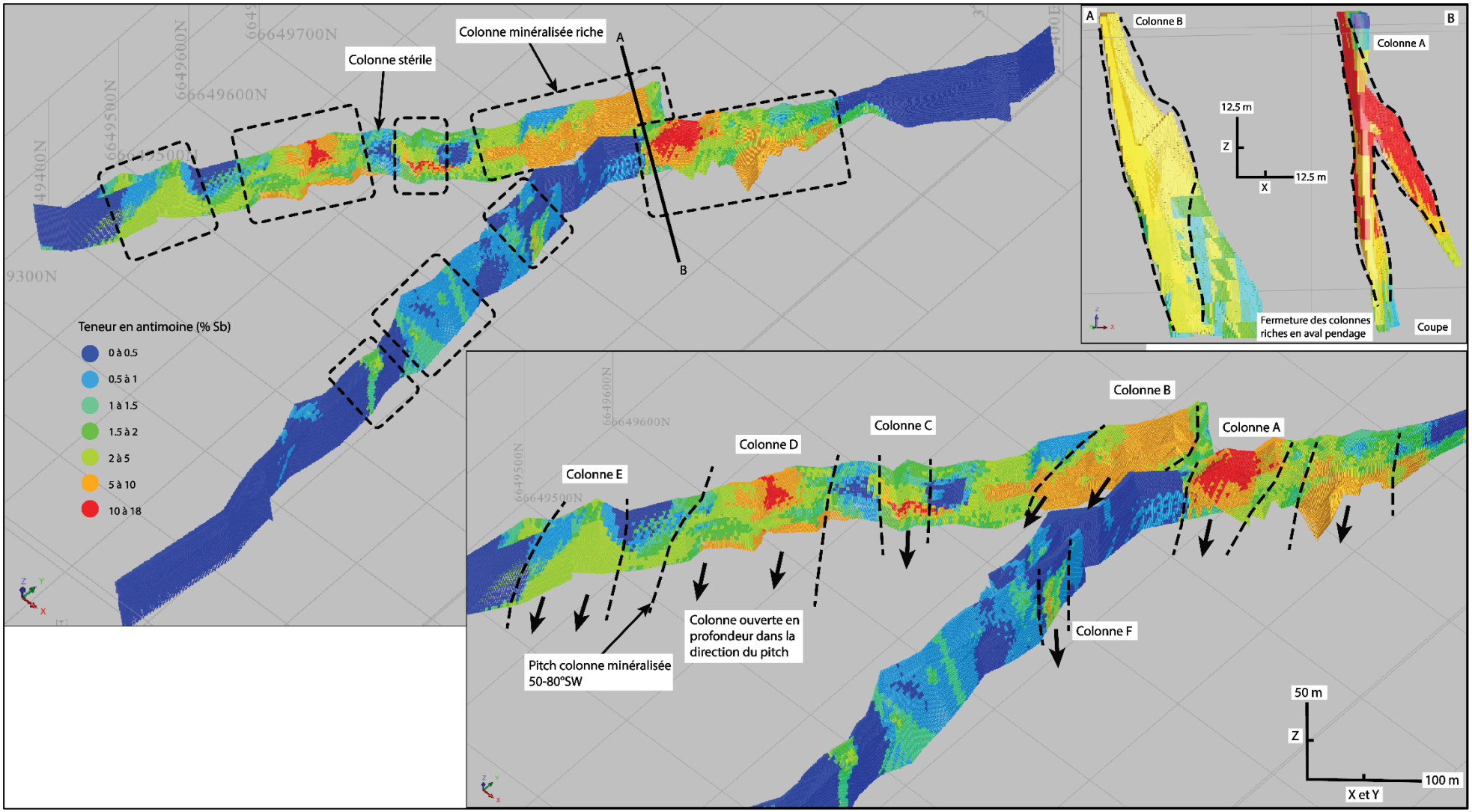

Colonne minéralisée riche
Colonne stérile
A
B
66649700N
66649600N
66649500N
Teneur en antimoine (% Sb)
0 à 0.5
0.5 à 1
1 à 1.5
1.5 à 2
2 à 5
5 à 10
10 à 18
Colonne B
Colonne A
12.5 m
Z
X
12.5 m
Fermeture des colonnes riches en aval pendage
Coupe
Colonne B
Colonne C
Colonne D
Colonne A
Colonne E
Colonne F
Colonne ouverte en profondeur dans la direction du pitch
Pitch colonne minéralisée 50-80°SW
50 m
Z
100 m
X et Y

Figure 88 : Représentation 3D des teneurs en % Sb interpolées par krigeage ordinaire dans le modèle de bloc avec visualisation des colonnes minéralisés et d'une coupe au sein de la colonne A-B. La flèche verte notée Y symbolise la direction du Nord, la rouge notée X celle de l'Est.

Le rapport de ressource permet de synthétiser les paramètres issus de l'interpolation des teneurs dans les volumes des corps minéralisés modélisés. Les volumes estimés sont de 278 907 m^3 pour la branche principale et de 115 898 m^3 pour la banche SE. L'enveloppe ainsi créée prend en compte l'ensemble du minerai riche et pauvre. Pour le calcul du tonnage de minerai une densité de 2,8 a été appliquée à l'ensemble du volume en accord avec les mesures de densité du minerai réalisées lors des travaux souterrains (Vazquez-Lopez et Blouin, 1991). Le tonnage total de minerai réestimé sans cut-off (la teneur de coupure) est de 1 107 269 t de minerai @ 1,95 % Sb, ce qui représente 21 575 t Sb métal en prenant en compte la totalité de la gamme des teneurs.

La courbe tonnage / teneur déduite de la modélisation (Fig. 89 ; Table. 9) renseigne sur l'influence du cut-off sur le tonnage de minerai exploitable, ainsi que sa teneur associée qui est fixée en fonction des paramètres économiques. En reprenant les paramètres de l'estimation historique définis par Vazquez-Lopez et Blouin (1991), à savoir un cut-off à 2 % Sb, l'estimation actuelle prévoit un tonnage minerai de 338 866 t @ 5,35 % Sb soit 18 144 t de Sb métal. Cette nouvelle estimation est nettement supérieure à l'estimation historique qui prévoyait 138 000 t @ 6,7 % Sb de minerai (9 246 t Sb métal) dans la branche principale, auxquels s'ajoutaient 13 587 t @ 4,6 % Sb (625 t Sb métal) dans la branche SE, soit au total 9 871 t Sb métal (Vazquez-Lopez et Blouin, 1991). Le choix du cut-off est déterminant pour de future étude de préfaisabilité, car la prise en compte ou non du minerai de faible teneur (0-2 % Sb) rajoute ou enlève des réserves d'antimoine significatives (plus ou moins 3 431 t Sb métal).

Cut off (%Sb)	Tonnage minerai (t)	Teneur moyenne (% Sb)	Tonnage Sb métal (t) interpolation par KO	Tonnage Sb métal (t) interpolation par IDW	Différence tonnage métal Sb entre KO et IDW
0	1 107 269	1.95	21 575	21 332	-243
1	465 834	4.30	20 035	19 839	-197
2	338 866	5.35	18 144	17 972	-172
3	248 964	6.41	15 950	15 956	6
4	204 830	7.05	14 432	14 083	-349
5	170 363	7.56	12 881	12 591	-290
6	127 013	8.25	10 484	10 900	417
7	93 470	8.89	8 307	8 959	652
8	56 274	9.80	5 517	5 867	350
9	33 648	10.73	3 610	4 018	409
10	20 754	11.49	2 385	2 949	564

Tableau 9 : Synthèse des valeurs ayant servis à la réalisation de la courbe tonnage/teneur.

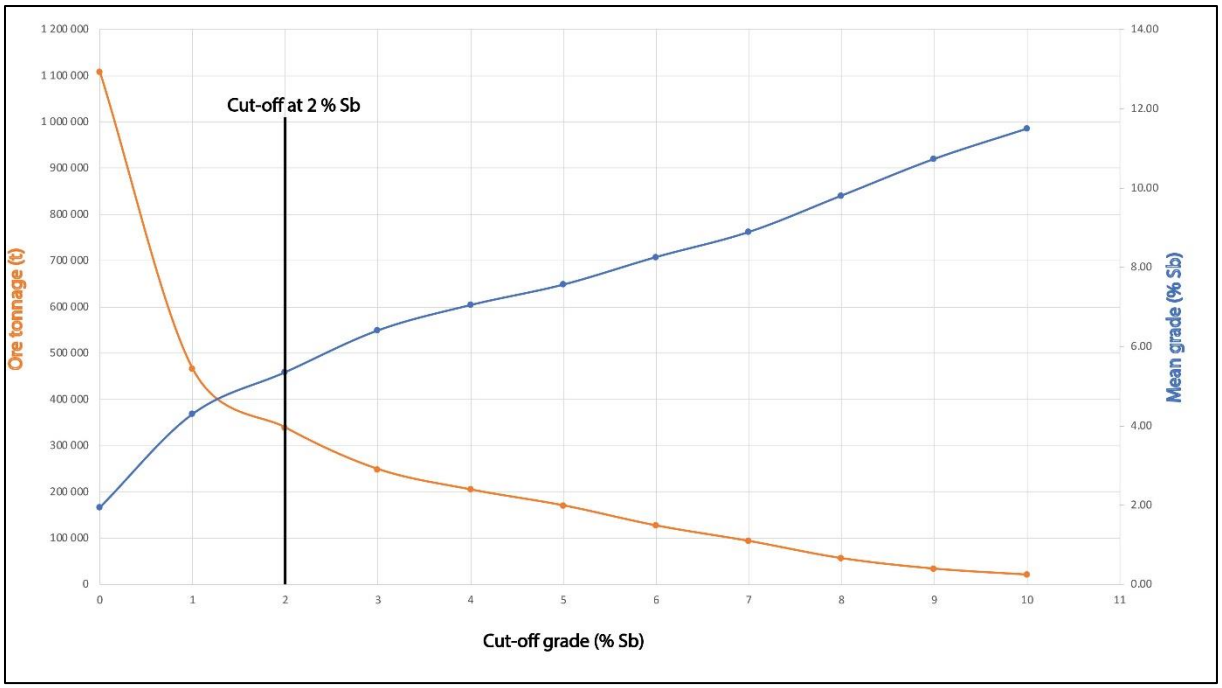


Figure 89 : Courbe tonnage/teneur du gisement des Brouzils obtenue d'après la réestimation des ressources.

3.5. Synthèse et perspectives économiques

La présente réévaluation des ressources potentielles, à l'aide d'outils modernes de modélisation 3D et de méthodes géostatistiques, est basée sur les données historiques disponibles à ce jour, sur les connaissances géologiques du gisement et le contexte géologique. Elle a permis de mieux contraindre la géométrie de la minéralisation pour ce type de gisement. Elle correspond à une succession de lentilles riches dont l'extension latérale varie entre 25 m et 120 m, entrecoupées de zones stériles de 50 à 80 m d'extension latérale (branche principale). Ce type de morphologie est couramment observée dans les gisements de type filonien à antimoine, à or (type or orogénique) ou dans les filons à tungstène et/ou étain de type péri-granitique. Les zones stériles correspondent au passage de failles tardives (N150-160°E ; N120°E et N75°E), dont les cinématiques sont supposées dextres. Elles arrêtent et/ou décalent les corps minéralisés avec un rejet latérale pouvant aller jusqu'à 35 m. Ces failles sont importantes pour comprendre la géométrie actuelle du gisement et ses possibles extensions.

Il a aussi été montré que les 9 colonnes minéralisées sont ouvertes en aval-pendage, l'allongement vertical des colonnes est contrôlé par un pitch de 50-80° SW qu'il convient de suivre pour trouver leur prolongement en profondeur. Les facteurs contrôlant ce pitch restent encore à éclaircir. Les travaux historiques ont montré que la nature de l'encaissant joue un rôle important

dans le degré d'ouverture de la structure filonienne qui serait, bien développé et plus continue dans les grauwackes massifs que dans les lithologies schisteuses (géométrie en pinch and swell ?). Ces contacts lithologiques pourraient avoir guidé la mise en place de la minéralisation. Les mesures de stratification et schistosité disponibles sur le secteur (Fig. 91) montrent qu'elles sont très proches l'une de l'autre (S0-1) et semblent contredire cette hypothèse. Elles ont une direction NW-SE constante et ne montrent qu'un faible pendage de 20-35° vers le SW qui est insuffisant pour expliquer le pitch élevé des colonnes.

La nouvelle estimation a permis de quasiment doubler le potentiel théorique en antimoine du gisement des Brouzils par rapport aux estimations historiques, avec un potentiel de l'ordre de 338 866 t de minerai @ 5,35 % Sb équivalent à 18 144 t de Sb métal en reprenant la valeur historique du cut-off de 2 % Sb. Après soustraction du tonnage en Sb métal déjà exploité (895 t Sb métal), les ressources en terre estimées seraient de l'ordre de 17 249 t Sb métal contenues dans la tranche des 80 premiers mètres et réparties sur une structure d'un peu plus d'un kilomètre de long. Ces travaux permettent de classer les Brouzils en tête des projets miniers français pour l'antimoine. Cette augmentation est en grande partie due au fait que l'estimation réalisée dans cette étude a aussi pris en compte les faibles teneurs (entre 0,01 et 1,5 % Sb) ce qui n'avait pas était le cas lors de l'évaluation historique. Il est difficile d'évaluer avec précision ce que pourrait être le cut-off actuel car cela demanderait une étude plus poussée. Par analogie avec des gisements actuellement en exploitation et par rapport à l'augmentation du cours de l'antimoine, il est possible qu'il puisse être abaissé. Cela permettrait la prise en compte du minerai à faible teneur, qui correspond au faciès d'encaissant hydrothermalisé, brèchifié et stockwerk de quartz à stibine, lors de futures campagnes d'exploration et des futures estimations de ressources plus détaillées. Sa prise en compte permettrait d'ajouter un volume important de minerai potentiellement valorisable. L'interpolation de l'ensemble du gisement a été dicté par les caractéristiques structurales de la branche principale. Pour améliorer cette estimation il serait judicieux de refaire la méthodologie séparément sur chacune des branches afin de respecter au mieux les caractéristiques structurales propres à chacune. Cette étude n'a pas été réalisée par manque de temps.

Il convient de préciser que l'estimation effectuée est une estimation de ressources potentielles et non un calcul de ressources détaillées. Elle représente une hypothèse de travail basée sur l'interprétation des documents historiques et des connaissances géologiques disponibles à ce jour, et à ce titre ne possède pas une valeur absolue. Cette estimation intervient en début du cycle d'exploration est a pour but de faire un état des lieux des potentialités économiques de ce projet, ainsi que d'améliorer la connaissance sur le gisement pour de futurs travaux d'exploration ou d'estimation plus détaillés. Par ailleurs ces ressources peuvent être classées dans la catégorie des

ressources inférées suivant les normes sur la certification des ressources et réserves (norme NI-43-101 du code canadien ou australien JORC) communément admise par la communauté internationale. Le facteur limitant étant l'absence de mise en place d'un protocole de QA/QC moderne lors des campagnes d'exploration dont proviennent les données utilisées. Par ailleurs, aux vues de la forte variabilité des teneurs, la maille de sondage ne semble pas optimale pour contraindre avec précision l'évolution des teneurs sur ce type de gisement, ce qui a soulevé des incertitudes au cours de l'étude variographique (portée calculée proche de celle de la maille de sondage utilisée) et donc par conséquence sur l'estimation des ressources. Par conséquent, les ressources définies dans cette étude ne pourront donc pas intervenir, à ce stade, dans un calcul de réserve qui prend en compte seulement les ressources dites « mesurées » et « indiquées » qui possèdent un degré de certitude plus élevé.

Le couple tonnage / teneur réestimé a pu être comparé avec celui d'autres projets en cours d'exploration ou d'exploitation de gisements à Sb de type filonien, comparables d'un point de vue morphologique (Fig. 90). Le gisement des Brouzils possède un tonnage faible comparé aux autres projets, mais se classe parmi les plus riches en teneur. Il se place devant des projets actuels d'exploration (Lake-Georges, Goynuk), mais aussi devant des gisements appartenant à de grands districts antimonifères comme celui de Costerfield en Australie, et renforçant l'intérêt pour ce sujet. A cela il convient d'ajouter que les ressources des Brouzils sont estimées sur les 80 premiers mètres de profondeur, alors que les mines actives de la province de Murchison (Afrique du Sud) comme Gravelotte, Athens, Beta et Monarch (Fig. 90) sont exploitées au-delà de 1 km de profondeur. Ces considérations ainsi que l'ouverture des colonnes en aval pendage sont des arguments forts qui confirment la continuité au-delà de 100 m de profondeur de la minéralisation, augmentant significativement son potentiel économique. L'importante anomalie Sb (> 10 à 50 ppm Sb) de plus d'1,5 km de long dans les sols situés au nord du gisement (Fig. 91), jusqu'au lieu dénommé la Guère, laisse supposer la présence de colonnes minéralisées en profondeur encore inconnues dans cette zone. Si ces hypothèses sont confirmées lors de la campagne d'exploration, cela pourrait contribuer à augmenter considérablement le potentiel économique du gisement des Brouzils pour le faire entrer dans la catégorie des gisements de classe mondiale (> 30 000 t Sb métal), ce qui en ferait une cible très attractive sur le plan international. La présence de métaux valorisables comme l'or peut aussi faire augmenter significativement la valeur économique du gisement.

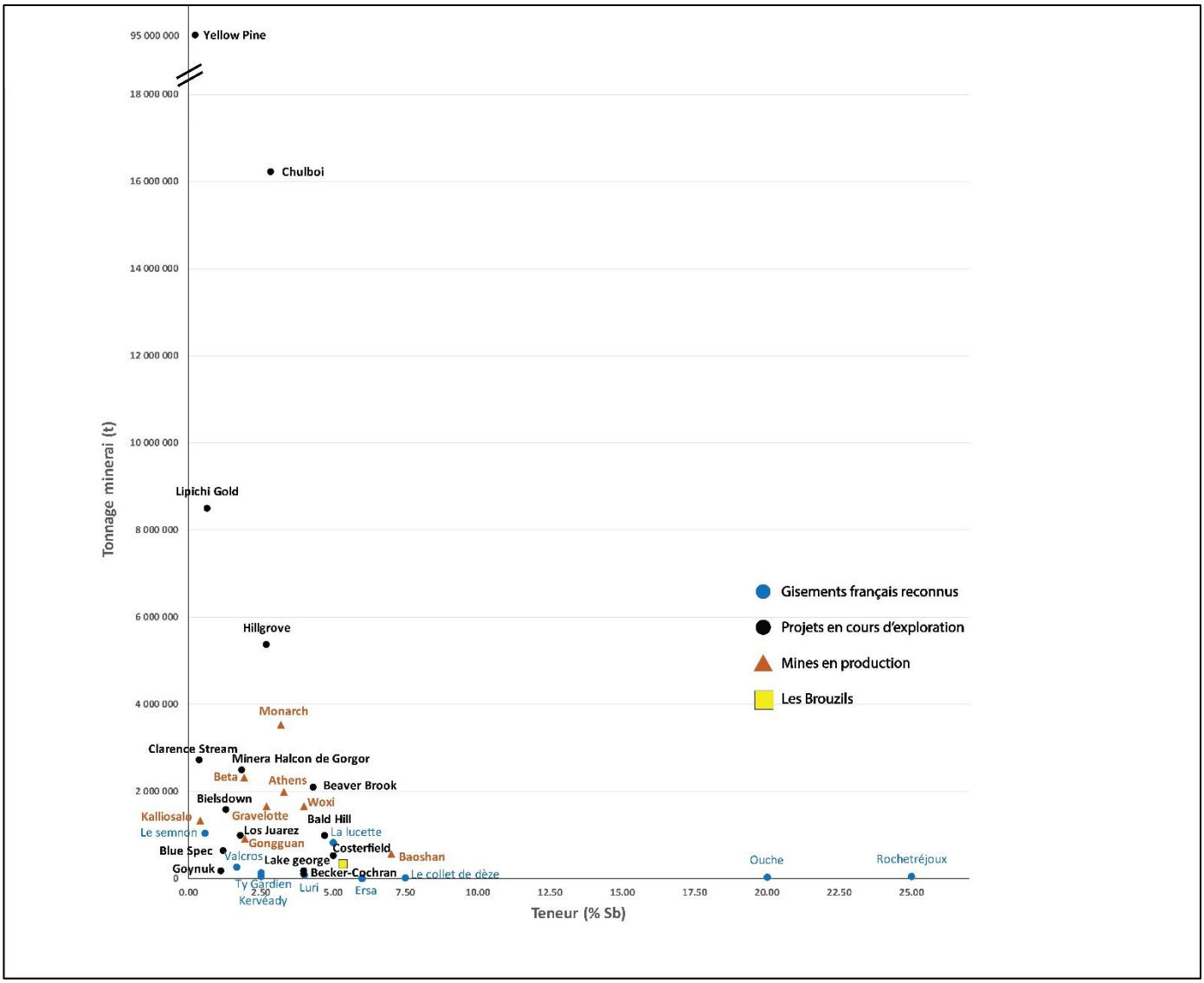


Figure 90 : Graphique tonnage en fonction de la teneur de quelques projets d'exploration et mines actives de type gisement à antimoine filonien et comparaison avec les Brouzils (données provenant des sites des compagnies minières).

Des travaux d'exploration par sondages profonds apparaissent nécessaires pour mieux contraindre la géométrie des corps minéralisés, évaluer leurs continuités notamment en profondeur et valider avec un meilleur degré de confiance la présente estimation des ressources. En parallèle l'exploration tactique (géochimie sol au bedrock et méthodes géophysiques type résistivité ou VLF) de la zone nord du gisement permettrait de mieux évaluer les potentielles extensions latérales dans cette zone, ainsi que la relation géométrique et structurale avec les indices et le gîtes à Sb(Au) de la Télachère situés à 2 km au NE dans le prolongement de la Branche principale des Brouzils (Fig. 91).

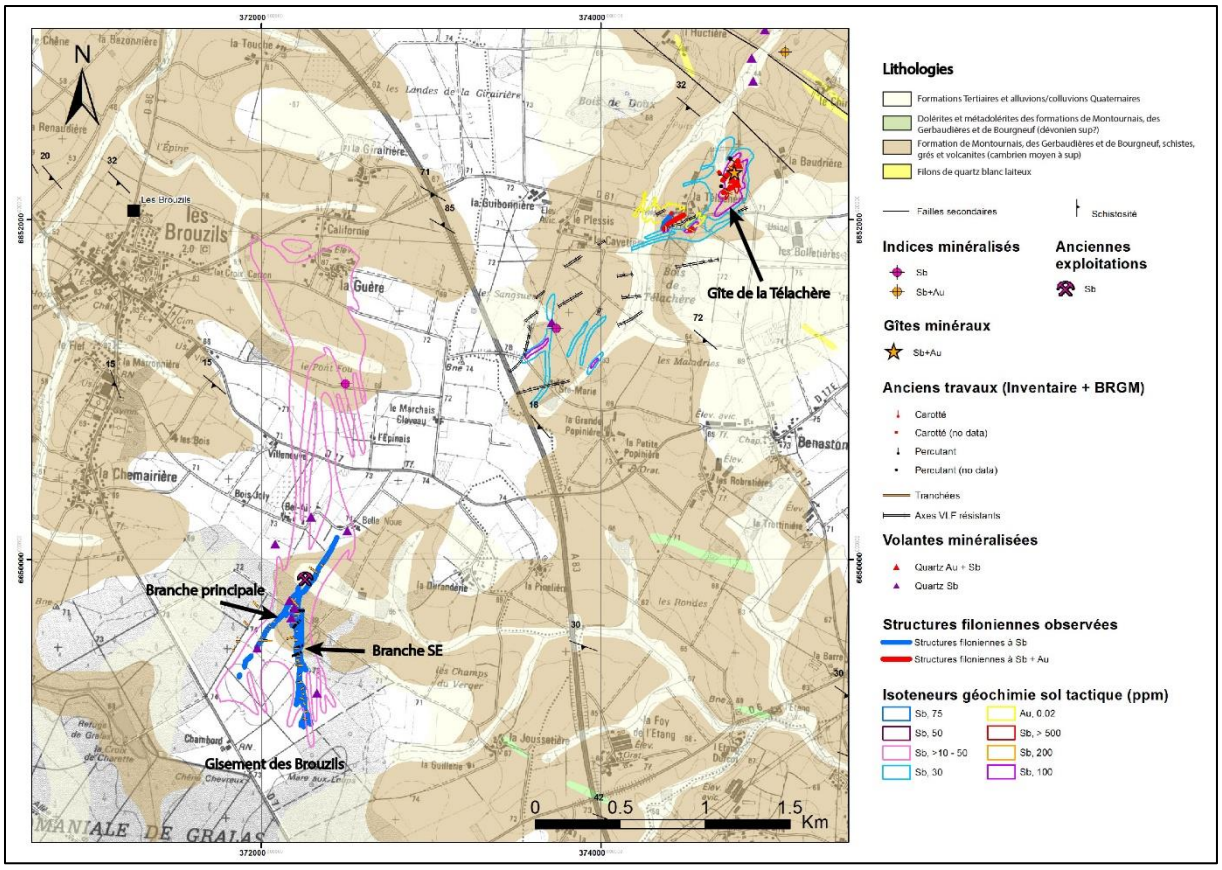


Figure 91 : Carte de synthèse des travaux d'exploration et des indices minéralisés du secteur des Brouzils.

Chapitre IV

Le district à or et antimoine de La Bellière (Massif armoricain) : ses processus métallogéniques et sa place dans l'architecture varisque

Chapitre 4. Le district à Au et Sb de la Bellière (Massif armoricain) : un modèle d'évolution en deux étapes contrôlé par la tectonique décrochante varisque

Le district aurifère de La Bellière dans le domaine Ligérien du massif Armoricain est le troisième plus important district français en termes de production. Il se compose de structures filoniennes de quartz aurifères voisines d'un réseau complexe de structures filoniennes à Sb qui se mettent en place dans des métasédiments néoprotérozoïques appartenant à la Nappe de Mauges. De nouvelles données structurales, ainsi que des analyses minéralogiques, texturales et géochimiques ont été réalisées pour contraindre le modèle métallogénique, le replacer dans l'histoire Varisque et clarifier les relations Au et Sb. Nos résultats sont en faveur d'un évènement hydrothermal en deux étapes avec un évènement précoce aurifère à forte profondeur suivi par un évènement tardif à Sb mis en place à plus faible profondeur. La minéralisation aurifère est portée par des filons de quartz disposés le long de failles N60°E à N90°E décrochantes senestres. Elle montre une évolution paragénétique en quatre stades : 1) un remplissage filonien précoce de quartz stérile, 2) un assemblage à arsénopyrite-pyrite avec de la scheelite en faible proportion, 3) la cristallisation d'une paragenèse à or et métaux de base sulfurés après une étape de déformation ductile/cassante, et 4) un stade tardif et cassant associé à un assemblage à pyrite-carbonate. Ces résultats confirment une évolution continue à partir d'une mise en place à des niveaux profonds de croute (12 à 9 km) vers des niveaux plus superficiels (7 à < 5 km), avec un changement brutal des conditions P / T qui a conduit au dépôt de l'or (stage 2), et qui est contrôlé par un mécanisme de valve-sismique. Au contraire, les minéralisations à Sb se développent dans des filons en ouverture, portés par un système de failles décrochantes conjuguées N20°W à N20°E, structuré en un modèle de Riedel contrôlé par une zone de cisaillement N130-140°E régionale dextre, en lien avec le Cisaillement Sud-armoricain. Une mise en place en deux stades est reconnue, le premier consiste en un assemblage précoce à pyrite-arsénopyrite dans un quartz microcristallin, suivi par un évènement tardif à stibine formé après le dépôt d'un quartz géodique. Les textures de quartz indiquent une mise en place à faible profondeur (< 5 km) avec un mécanisme de formation des filons de type « suction-pump ». Chronologiquement, les minéralisations aurifères apparaissent liées à une direction de raccourcissement maximale NE-SW différente de celle du champ de déformation responsable des grands cisaillements dextres armoricains durant le Carbonifère supérieur. Ainsi un âge Viséen est proposé pour la formation des filons aurifères. Les caractéristiques globales de la minéralisation aurifère sont proches de celles des gisements d'or orogénique « mésozonal » européens. Inversement, les minéralisations à Sb sont générées lors d'un raccourcissement N-S d'âge

Carbonifère supérieur. L'évènement à Sb, distinct temporellement de l'évènement aurifère plus précoce pourrait s'apparenter aux gisements d'or orogénique de type «épizonal » Il est proposé que l'événement « Or 300 » du Carbonifère supérieur n'est pas l'unique période métallogénique favorable aux dépôts aurifères, dans les domaines varisques français. Notre étude met en évidence l'importance d'un régime en décrochement pour le piégeage des minéralisations en or et en Sb au cours de l'évolution tardive de l'orogenèse Varisque, et en particulier de l'importance des décrochements senestres pour la métallogénèse de l'or dans le domaine ligérien.

The la Bellière gold and antimony district (French Armorican Massif): a two-stage evolution model controlled by Variscan strike-slip tectonic

Florent Cheval-Garabedian[1-3], Michel Faure[1], Eric Marcoux[1], Jérome Gouin[2], Maxime Picault[2]

1: Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 7327-CNRS/Université d'Orléans/BRGM, 1A Rue de la Férollerie 45071 Orléans Cedex 2, France

2: Variscan Mines, 10 rue Léonard-de-Vinci, 45074 Orléans Cedex 2

3: E-Mines, 10 allée de l'Ecole, 09600 Dun, France

Abstract

The La Bellière gold district, in the Ligerian domain of the Armorican Massif is the third one of France in term of production. It shows gold-bearing quartz veins neighboring with a complex network of Sb veins, hosted in the Neoproterozoic metasedimentary basement of the Mauges Nappe. New structural data, mineralogical, textural and geochemical analyses have been carried out to clarify the gold and Sb veins relationships and constrain a metallogenic model. Our results favor of two-step hydrothermal event with an early deep-seated gold event followed by a late shallower Sb event. The gold-bearing quartz veins are hosted by N60°E to N90°E sinistral strike-slip faults. These veins exhibit a four-stage paragenesis: 1) early barren quartz filling, 2) arsenopyrite-pyrite with minor scheelite assemblage, 3) gold and base metal sulfides crystallized after a ductile/brittle deformation stage, and 4) pyrite-carbonate coeval with a late brittle stage. These results support a continuous evolution model from a deep emplacement level (12 to 9 km) to a shallow one (7 to < 5 km) with a brutal change in the P/T conditions that triggered the deposition of gold (stage 2) controlled by a seismic-valve mechanism. On the contrary, Sb veins correspond to open space vein types, hosted in a N20°W to N20°E conjugated strike-slip fault network arranged in a Riedel shear model controlled by N130-140°E regional dextral strike-slip shear zone associated to the South Armorican Shear Zone system. A two-stage evolution is recognized, the first one consists of early pyrite-arsenopyrite with

microcrystalline quartz, followed by a late stibnite stage formed after geodic quartz deposition. Quartz texture argues for a shallow emplacement (< 5 km) of veins controlled by a suction-pump mechanism. Chronologically, the gold vein opening complies with a NE-SW maximum shortening direction different from the late-Variscan stress field responsible for the dextral Armorican shear zone during late Carboniferous. Thus, a Visean age is proposed for the formation of gold veins. The overall features of gold deposits are close to those of mesozonal orogenic gold deposits in Europe. Conversely, Sb-bearing veins are generated by a N-S shortening in the late Carboniferous. The Sb event, distinct in time from the earlier gold one, might correspond to the so-called “epizonal” type in the orogenic gold model. It is proposed that the Late Carboniferous “Or 300” event is not the unique metallogenic period for gold deposition in the French Variscan domain. Our study highlights the importance of the strike-slip shearing for the development of gold and Sb mineralization during the Variscan evolution in the Armorican Massif. Furthermore, it emphasizes the role of the Visean sinistral strike-slip shearing in the gold metallogenesis of the Ligerian domain.

Keywords. Orogenic gold; Sb mineralization; La Bellière district; Or300 hydrothermal event; Armorican Massif, Structural control, Variscan metallogeny

4.1. Introduction

Gold and antimony (Sb) quartz vein-type deposits are recognized and mined since Antiquity in the European Variscan orogen. They are widespread in the Bohemian Massif (Zacharias et al., 2009; Nemec and Zacharias, 2018), Rhenish Massif, and Saxothuringian zone in Germany (Dill, 1985; Wagner and Cook, 2000), Iberian Massif (Gumiel and Arribas 1987; Neiva et al., 2008), French Massif Central and Armorican Massif (Périchaud 1980; Bril and Beaufort, 1989; Chauris and Marcoux, 1994; Bellot et al., 2003; Bouchot et al., 2005), Slovakian Western Carpathians (Chovan et al., 1995, 1998). Most of them were formed during the late and post-orogenic extensional phases of the orogeny. They display a clear structural control in relation to regional strike-slip and normal faults (Wagner and Cook 2000; Bellot et al., 2003; Bouchot et al., 2005; Neiva et al., 2008). Most of gold deposits can be classified as orogenic gold type deposits (Robert et al., 1997; Groves et al., 1998, 2003; Bierlein and Crowe, 2000; Goldfarb et al., 2005). However, some of them better fit with the intrusion-related gold deposit type (Zacharias et al., 2014). According to the same authors, the Variscan Sb deposits correspond to shallow quartz veins systems postdating the orogenic gold deposits.

The French Massif Central, which displays the most important gold reserves in France, has been studied since more than thirty years (e.g. Touray et al., 1989; Boiron et al., 1990, 2003; Bonnemaison and Marcoux, 1990; Bril et al., 1994; Marignac and Cuney, 1999; Charonnat et al., 1999; Nicaud, 2001; Bouchot et al. 2000, 2005; Chauvet et al., 2012). These authors interpreted the formation of gold and Sb-bearing veins as the result of a progressive evolution of a single hydrothermal event in which Sb was formed after the gold stage. In the Armorican Massif, the geological constraints on gold and Sb deposits are still rare, and restrained to the la Lucette Sb-Au district (Serment, 1978), Le Semnon Sb-Au district (Pochon et al., 2018), and the Quimper Sb district (Fouquet 1980; Fig. 92), all located in Central- and North-Armorican domains, and to the Vendée Sb-Au district (Marcoux et al., 1984; Bailly et al., 2000) in the South-Armorican domain. Gold and Sb deposits are considered to be formed during a large-scale hydrothermal event developed between 305-300 Ma in the French Massif Central (Marignac and Cuney, 1999; Bouchot et al., 2000, 2005 and enclosed references), and around 360 Ma (Pochon et al., 2018) in the Central-Armorican Massif. In the Ligerian domain and South-Armorican Domain, the genetic process of gold and Sb deposition, and the understanding of the spatial association of these two elements remain poorly constrained. This study focusses on the La Bellière gold district, hosted in the Neoproterozoic metasedimentary rocks of the Variscan Mauges Nappe of the Variscan Armorican Massif (Ballèvre et al., 2009; Figs. 92, 93). This district shows a peculiar context with gold-bearing quartz veins neighboring with a complex network of Sb veins gold. This district represents the major gold district in the Armorican Massif according to its economic potential (Bouchot et al., 1997).

This paper presents the structural control of the gold and Sb quartz veins, the mineralogical and geochemical features that allow us to decipher relationships between gold and Sb mineralizations, and the veins formation mechanisms. Their paragenetic evolution, the nature of hydrothermal fluids responsible of the ore deposition, and their timing during the late stage of the Variscan orogeny are discussed.

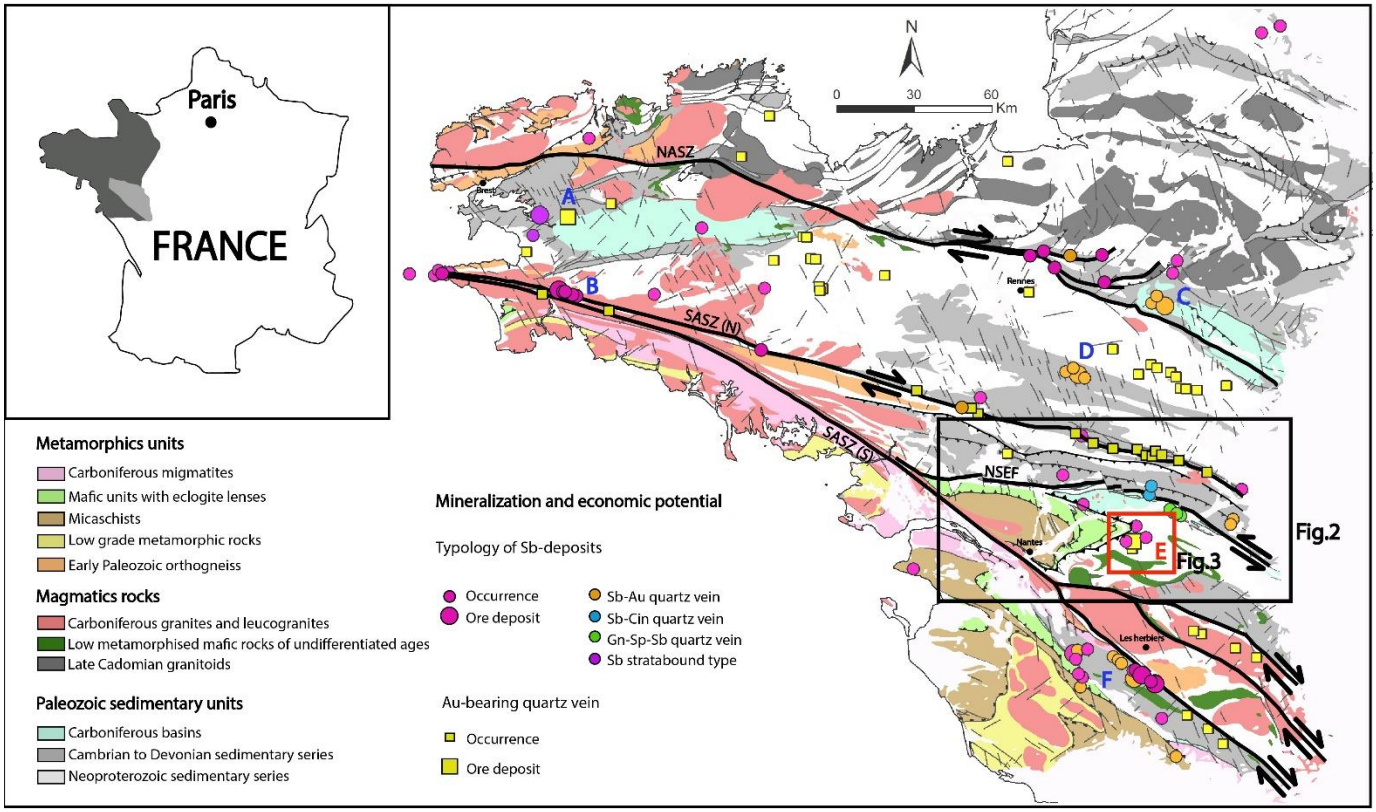


Figure 92 : Simplified geological map of the Armorican Massif (modified from Chantraine et al., 1996) with the location of Sb and Au occurrences and deposits (modified from Chauris and Marcoux, 1994). NASZ: North-Armorican Shear Zone; SASZ (N) and SASZ (S): northern and southern branches of the South-Armorican Shear Zone, respectively; NSEF: Nort-sur-Erdre Fault; A: Lopérec district; B: Quimper district; C: La Lucette district; D: Le Semnon district; E: La Bellière district; F: Vendée district.

4.2. Regional geological background

4.2.1. The Armorican Massif

With Iberian Massif, the Armorican Massif forms the westernmost part of the European Variscan belt that results from a continental collision between Gondwana and Laurussia plates during the late Devonian and Carboniferous. The Variscan orogeny ended during the late Carboniferous (Gzhelian) around 300 Ma (Matte, 1986; Faure et al., 2005; Ballèvre et al., 2009). From the geodynamic and paleogeographic points of view, the Armorican Massif (MA in the following) is subdivided from north to south into the Léon, North-, Central-, and South-Armorican domains that corresponds to four continental masses (Fig. 92, Faure et al., 2005, 2008; Ballèvre et al., 2009). The Nort-sur-Erdre fault that separates the last two domains represents the Devonian eo-Variscan suture. Furthermore, the MA is split by crustal-scale Late Carboniferous dextral strike-slip faults namely, the North, and South branches of the South Armorican Shear Zone, and the North Armorican Shear Zone (Jégouzo, 1980). The dextral motion of these crustal-scale strike-slip shear zones was coeval with the

emplacement of late syntectonic plutons, like the Questembert granite dated at ca 316 Ma (Ar-Ar on muscovite; Tartèse et al., 2011), or the Mortagne pluton (Cuney et al., 2001) formed by partial melting of metasediments (Tartèse and Boulvais, 2010).

4.2.2. The Ligerian domain

The Ligerian domain corresponds to the area located on both sides of the Nort-sur-Erdre eo-Variscan suture (Fig. 93). South of the suture, it consists of a stack of Variscan nappes (Fig. 93, Marchand et al., 1969a and b; Cogné, 1974; Marchand et al., 1981; Lardeux and Cavet, 1994; Wyns et al., 1998a and b; Cartier and Faure, 2004; Faure et al., 2008; Ballèvre et al., 2009). From bottom to top, the following units are recognized. The Mauves-sur-Loire Unit consists of metagreywackes and metapelites metamorphosed under greenschist facies conditions. The overlying Champtoceaux Complex is a tectonic imbrication of paragneiss, orthogneiss with lenses of fine-grained eclogites frequently retrogressed into amphibolites, and migmatite (Marchand et al., 1981; Ballèvre et al. 2009). These foliated rocks experienced a high-pressure metamorphism well preserved in the mafic protoliths. Quartz-feldspar rich protoliths of the Champtoceaux Complex are commonly melted as migmatites (Faure et al., 2008; Pitra et al., 2010). Monazite from the migmatite that yields chemical U-Th-Pb age of 387 ± 6 Ma, is interpreted as a result of the exhumation of high-pressure rocks (Cocherie et al. 2005), a second migmatitization event is also recorded between 340-330 Ma (Pitra et al., 2010). The overlying Drain Unit consists of mafic rocks (basalts, volcanoclastitese, gabbros), ultramafic, and siliceous rocks. These rocks are interpreted as Variscan ophiolitic remnants. Conversely to the Champtoceaux complex, the rocks of the Drain Unit were metamorphosed under amphibolite facies conditions only. The uppermost unit, or Mauges Nappe, is formed by a 4-5 km thick Neoproterozoic greywacke and pelite series metamorphosed and foliated during the Neoproterozoic Cadomian orogeny. The Neoproterozoic rocks are unconformably overlain by a Cambrian to Ordovician sedimentary and volcanic series (Blaise et al. 1970; Wyns and Le Metour 1983; Wyns et al., 1998a and b). The Mauges Nappe is folded as an E-W regional antiform (Cogné, 1974).

The Nort-sur-Erdre suture was firstly reworked as a sinistral strike-slip fault that controlled the Tournaisian to Visean opening of the Ancenis pull-apart basin (Diot, 1980; Rolet, 1984; Lardeux and Cavet, 1994; Cartier and Faure, 2004). Moreover, this fault has been reactivated in a dextral motion during the Gzhelian (ex-Stephanian; Diot, 1980; Lemarchand et al.,2012). To the South, the south

branch of the South Armorican Shear Zone is the southern boundary of the stack of nappes along which the Late Carboniferous two mica Mortagne granitic pluton emplaced (Jegouzo, 1980). Muscovite from the La Pommeraie leucogranite yields $^{40}Ar/^{39}Ar$ Visean ages at 337-336 Ma (located in Fig. 93A; Gumiaux et al., 2004). The stack of nappes is folded in an E-W striking upright anticline, probably coeval with the dextral movement of the South Armorican Shear Zone (Bitri et al., 2003). The Late Carboniferous magmatism is also represented in this area by the Chemillé two mica granite located in the eastern part of the Mauges Nappe and inferred of late Carboniferous age (Wyns and Hottin, 1992). Its western extension to the South of the Beaupréau town (Fig. 93A) is inferred by gravimetric anomaly (Martelet et al., 2009).

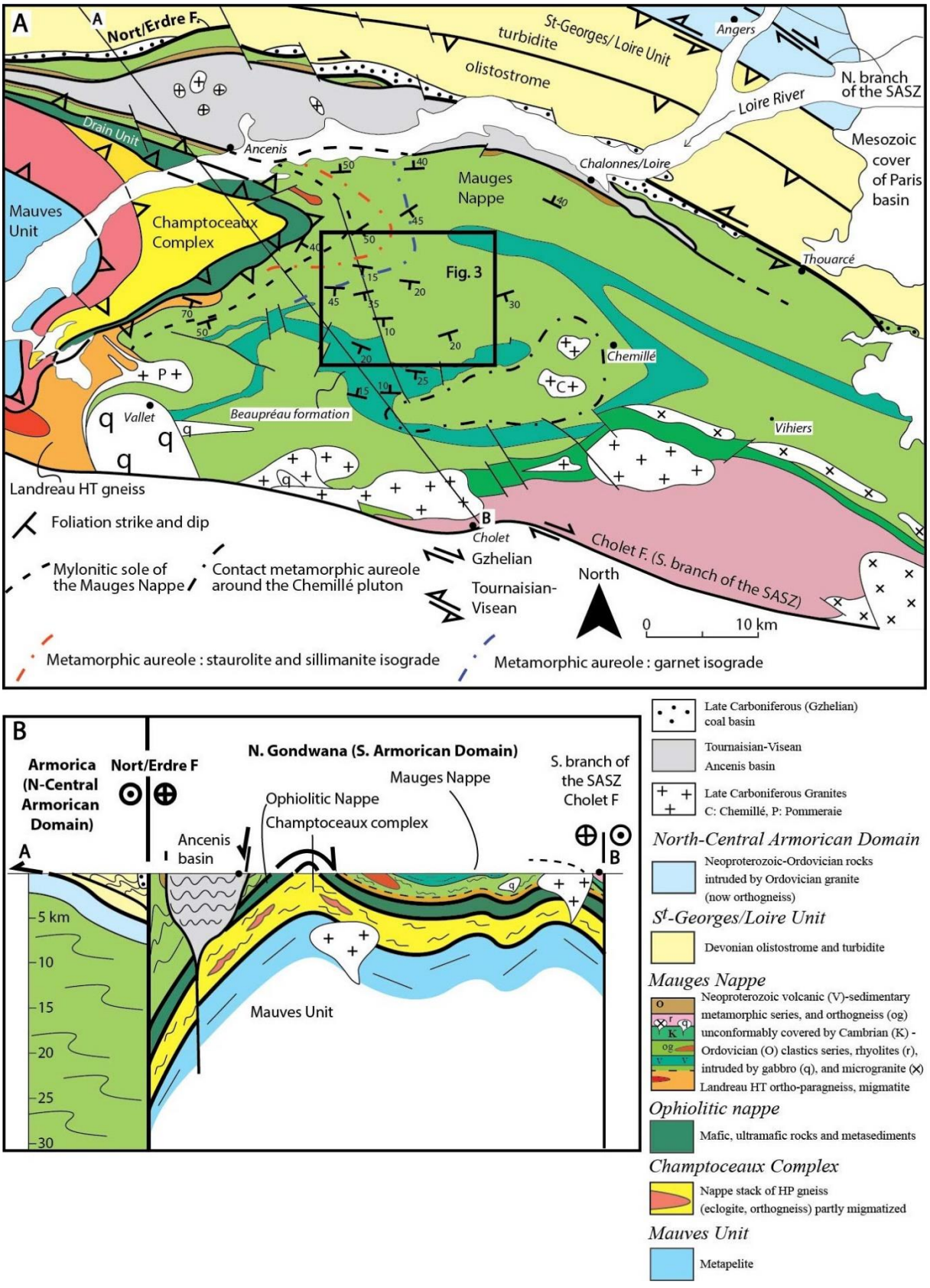


Figure 93 : (A) Geological and structural map of the Ligerian domain with location of the study area (Fig. 94). P: La Pommeraie 2 micas granite, C: Chemillé 2 micas granite. (B) NW-SE cross section of the Ligerian domain showing the structural relationships between the North-and-Central Armorican Domain and the South-Armorican Domain. The Mauges Nappe is the uppermost tectonic unit in the South-Armorican nappe stack.

4.2.3. Geological settings of the La Bellière ore district

Geology of the Mauges Nappe

The La Bellière ore field (Fig. 94A) is hosted within an alternation of metagreywackes and metapelites belonging to the Mauges Nappe. The Neoproterozoic mafic volcanic and volcanic-sedimentary rocks (called the Beaupréau formation), intercalated in the greywacke-pelite sedimentary series, form the southern boundary of the ore field. The Beaupréau formation geometrically overlies the metagreywacke from which it is separated by a graphite-rich black shale unit showing some iron cap covering some pyrite and pyrrhotite occurrences. The northern boundary of the ore field corresponds to the metapegmatite dyke field of La Boissière-sur-Evre supposed to be of Ordovician age (Wyns and Le Métour, 1983). In the ore district, the Cadomian regional foliation of the host rocks strikes N80-120°E, and dips 10 to 50° to the south (Fig. 94B). Thus, these deposits lay on the southern limb of a N100E-N115E striking, km-sized late Variscan Mauges antiform. A crenulation lineation develops parallel to the antiform axis.

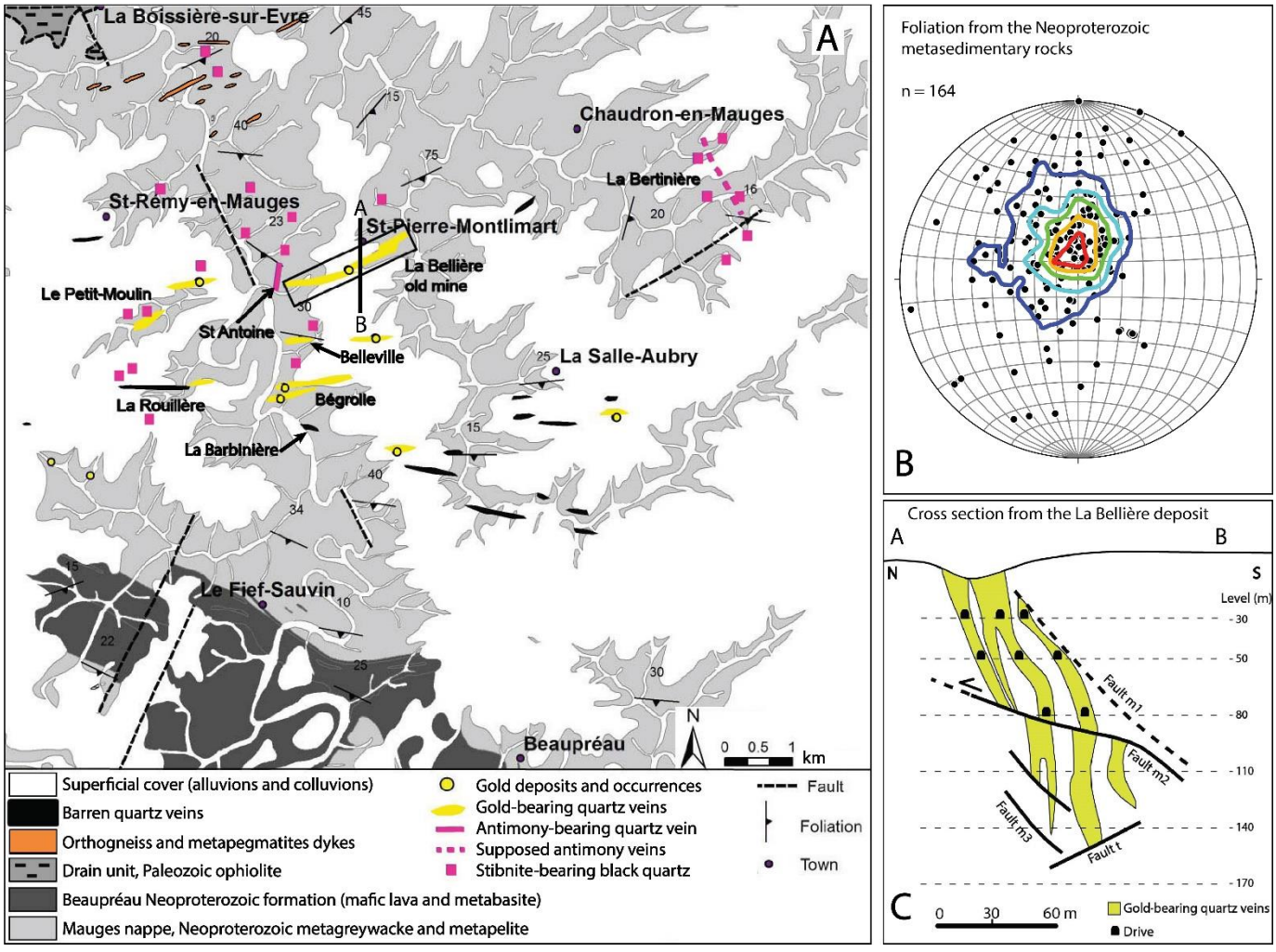


Figure 94 : (A) Local geological map of the la Bellière district in the Mauges Nappe with the main gold and antimony veins and occurrences (modified from Wyns et al., 1998a,1998b). (B) Stereogram (lower hemisphere projection) of the poles of the regional foliation (Fo) in the Neoproterozoic alternation of metagraywacke and metapelite with the density contours per 1% area, n: number of measurements. (C) North-South cross section across the la Bellière deposit showing the geometry of the gold bearing quartz vein, and the late faults crosscuting the gold mineralization (modified from Sevensma, 1942).

The Mauges Nappe experienced three metamorphic events. i) A greenschist facies one, well developed in the mafic volcanic Beaupréau formation, and also in the surrounding terrigenous rocks (south of S^{t}-Pierre-Montlimart). ii) It is overprinted to the W-NW by a medium pressure/medium temperature (MP/MT) event, characterized by staurolite, garnet, and locally kyanite. iii) Close to La Rouillère (Fig. 94), biotite and andalousite porphyroblasts, oblique to the regional Cadomian foliation, may represent a thermal contact metamorphism due to an underlying hidden granitic pluton, probably equivalent to the Chemillé leucogranite (Wyns, 1984). The greenschist facies metamorphism and the MP/MT assemblages (i) are related to the Cadomian event. The (ii) and (iii) events are related to the Variscan history (Wyns and Le Métour, 1983).

The gold and Sb deposits of La Bellière district

Gallic tribes, 2000 years BC, and the Romans already mined gold-bearing quartz veins in the Mauges region. From the end of the XIXth to the end of the XXth century, the La Bellière district was intensively explored, and successfully mined between 1905 and 1952 for gold. The La Bellière deposit, discovered in 1895, produced 10.32 t of gold with an average grade of 9 to 10 g/t Au (Bouchot et al., 1997 and enclosed references) from a complex quartz vein lode network extending more than 2 km in the WSW-ENE direction (Fig. 94A, C). Between the middle of the seventies to the nineties the district was intermittently explored by the French Geological Survey (BRGM) and non-economic gold-shoots were discovered. Presently, the La Bellière gold district remains the most important one in the Armorican Massif, the third in term of metropolitan gold production, and presents the strongest economic potential for gold discovery in the Armorican Massif.

During previous works, two types of ore-bearing quartz veins have been identified: i) gold with sulfides, the most important one from an economic geology point of view, and ii) Sb veins (Wyns 1984; Braux et al., 1991; Bouchot, 1992). In the La Bellière gold field, about twenty gold-bearing quartz shear veins display a roughly triangular cartographic shape open to the east, extending about 15 km in the E-W direction, with an eastward widening from 3 km to 7 km in width (Fig. 94). Two main groups of cm- to 20 m-thick gold-bearing quartz veins are recognized crosscutting the Neoproterozoic rocks of the Mauges Nappe, Le Petit Moulin and La Bellière group, to the north and

La Rouillère and Bégrolle group to the south. These N60-90°E striking, steeply South dipping (60-80°) veins are discontinuously exposed (Fig. 94). The hydrothermal alteration (up to 20m) of the country-rock is characterized by bleaching, intense silicification, sericitization, and little sulfidation marked by pyrite dissemination (Wyns, 1984). Three main stages have been identified in the paragenetic sequence (Sevensma, 1942; Bouchot, 1992): (1) an early stage with massive arsenopyrite and minor pyrite, (2) an ore stage with galena, sphalerite, chalcopyrite, pyrrhotite and electrum, developed after a cataclastic episode, (3) a final barren stage. Two controversial structural models have been proposed to account for the gold-bearing quartz veins formation. Firstly, according to Wyns (1984), the gold-bearing quartz veins correspond to tension gashes opened during the activity of a N100-110°E trending sinistral strike-slip fault in the Tournaisian-Visean. Secondly, Bouchot (1992) proposed a fault fill vein genesis under a sinistral shearing setting during the Late Carboniferous. According to the same authors, the source of the hydrothermal fluids would be related to a magmatic intrusion hidden under the ore field. However, a metamorphic fluid source has also been proposed (Boiron et al., 1990).

Sb-bearing quartz veins are rarely exposed in the field, but numerous Sb-bearing float stones are widespread in the entire district (Fig. 94; Wyns, 1984, 1987). They display a N10°W to N20°E strike with a steep dip, and less than 1m thickness. The ore consists of massive stibnite with few arsenopyrite and pyrite associated with a black chalcedonic quartz. Presently, no genetic model for these Sb veins has been proposed, however Bouchot (1992) argued that the Sb quartz veins crosscut the gold ones.

4.3. Sampling and analytical methods

The geometry of the quartz veins has been assessed during our new geological mapping. Due to poor outcrop conditions, the presence of quartz veins is also inferred on the basis of float stones, and remains of mining works from Gallo-Roman times to the beginning of the XXth century. The compilation of former descriptions, maps and exploration geochemical works (Mulot 1982; Wyns 1984; Bonnemaison and Boubée de Gramont 1985; Terree 1986; Wyns 1987; Blouin and Apolinarski 1990; Braux et al. 1991; Martel-Jantin 1996; Gouin et al., 2018) allowed us to set up an exhaustive state of art (Fig. 95).

Totally 105 quartz gangue and ore samples have been collected in the field. Gold-bearing quartz veins have been sampled in the different dumps and floats (60% of the sample), and 40% in fresh outcrops around La Bellière mine, Bégrolle, and Belleville (Fig.94A) occurrences. Barren quartz veins have been sampled in the La Barbinière and Rouillère veins (Fig.94A). Sb-bearing quartz

samples come from the St-Antoine vein, la Bertinière area (Fig. 94A) near Saint-Pierre-Montlimart. For this study, 73 thin sections have been made for microscopic studies on ores and gangue minerals using a Leica DMRX polarizing optical microscope. The accessory mineral phases were identified using a Merlin compact Zeiss Scanning Electron Microscopy (SEM), co-operated by BRGM-CNRS-Orléans University, and equipped with Energy Dispersive System (EDS) for qualitative analysis. Chemical analyses of arsenopyrite were obtained with the Cameca SX-Five Electron Probe Micro-Analyzer (EPMA) at the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). Analyses were performed using an accelerating voltage of 20 kv, a beam current at 40 nA, a beam diameter of 3 µm, and a counting time of 30 s for Fe, Ni, Co, Sb, Pb, Cu, As, Zn, Ag, Bi, and 60 s for gold.

4.4. Field and structural aspects

4.4.1. The different vein families

The orientation of 155 structures, crosscutting the regional foliation of the Neoproterozoic country rocks, recognized in the field (60% of personal observations), or interpreted form previous works (Fig. 95A, D), have been plotted on a rose-diagram (Fig. 95B). Fig. 95C shows the structural data acquired on 17 outcropping quartz veins distributed all around the district. These data have been completed by a investigation of the Jousselin quarry (Fig. 95D, E). This last area offers the best outcropping conditions for kinematic determination and intersection relationships between the different vein families, and the regional fracturing (Fig. 95D, E).

From the cartographic point of view, the mapped quartz veins (Fig. 95A, D) can be classified into four families according to their strikes (Fig. 95B, C, E): i) N60-90°E, ii) N20°W to N30°E, iii) N130-140°E, and iv) N90-120°E. Each family presents distinct ore contents and quartz gangue textures that will be presented in the next section. The N60-90°E and N20°W to N30°E families are associated respectively to gold deposits and Sb occurrences with a potential economic interest. On the contrary, the N90-120°E family is barren. The N130-140°E family is filled with black chalcedonic quartz with few pyrite aggregates.

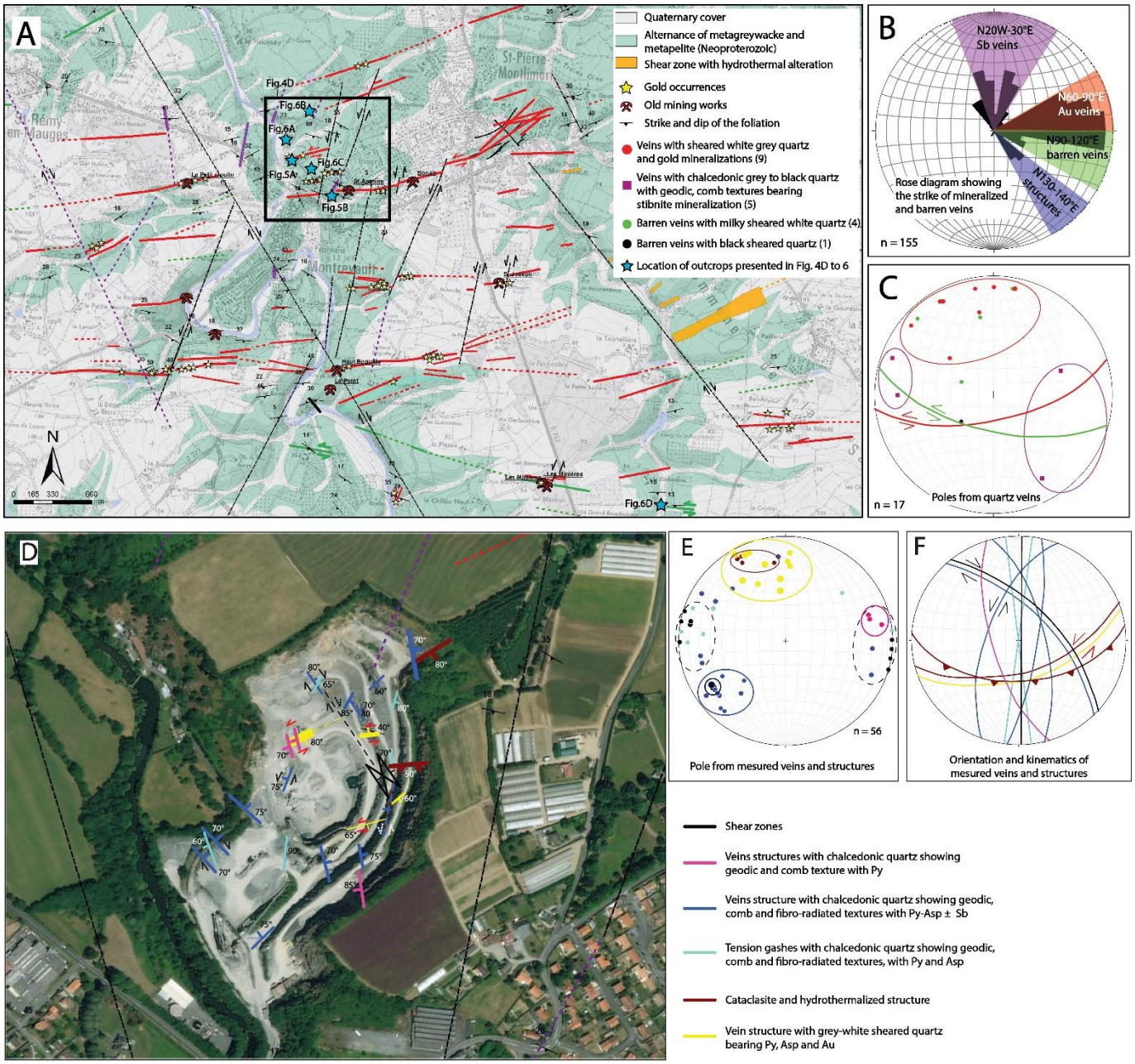


Figure 95 : (A) Structural map with the main veins and faults of the la Bellière district classified on the basis of their metal content and quartz type infilling, (personal field observations and compilation of historical data: Blouin and Apolinarski, 1990; Braux et al., 1991; Mulot, 1982; Wyns, 1984; Bonnemaison and Boubée de Gramont, 1985; Wyns, 1987; Terree, 1986; Martel-Jantin, 1996). The fault kinematics are inferred from field observations and cartographic offsets of mineralized structures faults or quartz veins. See text for discussion. (B) Rose diagram of the mineralized quartz veins orientations observed on the field and inferred from previous works. Four orientation families of mineralized and barren veins and faults have been recognized. (C) Stereogram (lower hemisphere projection) of poles of mineralized and barren quartz veins measured in the field. (D) Detailed structural map of the Jousselin quarry in the la Bellière district with orientation dip, quartz and ores infilling. (E) Stereogram (lower hemisphere projection) of poles of faults, and quartz veins with ore infilling. (F) Stereogram (lower hemisphere projection) showing great circle and related kinematics of the different quartz veins and faults. Number of faults and veins measured with clear kinematics indicators = 12. See text for discussion about the kinematics.

4.4.2. The N60-90°E gold-bearing quartz veins

Economic gold ore shoots are hosted within N60-90°E-striking, 60-80°S-dipping, up to 0.5 m thick quartz veins (Fig. 95) that represent opening jogs along shear zones. The infilling can be either massive or diffuse in the fault structure, and form meter-scale quartz vein or complex stockworks. These veins are filled by greasy white-grey quartz with a minor amount of white mica. Cataclastic textures are very common (Fig. 96B), whereas banded textures are rarely observed.

One of these structures has been observed in the Western part of the S^{t}-Pierre-Montlimart town, (Fig. 95A, D, E, F and Fig. 96A). The gold-bearing quartz veins are hosted in a 15m thick shear zone composed by altered and cataclased metagreywacke. This alteration consists of bleaching, silicification, and a neoformation of sericite, and sulfide (mostly pyrite). A 4 to 5m thick zone with numerous greasy white-grey quartz veins develops in the center of the cataclastic zone. Altered metagreywacke clasts are cemented by the greasy white-grey quartz and black clay. Deformed quartz veins show lenticular shapes sub-parallel to the fault structure. In detail, the quartz veins dip is variable, close to the wall rock, it is steeply southward dipping (ca 80°S), while to the top of the structure, the dip becomes subvertical. A fracture cleavage is observed near the vein walls, the metagreywacke foliation tends to become parallel to the dip of the structure, and drag folds indicate a normal component. Fault surfaces show subhorizontal slickensides with a pitch of 05° to the NE, quartz, and carbonate steps indicate a sinistral shear sense with a minor normal component that complies with previous work (Wyns 1984; Balé 1990). All these features reflect intense deformation coeval with vein formation and are very similar to fault-fill veins. At macroscopic scale, the gold-bearing mineralization is characterized by deformed and anastomosed aggregates of sulfide veinlets. Arsenopyrite, pyrite, and to a lesser amount, galena, sphalerite and arsenopyrite are associated with mm-sized visible gold (Fig. 96B).

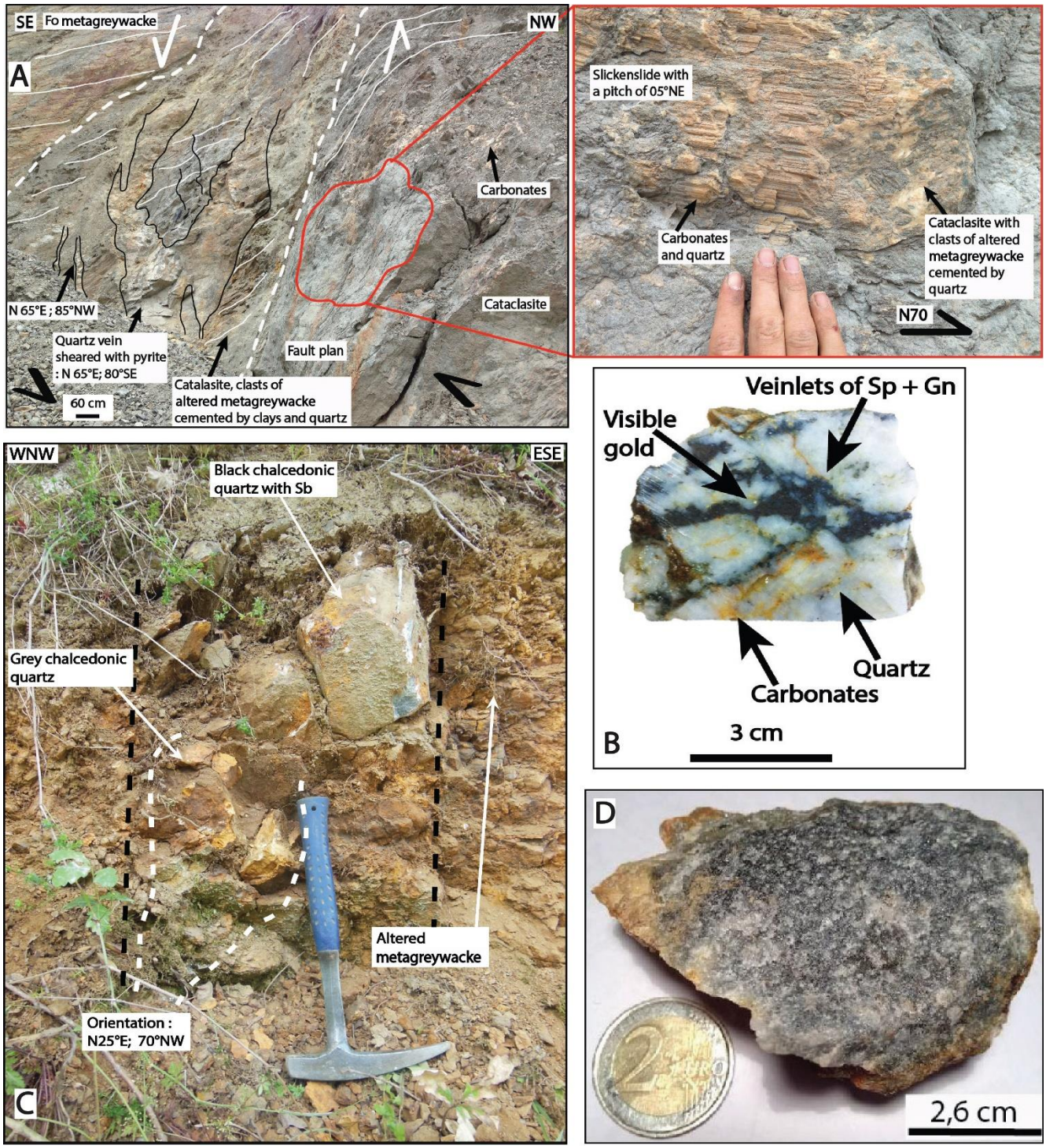


Figure 96 : Field and hand sample pictures of gold and antimony bearing structures. (A) Gold bearing lenticular quartz veins in a N65°E striking shear zone with hydrothermalized Neoproterozoic country rocks. Quartz veins contain traces of pyrite, galena, chalcopyrite and sphalerite. Kinematic indicators show a sinistral strike-slip fault with a normal component. (B) Representative ore sample of the la Bellière gold deposit, with sphalerite (Sp), galena (Gn), visible gold, and carbonates in a grey-white sheared quartz. Sample from dumps of Bonair shaft. (C) Antimony-bearing chalcedonic and comb quartz vein oriented N25°E with stibnite and pyrite crosscutting the hydrothermalized Neoproterozoic country rock (St-Antoine vein). (D) Representative ore sample of an antimony-bearing quartz vein showing chalcedonic black quartz and comb texture with dissemination of stibnite and pyrite. Sample from St-Antoine vein. See Fig. 95A for outcrops location.

4.4.3. The N10-20°W and N10-30°E Sb-bearing quartz veins

The N10-20°W and N10-30°E striking quartz veins have been grouped together because they present the same structural features (Fig. 95D, E, F). They display either a veining morphology associated with fractured, and altered host rock corridor (Fig. 96C and Fig. 97A and B). Compared to the gold-bearing veins, the Sb ones exhibit a smaller thickness, about 0.2 to 0.5 m. Their main characteristics is a white or black chalcedonic quartz gangue (Fig. 96D) with geodic or comb textures (Fig. 96D) that argue for a formation in a brittle environment (Vearncombe, 1993; Dong et al., 1995; Simmons et al., 2005). Comb quartz growing from the vein wall toward the center, and the geodic and fibro-radiated textures argue for an open-space vein filling of these veins. In the vicinity of the quartz veins, the country rock develops a hydrothermal alteration halo of about 10 meters thick (Wyns, 1984; Fig. 96C). Close to the vein, silicification is dominant, whereas the distal part of the alteration halo is formed by sericite, sulfides and red clays. In most cases, the N10-20°W striking quartz veins present a steep dip, between 65 to 85° to the East, while the N10-30°E veins display a steep dip to the west, like the S^t-Antoine vein (Fig. 96C). Whatever the vein orientation, drag folds indicate a normal component of motion. The N10-30°E slickensides with a 5° dip to the SW document a sinistral motion with a minor normal component (Fig. 97A). This kinematic pattern is in agreement with the cartographic offset of the N60-90°E gold-bearing quartz veins by the N10-30°E quartz veins and faults (Fig. 95A). Furthermore, detail mapping document dextral motion along the N10-20°W veins (Fig. 95A, D). Sb mineralization occurs in both N10-20°W and N10-30°E striking quartz veins indicating that they formed in the same tectonic event. Thus Sb-bearing quartz veins were formed by open-space quartz vein filling mechanism controlled by strike-slip shearing. Sb develops as aggregates or acicular stibnite crystals disseminated in a black chalcedonic quartz gangue (Fig. 96D) that appears weakly mineralized. Arsenopyrite and euhedral acicular pyrite are associated to stibnite. White clay fills centimetric quartz vugs. Another type of quartz veins, close to the N10-30°E shows (Fig. 95D, E, F) a N0-10°E orientation with subvertical, or steeply dipping to the West, quartz comb tension gashes. They have a narrow thickness up to 5 cm without apparent offset of the wall rock. The infill is made by quartz comb with grain long direction perpendicular to the wall rock, and chalcedonic quartz with fibro-radiated quartz texture. They are rarely mineralized in acicular pyrite, however, Sb mineralization is absent. They do not postdate the Sb-bearing ones

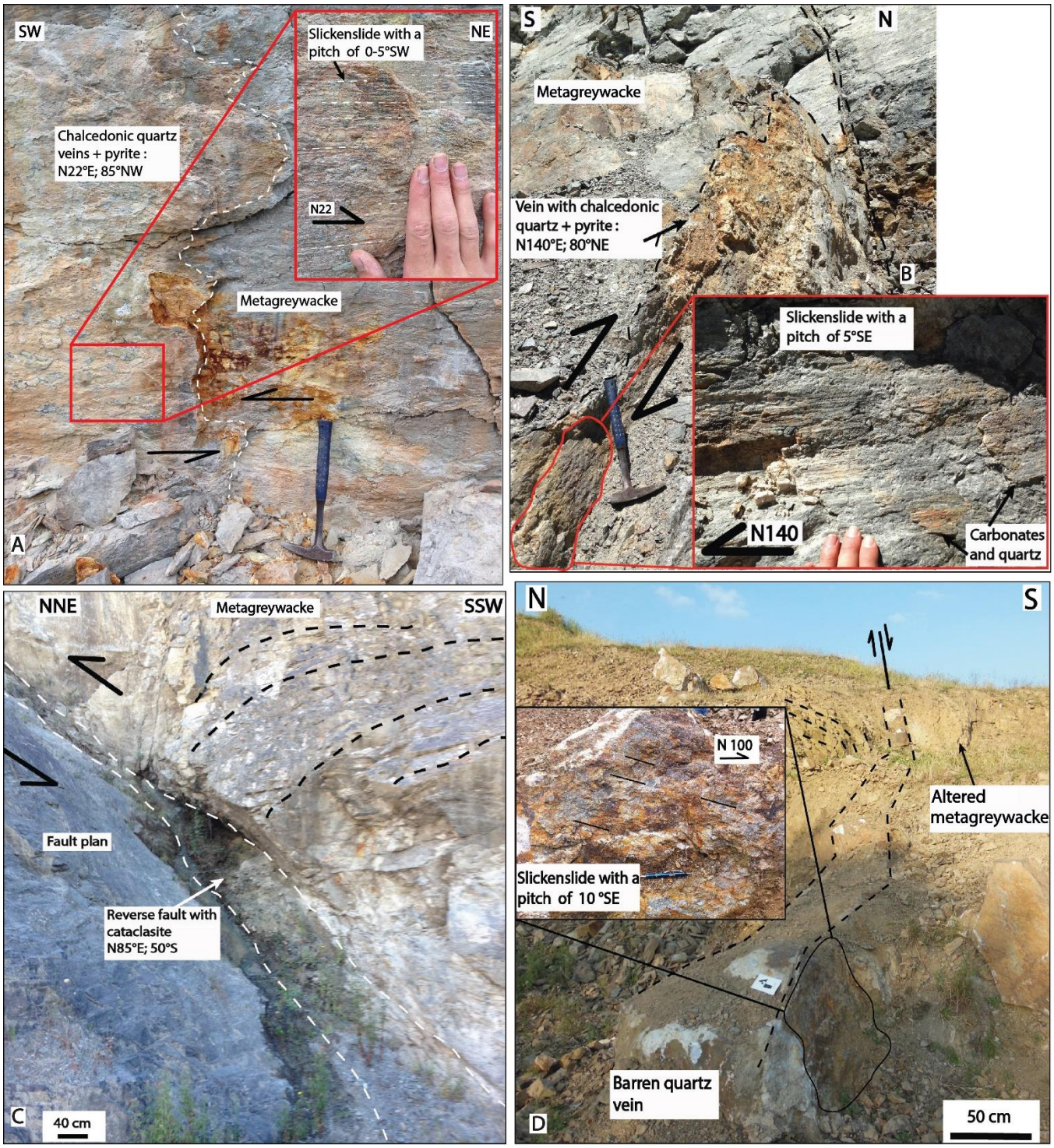


Figure 97 : Field and hand sample pictures of antimony and barren veins. (A) N22°E striking subhorizontal slickenslide with chalcedonic and comb quartz with pyrite and arsenopyrite. A sinistral strike-slip movement can be inferred from kinematic criteria. (B) N140°E striking subhorizontal slickenslide with chalcedonic and comb quartz with pyrite and arsenopyrite. The slickenslide indicates a sinistral strike-slip movement. (C) Reverse fault zone striking N85E, dipping 50°S, with cataclasite and drag folds showing a top to the North shearing. (D) La Barbinière massive barren quartz vein. Subhorizontal slickenslide indicate a sinistral strike-slip movement with a normal component. See Figure 95 for outcrops location.

4.4.4. The N130-140°E quartz veins and fault networks

The N130-140°E direction is represented by two sets of structures. The first one consists of chalcedonic veins with geodic and comb quartz structures that display a 56-70° dip to the NE (Fig. 95D, E, F). Several veins are located in a 0.5 to 10 m thick fault corridor. The fault planes associated to these veins exhibit subhorizontal slickensides with a pitch of 5°SE that document a dextral sense of shear with a minor normal component (Fig. 97B).

The second type of N130-140°E structure is characterized by a pervasive fracture zone of 10 to 20 m thick (Fig. 95D). This type of structure, only observed in the Jousselin quarry, is represented by a dense network of subvertical, NE trending joints with a 10 to 50 cm spacing. No kinematic indicator has been recognized, but on the basis of horizontal slickenside, a strike-slip displacement has been assumed by Wyns (1984).

4.4.5. The N85-50°S faults

N85-50°S faults, have been observed in the Jousselin quarry (Fig. 95D, E, F). They exhibit cataclasite and gouge clay, but no large quartz infill. Though rarely represented in the district, they have a large thickness (ca 1 m). Drag folds show a reverse motion with a northward displacement of the upper part (Fig. 97C).

4.4.6. The N90-120°E barren quartz veins

This family is the best one exposed in the field. It corresponds to the thickest quartz veins, larger than 1 m, with field evidence of shearing. For instance, the La Barbinière vein (Fig. 94A) is a N100E striking, 80°S dipping structure filled by milky massive white quartz in its core (Fig. 97D). The vein walls display slickenlines dipping 10° to the SE. Kinematic indicators show a sinistral strike-slip motion with a minor normal component. The entire shear structure, wider than 20 m, exhibits an alteration halo with sericite and clay whereas the quartz vein margin is silicified. In contrast with the gold-bearing veins, only a few sulfides have been observed in this structure. The mineralization hosted in these shear veins is limited to pyrite and marcasite clusters disseminated in cataclased quartz.

4.5. Ore and gangue mineralogy

4.5.1. Gold bearing quartz vein

The La Bellière gold deposit formed throughout multistage deformations. On the basis of gangue and ore mineral textural observation, 4 mains depositional stages are recognized, namely: stage 1 with early quartz gangue (Fig. 98A), and syntectonic deposition of scheelite and massive arsenopyrite (Fig. 98B, E) and rare white micas, stage 2 with base metals and gold (Fig. 99A to G), stage 3 with illite and dolomite (Fig. 99H), and stage 4 with pyrite, marcasite, and carbonates. The first stage is subdivided in stage 1A and stage 1B corresponding to the pre- and early-ore deposition.

Stage 1: early vein filling followed by shearing and scheelite-arsenopyrite paragenesis.

Stage 1A corresponds to the initial quartz filling recorded only in some preserved parts of the vein. It is represented by weakly deformed, smoky, macrocrystalline quartz (Qz1) with abundant fluid inclusions, and weakly deformed plagioclase (Fig. 98A).

During stage 1B, an heterogenous deformation episode affected the previous assemblage. The Qz1 grains experienced a dynamic recrystallization (Stipp et al., 2002) shown by undulose extinction, subgrain rotation recrystallization with golfed or jagged shape of the Qz1 boundary, bulging and quartz neograin (Qz2) formation at the expense of the early Qz1 (Fig. 98B, and Fig. 99C, E). The Qz2 displays undulose extinction and grain size reduction. Qz2 is located along 10 to more than 100 µm shear bands that surround the edges of Qz1, or crosscut it. When Qz2 is well developed, it overprints the previous gangue leaving only relics of deformed Qz1 (Fig. 98A, B). This deformation episode is coeval with deposition of massive arsenopyrite ± pyrrhotite (Fig. 98C). Arsenopyrite is the dominant sulfide of stage 1B. It shows cm-scale aggregates of subeuhedral crystals frequently associated with pyrite and muscovite. EPMA analysis of arsenopyrite does not indicate the presence of invisible gold but electrum inclusions of 1-10 µm size are observed. For the first time, large grains of subeuhedral scheelite and apatite (up to 2 cm) have been found only close to Qz1, and plagioclase. Plagioclase alteration mainly observed by its transformation in iron dolomite occurred after the ductile/brittle deformation episode. This transformation is highlighted by relics of early plagioclase with polysynthetic twin included in iron-bearing dolomite (Fig. 98F).

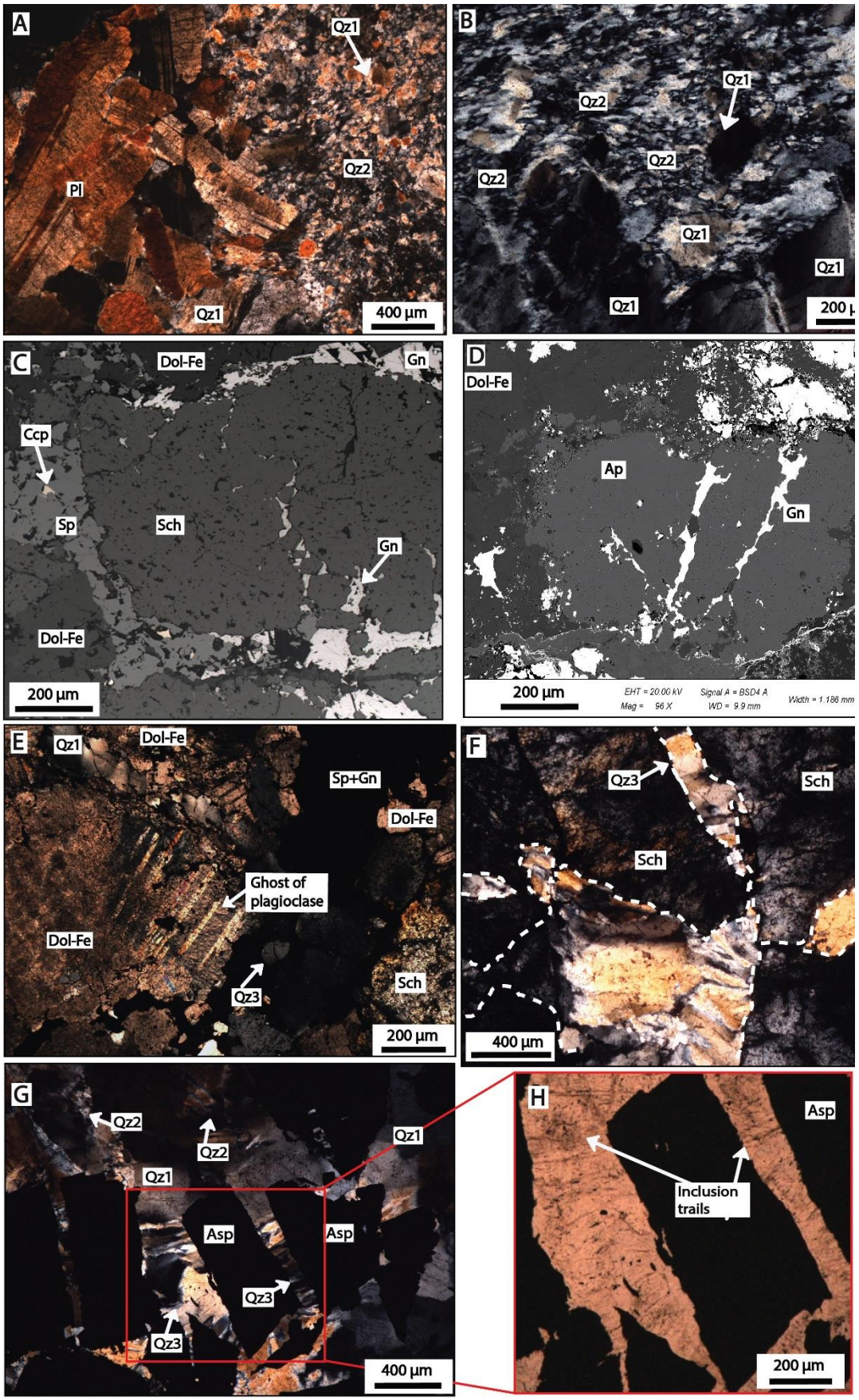


Figure 98 : Microphotographs showing mineralogy of the initial scheelite infilling stage 1 to the gold stage (stage 2) of the la Bellière gold deposit paragenesis. Samples come from dumps of Bonair shaft (A to F) and from dumps of Verger

shaft (photos G-H). (A) Weakly deformed plagioclase (Pl) and initial quartz (Qz1). The plagioclase is crosscut by a second quartz generation (Qz2) corresponding to neograins due to dynamic recrystallisation of the Qz1 during the shearing. Relic of Qz1 clasts are present in the upper right part of the photograph. (B) Initial quartz Qz1 highly sheared crosscut or in relic in the neoformed quartz (Qz2). (C) Arsenopyrite (Asp) aggregates in neoformed quartz (Qz2) highly sheared and crosscut by quartz with fibrous habitus (Qz3) with a higher reflectance than Qz2. (D) SEM back-scattered electron image of apatite (Ap) crosscutting by galena (Gn) surrounded by iron dolomite (Dlo-Fe). (E) Large scheelite (Sch) grain crosscuted by galena (Gn), sphalerite (Sp), chalcopyrite (Ccp) veinlets. (F) Relic of polysynthetic twin from an early plagioclase (Pl) in iron-bearing dolomite (Dol-Fe), and scheelite (Sch). This early paragenesis is crosscut by sphalerite (Sp), galena (Gn) and comb quartz (Qz3) veinlet belonging to the stage 2 paragenesis. (G) Scheelite (Sch) crosscut by fibrous quartz habitus (Qz3). (H) Detail of brecciated arsenopyrite crystal (Asp) cemented by fibrous quartz habitus (Qz3).

Stage 2: main ore stage with gold and base metal deposition.

At microscopic scale, this stage is characterized by intense microfracturing and brecciation of the Qz2 and ore formed during stage 1. Arsenopyrite and scheelite with sharp grain boundaries, are highly brecciated. Fractures are filled by a quartz new generation noted Qz3 (Fig. 98C, H, G) that displays a weak deformation with limited undulose extinction of hyaline elongated or fibrous grains habitus, perpendicular to sulfides or scheelite clasts, and few fluids inclusions. Fibrous grains habitus display solid or liquid inclusion trails perpendicular to the walls of the veins (Fig. 98H). Comb and hyaline quartz have also been observed rarely in the same fracture with sphalerite, galena and gold. Sphalerite, displaying pyrrhotite inclusions, and galena are the dominant sulfides coeval with gold deposition (Fig. 99A, B, C). Sphalerite is also present as inclusions in other minerals crystallized during stage 2. Chalcopyrite is observed either alone in the fractured arsenopyrite (Fig. 99C), or in ovoidal micro-inclusions scattered in sphalerite (Fig. 99D). Such a “chalcopyrite disease” texture formed by partial exsolution of sphalerite by chalcopyrite (Barton and Bethke, 1987). Traces of ullmanite (Fig. 99F) and bismuth-tellurides (Fig. 99G) have been observed as inclusions in galena and chalcopyrite. Two different types of Bi-Te have been recorded: i) a Bi-Te mineral close to hedleyite (Bi_7Te_3) in chemical composition (Fig. 99G1), and ii) a Bi, Pb and Ag sulfide (Fig. 99G2) that seems either close to the vikingite-gustavite series or belonging to native bismuth with contamination during EDS analysis by traces of Pb and Ag. In La Bellière vein, only a few traces of native bismuth have been observed (Picot et al. 1981), whereas traces of Bi-Te minerals are recognized in La Rouillère vein (Fig. 93). The presence of Bi-Te phases in the two main veins (La Rouillère and Bégrolle) supports the hypothesis of a structural link between these two veins (See Fig. 94 for location). Chalcopyrite, pyrite, marcasite, and pyrrhotite are unfractured (Fig. 98D, E and Fig. 99A, B, C).

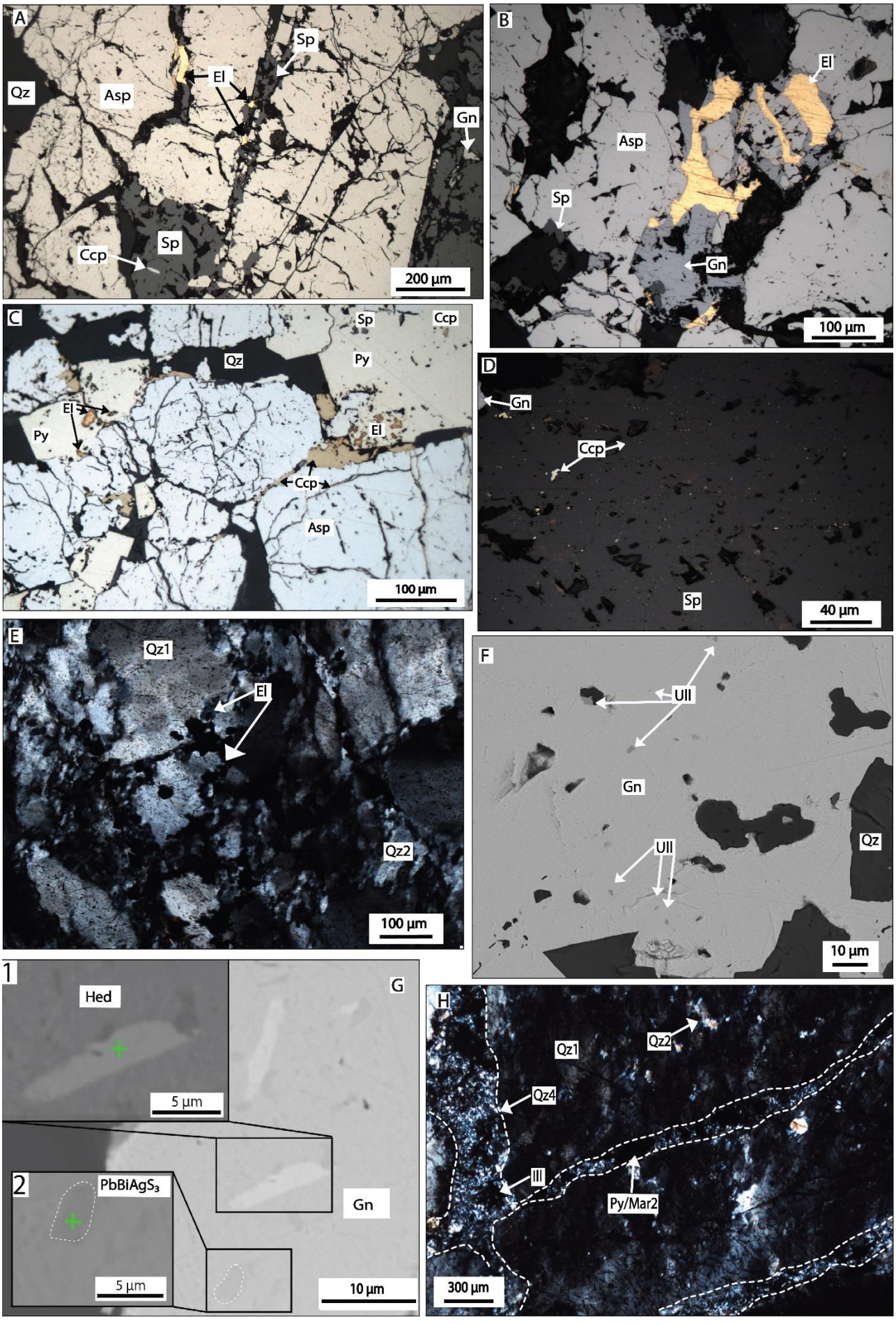

A
Qz
Asp
El
Sp
Gn
Ccp
Sp
200 µm
B
El
Asp
Sp
Gn
100 µm
C
Sp
Ccp
Qz
Py
El
Py
El
Ccp
Asp
100 µm
D
Gn
Ccp
Sp
40 µm
E
Qz1
El
Qz2
100 µm
F
Ull
Gn
Ull
Qz
10 µm
1
Hed
G
5 µm
2
PbBiAgS3
Gn
5 µm
10 µm
H
Qz1
Qz2
Qz4
Ill
Py/Mar2
300 µm

Figure 99 : Microphotographs of ore minerals and their relationships with gangue quartz of the gold stage (stage 2). Samples come from dumps of St-Antoine shaft (photos A-B-C), from dumps of Verger shaft (photo D), Bonair shaft (photos E-F-H). Sample from G microphotograph come from Bégrolle occurrence dump (see location in Fig. 94). (A) Clusters of fractured arsenopyrite (Asp) filled by sphalerite (Sp), electrum (El), galena (Gn) and chalcopyrite (Ccp). (B) Representative paragenesis of the main gold ore (stage 2) with clusters of arsenopyrite (Asp) fractured and filled by galena (Gn), electrum (El), sphalerite (Sp). (C) Cluster of fractured arsenopyrite (Asp) filled with sub-automorphous pyrite (Py) and chalcopyrite (Ccp). Pyrite (Py) includes electrum (El), sphalerite (Sp) and chalcopyrite (Ccp). Chalcopyrite (Ccp) also contains electrum (El) inclusions. (D) Sphalerite (Sp) with numerous micro-inclusions of chalcopyrite (Ccp). (E) High strain quartz gangue (Qz2) with numerous recrystallized grains and electrum (El) located inside the highly deformed recrystallized quartz grains (Qz2). (F) SEM back-scattered electron image of galena (Gn) with ullmannite (Ull) inclusions. (G) SEM back-scattered electron image of galena (Gn) with bismuth-tellurides inclusions, hedleyite (Hed) and Bi-Pb-Ag sulphosalt. (H) Late stage 3 with microcrystalline quartz (Qz4) with illite (Ill) and pyrite-marcasite mixing (Py/Mar2), brecciated Qz1 and Qz2 quartz.

Gold is present as electrum (from 10µm to more than 1 mm in size) with a mean of 14 wt % Ag and 86 wt % gold (n = 17). The silver content based on Morrison et al. (1991) shows a "high gold fineness" of 860 (all data are reported in Appendix A.1). Electrum exhibits various associations : (i) trapped in the neoformed Qz2 quartz network (Fig. 99E), (ii) between the deformed Qz1 quartz grains, (iii) inside neoformed quartz bands, (iv) frequent inclusions in galena, sphalerite (Fig. 99A, B), and iron-dolomite, and (v) rarely present in pyrite and chalcopyrite (Fig. 99C).

Iron-dolomite is commonly associated with stage 2 minerals (Fig. 98D, E). It is characterized by euhedral crystals up to 100 µm in size with numerous galena or electrum inclusions (Fig. 99C). It constitutes up to 40 vol% of the gangue and has an average composition of 28.4 wt % MgO, 11 wt % CaO, 15.6 wt % FeO and 1 wt % MnO (n = 29). Analytical data on carbonates geochemistry are provided in Appendix A.2.

Stage 3: late opening stage.

Brittle fracturing events postdating stage 2, were responsible for the brecciation of previous Qz2, sphalerite and galena. This fracturing represents the final brittle event coeval with filling of microcrystalline quartz (Qz4) associated with illite and low iron dolomite (18.3 wt % MgO, 30.45 wt % CaO, 5.7 wt % FeO and 1.45 wt % MnO). It is also characterized by massive deposition of pyrite and marcasite from early pyrrhotite replacement.

Stage 4: late reopening stage.

At least one late brittle reopening event is recorded after stage 3. It displays the same paragenesis as stage 3, with another generation of carbonate veinlets with subeuhedral pyrite crosscutting stage 3 assemblage.

The four stages described above are synthetized on figure 100, this evolution represent increments of a single progressive crystallization-deformation evolution.

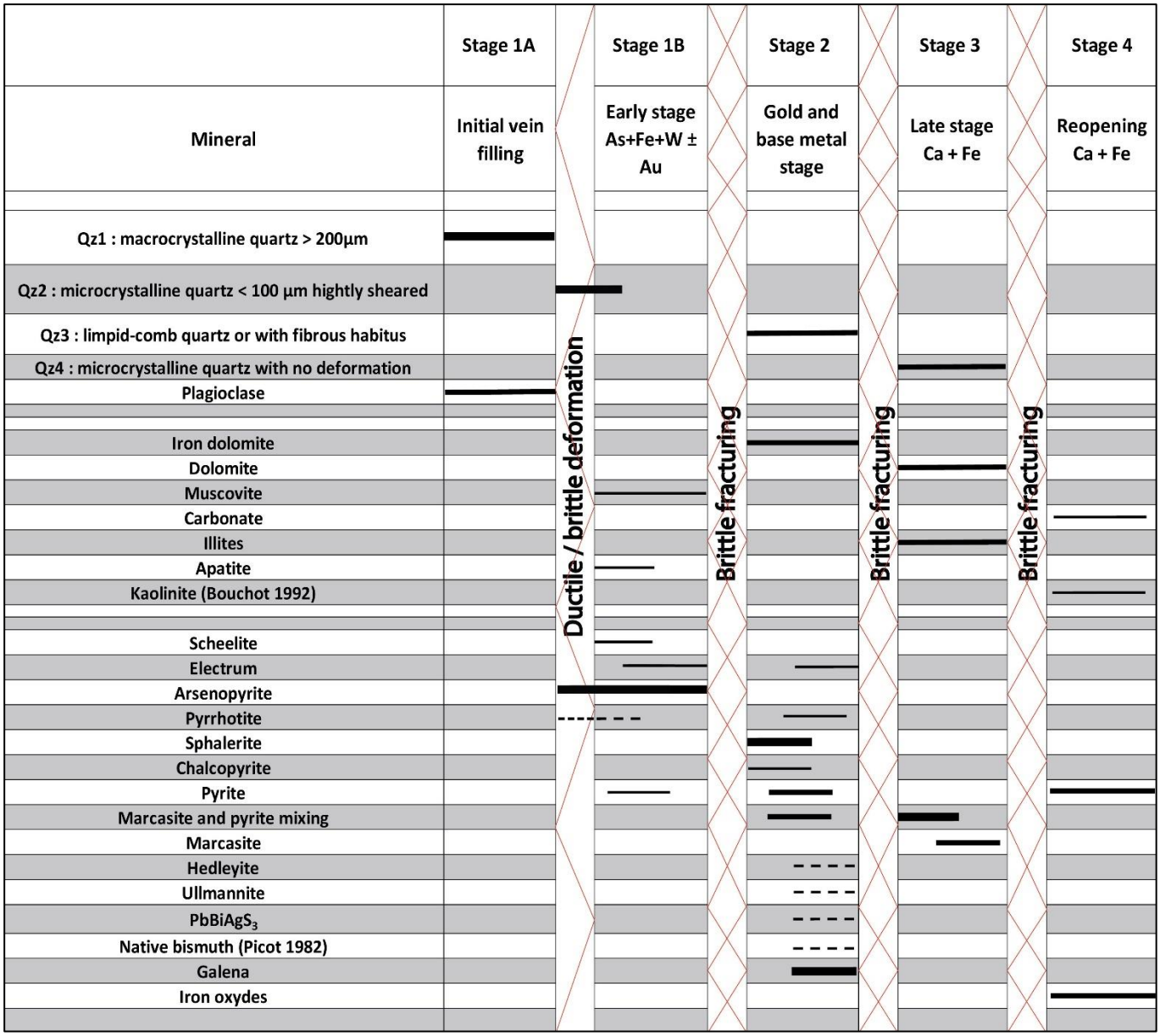


Figure 100 : Paragenetic succession of the la Bellière gold deposit. See text for detail.

4.5.2. Sb-bearing quartz veins

The mineralogic and textural analysis of the La Bellière Sb veins allowed us to subdivide the paragenetic evolution into 4 stages, namely stage 1: early silicification, stage 2: arsenopyrite-pyrite deposition, stage 3: main stibnite deposition, and stage 4: reopening of veins.

Stage 1: early silicification.

This stage starts with brecciation of the country rocks, and deposition of microcrystalline quartz (Qz1) that cemented host-rock clasts (Fig. 101A). Stage 1 is not well represented in our samples. Though available observations are limited, it seems that Sb was absent from this stage.

Stage 2: arsenopyrite-pyrite deposition.

This stage corresponds to a large opening event of the vein, represented by the deposition of cm sized subhedral, undeformed comb quartz (Qz2) with fibro-radiated texture. The initial microcrystalline Qz1 quartz acted as nucleus for the growth of the fibro-radiated Qz2 quartz (Fig. 101A, B), which is similar to the "flamboyant quartz texture" in the classification of Dong et al., (1995). Pyrite and marcasite are intimately associated mixing and intergrowth with Qz2 deposition (Fig. 101A, C). Their sharp shape and the porous surface suggest that they formed as pseudomorphs of previous pyrrhotite crystals (Picot and Johan, 1977; Bonnemaison and Marcoux, 1990). They are surrounded by euhedral rhombic arsenopyrite (Fig. 101C). Isolated arsenopyrite crystals are present in the quartz gangue.

Stage 3: main stibnite deposition.

This stage begins with quartz (Qz3) overgrowths on Qz2 comb quartz (Fig. 101B, D). It is cloudier than Qz2, and displays golfed and corroded edge shapes (Fig. 101D). Massive stibnite is the main Sb ore mineral presents as: i) infilling voids formed during stage 2, ii) corroding the Qz2 grain boundaries, and iii) penetrating the Qz2 quartz comb texture (Fig. 101B, D). Stibnite is present as aggregates or acicular shape that postdates arsenopyrite, and pyrite deposition (Fig. 101E). Berthierite is frequently replaced by stibnite along fractures and grain boundaries (Fig. 101F) with the neoformation of xenomorphic pyrite (5-10µm). Rare chalcopyrite inclusions are observed in berthierite (Fig. 101F). Fuloppite and micro inclusions of native Sb (2-5µm) appear along stibnite cleavages (Fig. 101G). Visible gold has never been observed in the Sb ore.

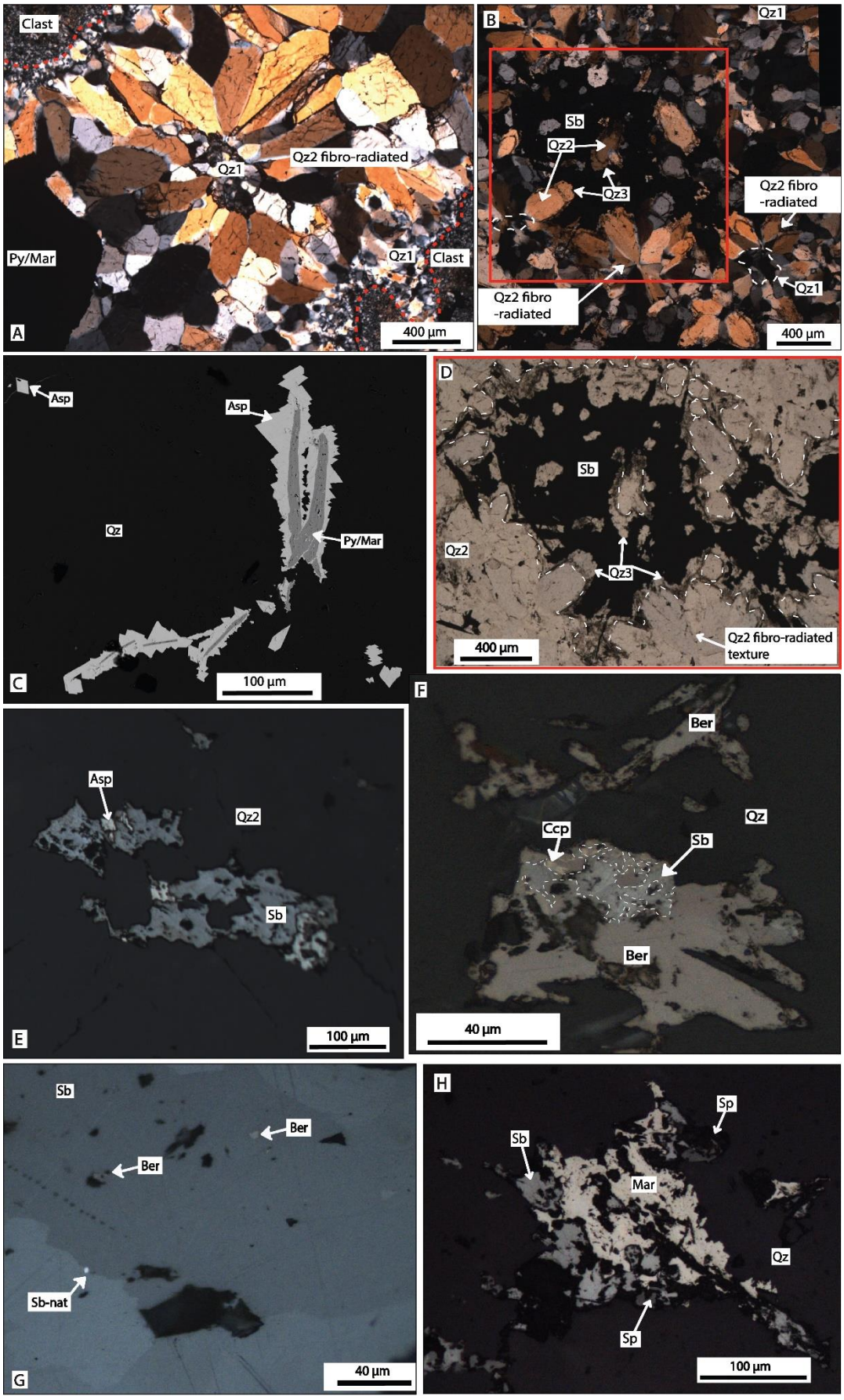


Figure 101 : Microphotographs of ore minerals and their relationships with gangue quartz deformation observed in antimony bearing quartz veins. Samples have been collected on the St-Antoine vein striking N30°E (photos A-E) a N20°W

vein (photo B-D), close to the St-Antoine vein and la Bertinière occurrences striking N20°W (photo C-F-G) located in the eastern part of the district (Fig. 94). (A) Comb quartz veinlet with pyrite and marcasite (Py/Mar) and mosaic texture showing initial microcrystalline quartz (Qz1) acting as nucleus for the growth of fibro-radiated quartz (Qz2). (B) Initial filling of a microcrystalline quartz (Qz1) with no deformation surrounding by fibro-radiated quartz (Qz2) fractured and infilling with stibnite note Sb, (St-Antoine quartz vein). (C) SEM back-scattered electron image of arsenopyrite (Asp) encrusting pyrite-marcasite mixing note Py/Mar, (pseudomorph after early pyrrhotite note Po) and crystals with rhombic habitus. (D) Detail of a fibro-radiated quartz (Qz2) fractured and partially corroded by stibnite (Sb). (E) Stibnite (Sb) clusters with residual arsenopyrite (Asp). (F) Berthierite (Ber) and inclusions of chalcopyrite (Ccp) pseudomorphs by late stibnite (Sb). (G) Stibnite (Sb) with residual inclusions of berthierite (Ber) and native antimony (Sb-nat). (H) Stibnite (Sb) being replaced by late marcasite (Mar) and sphalerite (Sp).

Stage 4: reopening of early veins.

A late fracturing stage developed at the end of the mineralization history with the deposition of huge amount of marcasite and pyrite-marcasite upon stibnite pseudomorphs (Fig. 101H). Sphalerite (Fig. 101H) might belong to this stage.

The four stages described above are summarized on figure 102, this evolution represents increments of a single progressive crystallization-deformation evolution.

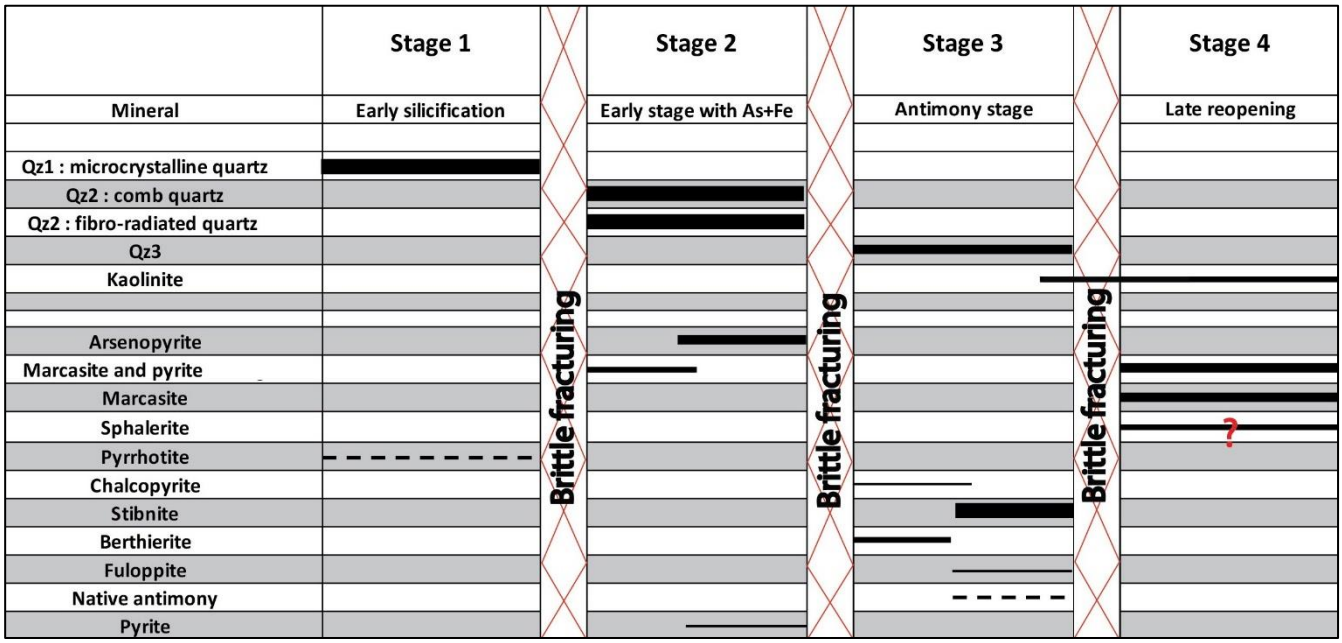


Figure 102 : Paragenetic succession of antimony-bearing chalcedonic and comb quartz veins. See text for detail.

4.6. Arsenopyrite chemistry and thermometry

Chemical composition of La Bellière gold deposit arsenopyrite (stage 1) ranges from 43.69 to 44.82 wt % As (31.01-31.93 at % As), with Sb below the detection limit. Arsenopyrites from La

Bellière district Sb occurrences (stage 2) display 36.03 to 41.36 wt % As (26.48-29.89 At % As), with Sb average content of 4.75 wt % (standard deviation = 1.71 wt % Sb). Arsenopyrite from Sb-bearing quartz veins in la Bellière district displays a distinct geochemical signature compared to gold-bearing quartz veins, characterized by an enrichment in Sb. Sb-rich arsenopyrite is also described in other Sb vein-type deposit in the Central-Armorican domain (Fouquet, 1980; Pochon et al., 2018) and in the Massif Central (Sandras, 1988; Bellot et al., 2003).

Arsenopyrite crystallization temperatures can be calculated using the geothermometer of Kretschmar and Scott (1976). Considering that arsenopyrite is in equilibrium with pyrite, the calculated temperature is around 430 °C for the La Bellière stage 1 gold deposit, while the average temperature for the La Bellière Sb occurrences are below 300 °C (Table.1). All analytical data are reported in Appendix A.3.

Samples	Number of analysis	S (W%)	Std	Fe	Std	As	Std	Sb	Std	Ni	Std	Total	As (at%)	Std	T (°C) Kretschmar and Scott, 1976
Asp from la Bellière gold deposit	13	20.71	0.22	34.97	0.60	44.24	0.36	bdl	0	0.17	0.46	100.09	31.66	0.31	430°C
Asp from Sb occurrences (la Bellière district)	30	20.86	0.32	34.32	0.39	38.97	1.61	4.75	1.71	bdl	0	98.9	28.51	1.08	< 300°C

Table 10 : Summary of EPMA analysis on arsenopyrite and comparison of the chemical composition. Estimated crystallization temperatures of arsenopyrite from gold bearing quartz vein (la Bellière gold deposit) and antimony bearing quartz vein (St-Antoine vein and la Bertinière occurrences). The geothermometer is based on the projection of As activity (Kretschmar and Scott, 1976).

4.7. Discussion and interpretations

4.7.1. Structural controls of the gold and Sb deposition

The N60-90°E sinistral strike slip fault-hosted gold-bearing quartz veins are controlled by ductile/brittle shearing, according to quartz gangue texture (Fig. 98A, C). We note that the relative chronology between the gold-bearing-quartz vein and the N90-N120°E barren ones have never been observed. However, on the bases of similar kinematics, record of ductile/brittle deformation, and quartz textural characteristics of both veins, we assume that their emplacement occurred simultaneously.

Our detail mapping highlights the presence of the N20°W to N30°E Sb-bearing mineralizations formed by open space quartz veins, filling strike-slip faults, and the N130-140°E veins and faults (Fig. 101). The N130-140°E veins and faults, mostly observed near the Evre river and Bégrolle, are represented by numerous chalcedonic quartz veins with geodic and fibro-radiated texture, intense fracturing, and barren quartz veins. The faults orientation, kinematics, vein filling, mineralogy, deformation are consistent with the regional faults that control the location of the Evre and La Bellière rivers (Fig. 103A). Since these faults display similar features with the N20°W-N30°E Sb-bearing quartz, we assume that they can be related to the same tectonic event. The close characteristics observed for the N60-90°E gold-bearing quartz veins and the N90-120°E barren ones suggest another tectonic event. Moreover, the cartographic offset of the N60-90°E gold-bearing quartz veins (Fig. 103A) due to the N20°W to N30°E quartz veins and faults implies 2 generations of vein emplacement with an early gold event, and a late Sb one.

The single-stage model proposed for the formation of the gold and Sb quartz veins cannot explain all the structural features of the entire ore district (Wyns, 1984). Our observations of highly sheared and recrystallized quartz aggregates (Qz1-Qz2), spatially associated with gold mineralization and barren N90-120°E quartz veins are incompatible with a simple tensional opening of the veins, as proposed by Wyns, (1984). Moreover, the marked difference in Sb-content of arsenopyrite supports atwo-stage emplacement model for the quartz vein families (Fig. 103B). responsible for strike-slip regime, in agreement with the presence of subhorizontal slickensides, was accommodated by a NE-SW maximum shortening direction (Z1-a). Thus, the Z1-a direction (Fig. 103B) accounts for the development of the N60-90°E gold-bearing, and N90-120°E barren veins in sinistral shear zones.

The second deformation phase was characterized by an NNE-SSW maximum shortening direction (Z1-b in Fig. 103B) compatible with formation of the N20°W and N30°E conjugate strike-slip faults associated with Sb-quartz vein, and chalcedonic quartz gangue. Furthermore, the N130-140°E brittle dextral Evre fault complies with a Riedel model in which the Sb-bearing veins and fault correspond to the R and R' faults (Fig. 103B). In this model, the N20-10°W quartz veins with Sb ore represent the synthetic R dextral faults. The N10-35°E with Sb ore, like the St-Antoine vein correspond to the R' sinistral faults. The Riedel shear model would also account for the N10°E chalcedonic, and geodic quartz with pyrite veins that would correspond to tension gashes (T type fracture; see Fig. 103B). The E-W striking reverse faults observed in the La Bellière mine (Fig. 94C), and in the Jousselin quarry (Fig. 97C) would correspond to the FI type structure (Fig. 103B). The FI structures cross cutting the gold-bearing quartz veins (Fig. 94C) confirm their formation after the gold-bearing event. In the current state of knowledge, this two-stage evolution model allows us to account for most of the veins, especially those with economic potential.

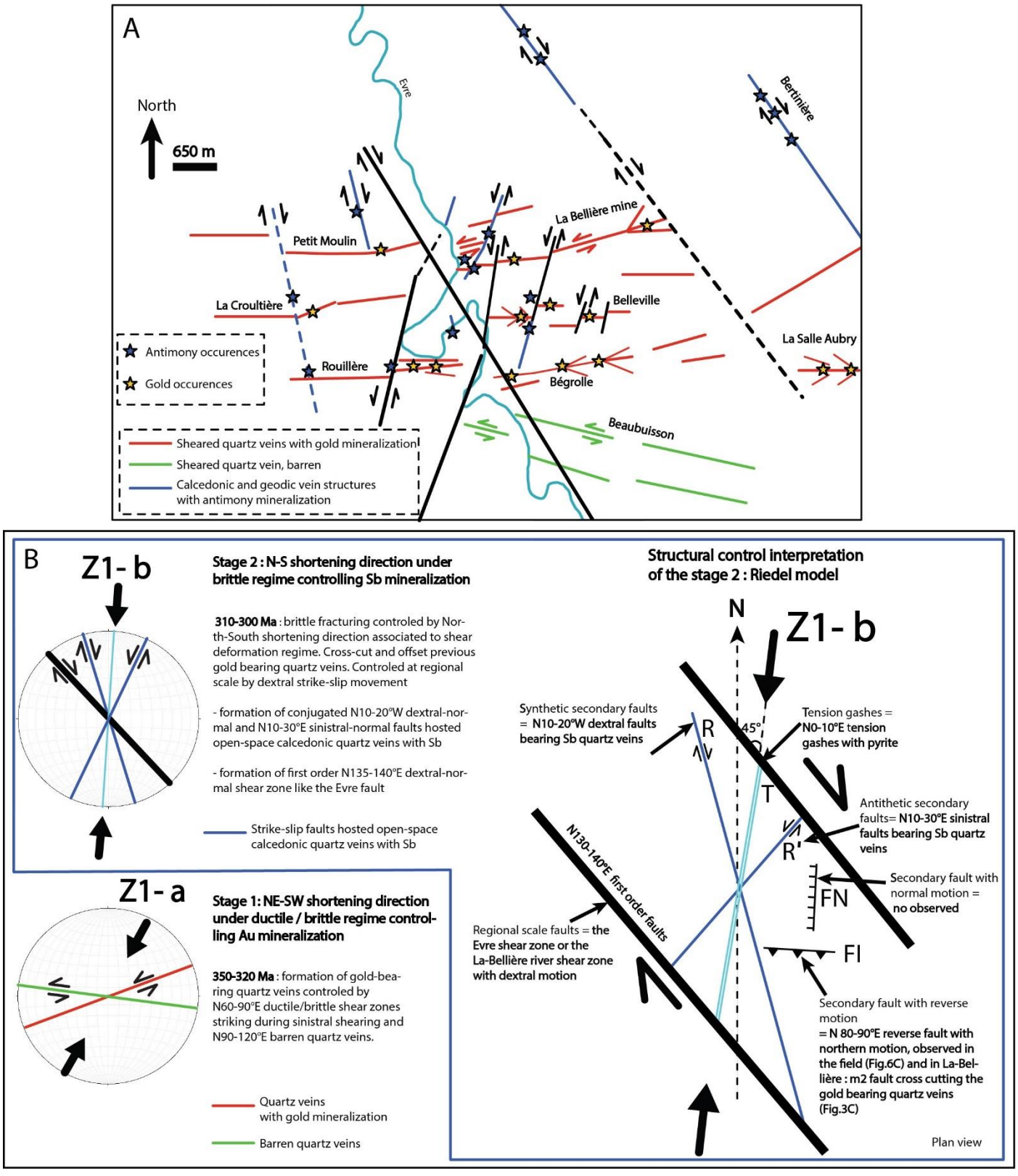


Figure 103 : A) Synthetic structural map of the la Bellière district with main quartz veins mineralized, mineralization occurrences, faults, and relative chronology. (B) Structural model showing two main deformation stages with (1) gold and (2) antimony deposition stages during the regional left-lateral strike-slip deformation. Z1-a corresponds to the interpreted maximum shortening direction, and probably the maximum principal stress direction during gold emplacement. Z1-b corresponds to the maximum shortening direction, interpreted as the maximum principal stress direction, during antimony deposition. The theoretical Riedel-shear model from Wilcox et al. (1973).

4.7.2. Mineralogical evolution and emplacement model for the gold mineralization

The gold-bearing quartz veins of the la Bellière district display a four-stage paragenesis (Fig. 104). The first stage (1A) represents the early vein filling with minor amount of plagioclase with low- to null deformation. The crystallization temperature is assumed higher than 500 °C (Lang and Baker, 2001). Then, a ductile/brittle deformation stage 1B developed under an intermediate temperature, ca 400 to 500 °C, resulted in the dynamic recrystallization of the Qz1 quartz (Stipp et al., 2002). coeval with scheelite and massive arsenopyrite deposition. This range of temperature emplacement is also supported by arsenopyrite geothermometry. A fluid inclusion study performed on Qz1 quartz confirms its high temperature formation, (~400 °C) under200 to 150 MPa (Boiron et al., 1990). Ductile/brittle deformation and high temperature of deposition argue for a deep-seated formation between 12 to 9 km.

The transition from stages 1 to 2 (Fig. 104) corresponds to another deformation. Grain-size micro fracturing of arsenopyrite or scheelite. The fracture-sealing by Qz3 that lack s of recrystallization under ductile conditions argue s for a shallower emplacement depth under a more brittle conditions compared to the stage 1 (Ramsay 1980; Cox, 1987; Cox et al., 1991). Quartz fibers and inclusions trails perpendicular to the vein walls are in favor of a crack-and-seal mechanism (Ramsay, 1980).

The brutal pressure and temperature drop from lithostatic (stage 1) to hydrostatic regime (stage 2) at the brittle-ductile transition can be interpreted as a consequence of a fault-valve mechanism (Sibson et al., 1988; Cox et al., 1991; Cox, 1995; Robert et al., 1995; Gaboury and Daigneault, 2000; Sibson, 2001). This mechanism might explain the deposition of gold during stage 2 under emplacement conditions at 200-300 °C, and 7 to <5 km depth under hydrostatic regime (Scholz, 1988). This hypothesis is coherent with our structural analysis, which has demonstrated the synchronism between the fault activity and the formation of gold-bearing quartz vein. Generally gold deposit model controlled by fault-valve behavior, have recorded compressional stress field (Sibson et al., 1988; Sibson, 2001; Gaboury and Daigneault, 2000; Robert et al., 1995; Groves et al., 1998).

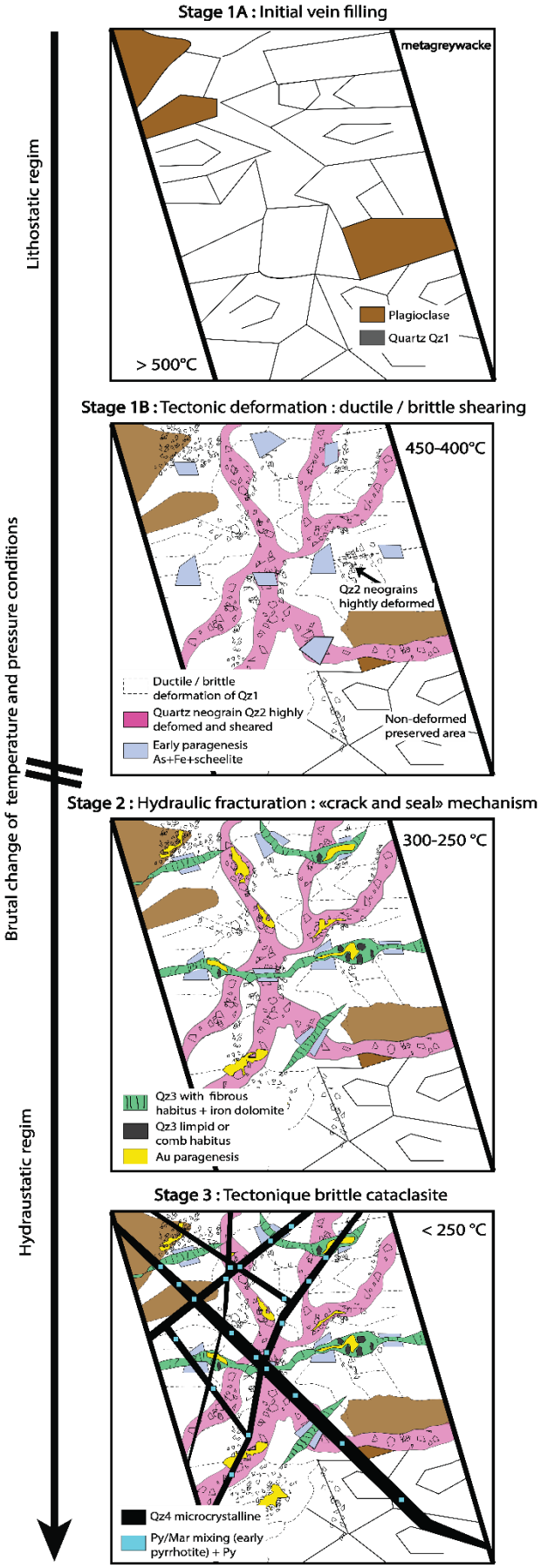


Figure 104 : Textural sketch showing the paragenetical evolution associated to deformation processes responsible for the formation of the La Bellière gold bearing quartz vein. The early stage corresponds to the initial quartz vein filling with

deposition of weakly deformed quartz gangue with plagioclase in high temperature conditions. During Stage 1, an important ductile/brittle deformation, coeval with arsenopyrite-pyrite and minor scheelite deposition, led to the early gold paragenetic stage under lithostatic pressure, and high temperature (around 430°C according to the arsenopyrite geothermometer). After this stage 1, a sharp P-T conditions decrease occurred in the hydrothermal system with a fast evolution to a more superficial and brittle deformation setting. This change was recorded by hydrostatic pressure as indicated by the crack-and-seal texture coeval with the deposition of economic gold stage 2 with base metal under at 300-250°C temperature conditions according to mineral paragenesis. Finally, the stage 3 was a late carbonate-microcrystalline quartz-pyrite-marcasite paragenesis that indicates the end of the hydrothermal system controlled by a temperature decrease from stage 2.

4.7.3. Mineralogical evolution and emplacement model for the Sb mineralization

The N20°W-N30°E quartz veins*, suggest an* open-space quartz vein filling mechanism for their emplacement controlled by strike-slip faults motion*.* Deposition of microcrystalline quartz following country rocks fracturation, and deposition of comb and fibro-radiated quartz with arsenopyrite*.* The formation of the main Sb stage began with minor amount of berthierite and was followed by massive stibnite with minor native Sb (Fig. 105). A late stage characterized by replacement of stibnite by pyrite-marcasite and sphalerite corresponds to a low temperature one recorded in the Sb-bearing quartz veins in the Vendée district (Marcoux et al., 1984). It may be related to the Pb-Zn-Ba event, of Triassic age (ca 210-230 Ma), widely recognized in the Armorican Massif (Fouquet, 1980; Marcoux et al., 1984; Chauris and Marcoux, 1994).

Comb, geodic, and fibro-radiated quartz textures, without deformation, are very similar to those observed in epithermal vein deposits formed between 50 to 1500 m depth at temperatures ranging from 100 to 300 °C (e.g. Dowling and Morison, 1988; White and Hedenquist, 1990; Dong et al., 1995; Kontak et al., 1996; Simmons et al. 2005; Chauvet et al. 2006; Shimizu 2014). In the La Bellière district, these textures suggest that Sb deposition took place at shallow crustal level, probably less than 2 km in brittle deformation conditions. The early microcrystalline quartz is interpreted as the result of crystallization from a siliceous gel during rapid drop in the fluid pressure (Bouchot et al., 1994). Fibro-radiated quartz texture corresponds to recrystallisation from early supersaturation of silica in the solution (Fournier, 1985; Dong et al., 1995). All these features, and the absence of ductilely deformed quartz grains argue for an open-space vein infilling, as found in epithermal environments. To explain the genesis of Sb vein in such structural level and the vein formation mechanisms, we propose a model similar to the suction pump mechanism (Sibson, 1987).

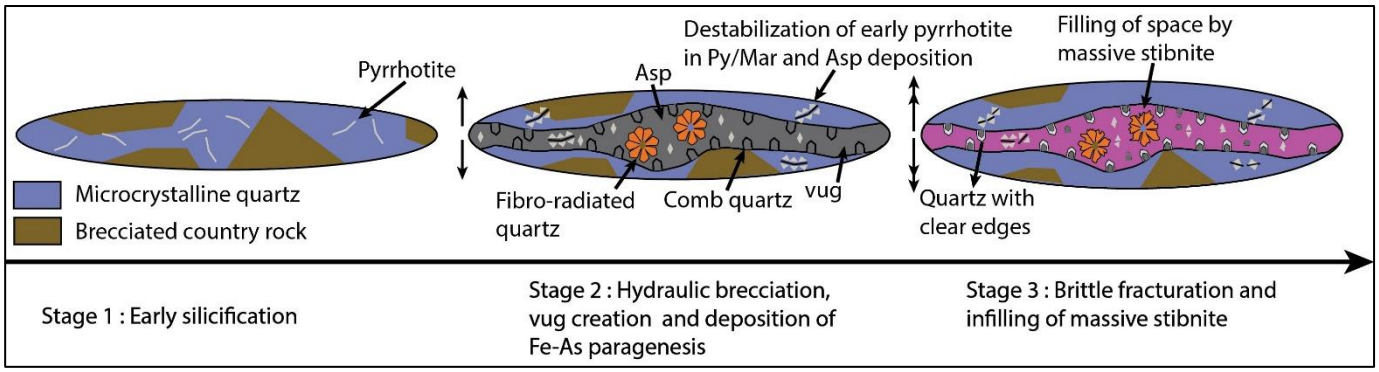


Figure 105 : Sketch illustrating the paragenesis evolution associated to deformation processes responsible for the formation of antimony bearing quartz veins. Stage 1 is an early event of silification represented by brecciation of the country rock and development of microcrystalline vein filling with pyrrhotite. Stage 2 was a fracturing event that allowed the creation of voids into which deposition of fibro-radiated and comb quartz. This texture was coeval with pyrrhotite pseudomorph after pyrite and marcasite. Arsenopyrite encrusting developed under a relatively low temperature (ca; 280-300°C). The final stage 3 was a reopening event that allowed the deposition of massive stibnite in open-space filling.

4.7.4. Timing of the gold and Sb ore deposition

The NNE-SSW shortening direction (Z1-a) controlling the emplacement of la Bellière gold-bearing quartz veins is incompatible with the dextral motion documented along South Branch of the South Armorican Shear Zone (SASZ, Jegouzo, 1980; Rollin and Colchen, 2001; Lemarchand et al. 2011). Moreover, in the southern part of the Armorican Massif, several lines of evidence support a sinistral strike-slip faulting developed earlier than the Late Carboniferous SASZ. Firstly, the neighboring Tournaisian-Visean Ancenis basin opened as a pull-apart controlled by the left-lateral reactivation of the Nort-sur-Erdre fault (Fig. 93; Diot, 1980; Rolet, 1984; Cartier and Faure, 2004; Ducassou et al., 2011). Secondly, farther North, in the Lanvaux unit, the NW-SE striking sinistral shear zones were developed before the Late Carboniferous dextral shearing (Cogné et al. 1983; Faure and Cartier 1998). According to the previous data, the La Bellière hydrothermal gold event would occur during the Visean, i.e. around 340-325 Ma.

In the Massif Central, the late Variscan gold deposits were emplaced later under a relatively short period between 310-300 Ma, defining the so-called “Or-300 event” associated to a regional NW-SE extensional direction (Marignac and Cuney, 1999; Bouchot et al., 2005).

Moreover, at a larger scale, a gold deposition event at about 350-340 Ma is documented in the Bohemian Massif (Zacharias et al., 2009, 2014). As shown by $^{40}Ar/^{39}Ar$ muscovite ages at 339 ± 1.5 Ma, in the Jilové area. Therefore, we argue that at least two gold deposition events might be present

in the European Variscan massifs, namely an early event around 340-325 Ma, closely after the Variscan collision, and a second one, the "Or-300'' event during the late-orogenic event.

On the contrary, the N-S shortening direction (Z1-b) controlling the development of Sb-bearing quartz veins complies with the dextral brittle motion along the South Armorican Shear Zone around 310-300 Ma (Jegouzo, 1980; Rollin and Colchen, 2001; Lemarchand et al. 2011). This argues for an anti-clockwise rotation of the shortening direction during the late Carboniferous period at the scale of the Mauges Nappe. This model seems more efficient, at local scale to explain emplacement of late Carboniferous mineralized quartz veins compared to reconstruction tectonic model of the Armorican Massif proposed by Gumiaux et al. (2004) predicting clockwise model with NNE-SSW shortening direction for the 310-300 Ma period.

In other Sb district from the MA, a similar North-South shortening direction is also inferred. In the Vendée district (Marcoux et al., 1984), in La Lucette district, where Z1 strikes N05-10°E (Bouchot et al., 1997), and in Quimper district where it is oriented N30-20°W (Fouquet, 1980) and Sb veins crosscut the leucrogranite of Odet dated at 324 ± 5 Ma (U/Pb on zircon; Cocherie, 2001). Therefore, it might be assumed that most of the Sb deposits of the Armorican Massif were generated during the same tectonic event around 310-300 Ma. Numerous Sb deposits widespread in the French Massif Central (Bouchot et al., 2005) or in the European Variscan belt were formed during this period (Bellot et al., 2003).

In the Central-Armorican Domain, Le Semnon Sb-Au district seems to have been formed earlier, around 360 Ma in local compressional regime (Pochon et al., 2018). The possibility of two Sb hydrothermal events successively developed around 360 and 300 Ma cannot be ruled out.

4.7.5. Genetic model and comparison with other Variscan deposits

The gold deposits

The gold-bearing quartz veins of La Bellière district show many similarities with deep-seated gold deposits of the Massif Central like the Saint-Yrieix or Salsigne districts (Touray et al., 1989; Bonnemaison and Marcoux, 1990; Boiron et al., 1990, 2003; Bril et al., 1994; Marignac and Cuney, 1999; Charonnat et al., 1999; Nicaud, 2001; Bouchot et al. 2000, 2005; Chauvet et al., 2012). It includes the dominant structural control with strike-slip, ductile/brittle shear zone developed in green-schist facies sedimentary rocks, and a late emplacement of economic ores with high fineness visible gold. They are also typical of mesozonal type in the orogenic gold deposit classification

(Robert et al., 1997; Groves et al., 1998, 2003; Marignac and Cuney, 1999; Bierlein and Crowe, 2000; Goldfarb et al., 2001-2005; Bouchot et al. 2005).

The high CO_2 and CH_4 concentrations recorded in stage 1 fluids inclusions (Boiron et al., 1990), and high temperature (400-500 °C) coeval ductile/brittle deformation, suggest a deeply-sourced hydrothermal fluid with a possible strong component of metamorphic origin. In the La Bellière gold deposit, the limited presence of magmatic-source-elements related ore phases such as bismuth tellurides, wolframite, lollingite or molybdenite also suggests that the ore-forming fluids are not related to a magmatic process (Lang and Baker, 2001). Another heat source must be found to account for the huge hydrothermal fluid generation required for these gold-bearing quartz veins. The southern part of the Champtoceaux metamorphic units experienced a partial melting event giving rise to migmatites dated around 345-335 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ on muscovite; Pitra et al., 2010), and associated magmatic products as the La Pommeraie leucogranite at 337-336 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ on muscovite; Gumiaux et al., 2004). This thermal event is coeval with a gold emplacement at 340-325 Ma, after the main metamorphic peak (Pitra et al., 2010).

The Sb deposits

The studied Sb-bearing quartz veins system would be 30-40 Ma younger than the orogenic gold deposit of La Bellière and belonging to a distinct hydrothermal event from gold one, according to the difference in the arsenopyrite geochemistry. In this model, it would be coeval with the regional high geothermal gradient, responsible for the South Armorican migmatite and leucogranite emplacement at the end of the post-collisional exhumation (e.g. Gapais et al., 1993; Brown and Dallmeyer, 1996; Turrillot, 2010; Ballouard et al., 2015). The shallow emplacement of the Sb quartz veins (<5 km) with a strong structural control and “epithermal” gangue textures could correspond to the “epizonal Au-Sb mineralization” (<5 km, 130-300 °C) in the classification of the orogenic gold deposits proposed by Groves et al. (1998).

Sb-bearing quartz veins of the La Bellière district are very similar to those of all other AM district (the Vendée, or the Quimper district; Fig. 92). It is also true with other late Variscan deposits in the Massif Central (Périchaud 1980; Bril and Beaufort, 1989; Munoz et al.,1991; Bril et al., 1994; Marignac and Cuney, 1999; Bellot et al., 2003 and in all the Western Europe (Chovan et al., 1998; Wagner and Cook, 2000; Neiva et al., 2008; Nemec and Zacharias, 2018). The Sb deposits might be ascribed to a common genetic model. The source of the mineralizing fluid remains unknow. Due to the lack of volcanic activity during this period, lack of spatial and temporal links in the la Bellière

district between Sb mineralizations and late Variscan leucogranite dykes and the shallow crustal emplacement setting, pure magmatic fluids can be excluded.

The existence of two independent hydrothermal events: i) an early gold-bearing one at ~ 335 Ma, followed by ii) an Sb one at 310-300 Ma has not been reported in the Massif Central where both metals deposits are considered as parts of the same hydrothermal event (Bouchot et al., 1997, 2005). Our observations highlight the major role of the South-Armorican-Shear-zone in the structural control and genesis of Sb-bearing quartz veins in the La Bellière district and more regionally in the Ligerian domain during late Carboniferous (310-300 Ma). The first order shear zones as the SBSASZ control the N130-140°E dextral shear zones, such as the Evre Fault and associated conjugated third order faults (N-NE sinistral and N-NW dextral faults). They also acted as crustal drains for the Sb-bearing fluids Sb.

4.8. Conclusion

The La Bellière district is the unique area in the Armorican Massif where the relationships between gold-bearing and Sb-bearing quartz veins can be documented. Our new structural, textural, mineralogical, and geochemical data highlight the predominant role of strike-slip shear zones for the structural control of these two mineralizing events.

The gold-bearing quartz veins are located along N60-90°E striking sinistral strike-slip shear zones, controlled by a NE-SW maximum shortening at 340-325 Ma. This deformation episode that occurred earlier than the dextral-strike slip motion along the SASZ, was very important for gold metallogenesis in the Ligerian domain. Changes in P/T conditions caused by a regional uplift, from 500-400 °C under the ductile/brittle transition to shallower depths (7 to <5 km depth), in a brittle context with a low temperature (300-200 °C) enhanced gold and base metals precipitation due to a drop in fluid overpressure. The La Bellière gold veins exhibit characteristic features of a mesozonal orogenic gold deposit, similar to other Late Variscan gold deposits in Europe. The La Bellière gold deposit emplaced in Mississipian, i.e. earlier than the Late Carboniferous deposits known as the “Or-300” event. It is proposed that at least two major gold emplacement periods are recorded in the French Variscan Massifs, i) an early one between 340-325 Ma after the Variscan metamorphic peak, and ii) a later, “Or-300”, event during the late-orogenic evolution.

Sb mineralization emplacement is separated in time from gold-bearing-quartz veins and formed at 310-300 Ma according to our interpretation of the regional strain patterns. Sb-bearing-quartz veins at the la Bellière district were developed in N10-20°W and N0-30°E conjugate strike-slip faults developed in a dextral Riedel shear model. This fault network is controlled at regional scale by brittle dextral shearing recorded at 310-300 Ma. Sb Quartz texture argues for a deposition in open-space vein filling and shallow environment (< 5 km). This event might belong to the “epizonal Sb-Au mineralization” developed as a more superficial expression of early mesozonal gold deposits. It displays the same features than those recognized in other late Variscan Sb deposits in Europe, formed at ca 310-300 Ma. It could belong to the “Or-300” event in the Armorican Massif.

Our study provides new elements to better target the regional exploration of orogenic gold and Sb veins in the Armorican Massif. The study of Sb occurrences is a powerful tool to constrain the cartographic shape and continuity of gold ore shoots.

Appendix A.1 Electron microprobe analyses of electrum from la Bellière gold deposit. Bdl = below detection limit

Sample	Comment	Weight% Ag	Au	Hg	Sb	S	Total	Det.Lim ppm Ag	Au	Gold finesse (Morisson et al 1990)
DGSTP_751_A	Au in Qz2-3	11.39	86.04	bdl	bdl	bdl	97.42	716	2388	883
DGSTP_751_B	Au in Qz2-3	11.75	87.24	bdl	bdl	bdl	98.99	709	2409	881
DGSTP_751_C	Au in Qz2-3	12.97	86.98	bdl	bdl	bdl	99.95	720	2429	870
MPSTP1311_A	Au in Qz2-3	8.76	93.13	bdl	bdl	bdl	101.90	713	2375	914
DGSTP_751_D	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	12.68	86.31	bdl	bdl	bdl	98.99	724	2514	872
DGSTP_751_E	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	12.74	85.68	bdl	bdl	bdl	98.42	710	2444	871
DGSTP_751_F	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	12.72	86.13	bdl	bdl	bdl	98.85	716	2468	871
DGSTP_751_G	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	13.05	86.81	bdl	bdl	bdl	99.86	727	2462	869
DGSTP_751_H	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	12.82	86.41	bdl	bdl	bdl	99.23	724	2459	871
MPSTP1311_B	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	15.75	86.04	bdl	bdl	bdl	101.78	718	2394	845
MPSTP1311_C	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	16.17	85.51	bdl	bdl	bdl	101.68	737	2364	841
MPSTP1311_D	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	16.44	85.23	bdl	bdl	bdl	101.67	732	2378	838
MPSTP1311_E	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	16.82	84.31	bdl	bdl	bdl	101.13	715	2434	834
MPSTP1311_F	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	16.68	84.46	bdl	bdl	bdl	101.14	737	2381	835
MPSTP1311_G	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	17.41	83.84	bdl	bdl	bdl	101.25	746	2421	828
MPSTP1311_H	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	10.62	89.84	bdl	bdl	bdl	100.46	710	2437	894
MPSTP1311_I	Au in inclusion in Gn and Sp (Stage 2)	16.76	84.70	bdl	bdl	bdl	101.46	729	2411	835

Appendix A.2 Electron microprobe analyses of carbonates from la Bellière gold deposit.

Sample	Comment	Wt. Oxides % MgO	SiO2	CaO	FeO	MnO	Total	Weight% Mg	Si	Ca	Fe	Mn	Total	Det.Lim ppm Mg	Si	Ca	Fe	Mn
BON2A_Carb1	Carbonates from Stage 2	27.95	0.02	10.34	16.77	1.09	56.15	6.23	0.01	19.97	13.03	0.84	56.33	500	604	949	2353	2151
BON2A_Carb2	Carbonates from Stage 2	27.73	0.00	10.80	16.22	0.90	55.65	6.52	0.00	19.82	12.61	0.69	55.65	448	0	1000	2892	2391
BON2A_Carb3	Carbonates from Stage 2	27.69	0.00	10.72	16.93	0.84	56.19	6.47	0.00	19.79	13.16	0.65	56.26	518	0	898	3002	1848
BON2A_Carb4	Carbonates from Stage 2	28.21	0.00	11.30	15.49	1.04	56.03	6.81	0.00	20.16	12.04	0.80	56.03	477	637	974	3007	2231
BON2A_Carb5	Carbonates from Stage 2	28.14	0.04	10.98	15.00	1.09	55.24	6.62	0.02	20.11	11.66	0.84	55.23	463	547	923	2266	2076
BON2A_Carb6	Carbonates from Stage 2	28.28	0.00	10.07	17.35	0.99	56.70	6.07	0.00	20.21	13.49	0.77	56.69	502	595	993	1914	2220
BON2A_Carb7	Carbonates from Stage 2	28.90	0.01	11.91	15.08	1.30	57.19	7.18	0.00	20.65	11.72	1.01	57.19	517	565	910	2652	1859
BON2A_Carb8	Carbonates from Stage 2	27.61	0.03	10.35	17.09	0.69	55.76	6.24	0.01	19.73	13.28	0.54	55.76	506	582	958	2938	2535
BON2A_Carb9	Carbonates from Stage 2	28.06	0.05	10.05	17.29	1.08	56.53	6.06	0.02	20.05	13.44	0.84	56.53	458	541	944	2379	2219
BON2A_Carb10	Carbonates from Stage 2	28.53	0.00	10.29	15.94	0.87	55.63	6.21	0.00	20.39	12.39	0.67	55.63	417	0	976	3038	2419
BON2A_Carb11	Carbonates from Stage 2	28.21	0.00	10.96	15.04	0.95	55.16	6.61	0.00	20.16	11.69	0.73	55.16	456	0	959	2253	1938
BON2A_Carb12	Carbonates from Stage 2	28.62	0.00	11.07	14.44	1.18	55.32	6.68	0.00	20.46	11.23	0.91	55.58	534	0	1021	2902	1865
BON2A_Carb13	Carbonates from Stage 2	28.32	0.02	11.47	13.78	1.24	54.83	6.92	0.01	20.24	10.71	0.96	54.99	384	552	959	3414	2555
BON2A_Carb14	Carbonates from Stage 2	28.21	0.00	10.70	16.05	0.93	55.88	6.45	0.00	20.16	12.47	0.72	55.88	403	0	905	2380	1749
BON2A_Carb16	Carbonates from Stage 2	29.32	0.00	11.39	15.22	1.13	57.05	6.87	0.00	20.95	11.83	0.88	57.30	487	0	924	2378	1938
BON2A_Carb17	Carbonates from Stage 2	28.61	0.00	11.11	16.54	1.08	57.34	6.70	0.00	20.45	12.86	0.83	57.34	441	0	969	2937	2257
BON2A_Carb18	Carbonates from Stage 2	28.65	0.00	10.45	16.25	0.74	56.08	6.30	0.00	20.47	12.63	0.57	56.17	422	0	944	2250	2403
BON2A_Carb19	Carbonates from Stage 2	27.88	0.03	10.98	16.22	0.96	56.06	6.62	0.01	19.92	12.61	0.74	56.22	458	500	944	1636	2257
BON2A_Carb20	Carbonates from Stage 2	28.65	0.01	10.59	15.08	1.06	55.38	6.38	0.00	20.48	11.72	0.82	55.38	491	592	1026	2388	1310
BON2A_Carb21	Carbonates from Stage 2	28.55	0.05	12.10	14.57	0.98	56.25	7.30	0.03	20.40	11.33	0.76	56.42	410	522	956	1971	1756
BON2A_Carb22	Carbonates from Stage 2	28.49	0.00	11.22	15.39	1.12	56.22	6.77	0.00	20.36	11.97	0.86	56.29	495	0	936	2837	2106
BON2A_Carb23	Carbonates from Stage 2	28.88	0.02	11.81	13.42	1.29	55.42	7.12	0.01	20.64	10.43	1.00	55.49	483	532	944	3046	1947
BON2A_Carb24	Carbonates from Stage 2	29.46	0.00	11.42	14.73	0.79	56.40	6.89	0.00	21.06	11.45	0.61	56.64	550	0	925	2252	2682
BON2A_Carb25	Carbonates from Stage 2	27.78	0.05	10.42	16.39	1.06	55.70	6.29	0.02	19.86	12.74	0.82	55.70	460	532	927	3134	1540
BON2A_Carb26	Carbonates from Stage 2	28.72	0.02	11.64	15.87	1.04	57.28	7.02	0.01	20.53	12.33	0.80	57.37	450	553	875	2617	1936
BON2A_Carb27	Carbonates from Stage 2	28.48	0.03	11.58	14.99	0.85	55.92	6.98	0.01	20.36	11.65	0.66	55.92	426	524	928	2124	1552
BON2A_Carb28	Carbonates from Stage 2	29.01	0.00	11.93	15.07	1.19	57.20	7.19	0.00	20.73	11.72	0.92	57.20	454	0	947	2731	1755
BON2A_Carb29	Carbonates from Stage 2	28.28	0.02	12.06	14.49	1.00	55.85	7.27	0.01	20.21	11.26	0.78	55.85	431	586	912	2956	1554
BON2A_Carb30	Carbonates from Stage 2	29.29	0.05	11.29	16.63	0.97	58.24	6.81	0.02	20.93	12.93	0.75	58.23	418	594	919	2193	2345
ERAM2_Carb_A	Carbonates from Stage 3	17.98	0.02	30.99	5.84	2.55	57.37	10.84	0.01	22.15	4.54	1.98	57.37	390	482	961	2136	2475
ERAM2_Carb_B	Carbonates from Stage 3	18.04	0.00	31.12	4.28	1.95	55.38	10.88	0.00	22.24	3.33	1.51	55.48	373	0	1017	3194	1771
ERAM2_Carb_C	Carbonates from Stage 3	19.26	0.01	31.45	4.18	1.65	56.54	11.61	0.01	22.47	3.25	1.28	56.54	377	517	962	1997	1043
ERAM2_Carb_E	Carbonates from Stage 3	20.13	0.00	31.97	3.71	1.32	57.12	12.14	0.00	22.85	2.89	1.02	57.12	412	0	998	2883	1351
ERAM2_(1)_Carb_A	Carbonates from Stage 3	16.60	0.52	29.86	8.01	1.27	56.25	10.01	0.24	21.34	6.22	0.98	56.32	389	537	953	2405	1580
ERAM2_(1)_Carb_C	Carbonates from Stage 3	18.12	0.01	30.83	5.93	1.38	56.28	10.93	0.01	22.03	4.61	1.07	56.28	481	594	993	2424	1427
ERAM2_(1)_Carb_D	Carbonates from Stage 3	18.86	0.05	31.71	5.16	1.27	57.06	11.38	0.03	22.66	4.01	0.98	57.06	379	516	912	2283	1997
ERAM2_(1)_Carb_E	Carbonates from Stage 3	19.23	0.00	31.29	5.47	1.38	57.36	11.60	0.00	22.36	4.25	1.07	57.36	408	593	1066	2418	2629
ERAM2_(1)_Carb_F	Carbonates from Stage 3	18.98	0.02	31.00	5.19	1.53	56.72	11.44	0.01	22.16	4.04	1.18	56.72	459	506	996	2282	2170
ERAM2_(1)_Carb_G	Carbonates from Stage 3	18.75	0.04	30.77	5.57	1.32	56.46	11.31	0.02	21.99	4.33	1.03	56.46	381	528	1035	2536	2330
ERAM2_(1)_Carb_H	Carbonates from Stage 3	18.78	0.00	31.26	5.47	1.52	57.03	11.33	0.00	22.34	4.25	1.18	57.03	376	0	955	1841	2338
ERAM2_(1)Carb_J	Carbonates from Stage 3	18.08	0.02	30.63	5.19	1.75	55.66	10.90	0.01	21.89	4.03	1.35	55.66	503	470	1031	2978	1804
ERAM2_(1)Carb_K	Carbonates from Stage 3	18.41	0.00	31.03	5.62	1.50	56.56	11.10	0.00	22.18	4.37	1.16	56.55	393	0	945	2653	2756
ERAM2_(1)Carb_L	Carbonates from Stage 3	16.55	0.00	29.04	7.97	1.23	54.79	9.98	0.00	20.75	6.20	0.95	54.79	430	0	1043	2647	1579
ERAM2_(1)Carb_M	Carbonates from Stage 3	18.63	0.06	30.70	5.30	1.28	55.98	11.24	0.03	21.94	4.12	0.99	55.98	403	559	1013	1464	2331
ERAM2_(1)Carb_N	Carbonates from Stage 3	19.83	0.06	31.37	4.61	1.49	57.35	11.96	0.03	22.42	3.58	1.15	57.35	399	560	952	1661	1809
ERAM2_(1)Carb_P	Carbonates from Stage 3	18.55	0.02	29.75	7.46	1.19	56.98	11.19	0.01	21.26	5.80	0.92	56.98	398	582	1064	2976	2744
ERAM2_(1)Carb_Q	Carbonates from Stage 3	16.95	0.14	28.77	7.52	1.25	54.63	10.22	0.07	20.56	5.85	0.97	54.71	394	528	1000	2276	2155
ERAM2_(1)Carb_R	Carbonates from Stage 3	17.23	0.09	29.50	6.11	1.38	54.31	10.39	0.04	21.08	4.75	1.07	54.39	455	482	1020	2651	1586
ERAM2_(1)Carb_S	Carbonates from Stage 3	18.23	0.07	30.15	4.94	1.23	54.62	10.99	0.03	21.55	3.84	0.95	54.62	434	446	952	1997	2333
ERAM2_(1)Carb_T	Carbonates from Stage 3	17.94	0.00	30.41	6.06	1.27	55.68	10.82	0.00	21.73	4.71	0.99	55.68	478	0	944	1834	2477
ERAM2_(1)Carb_U	Carbonates from Stage 3	18.39	0.00	29.80	5.72	1.34	55.25	11.09	0.00	21.30	4.44	1.04	55.26	370	0	973	2143	2621
ERAM2_(1)Carb_V	Carbonates from Stage 3	18.93	0.00	31.53	4.92	1.73	57.11	11.42	0.00	22.53	3.83	1.34	57.11	369	0	1013	2544	2179
ERAM2_(1)Carb_W	Carbonates from Stage 3	18.25	0.02	30.40	5.85	1.29	55.83	11.01	0.01	21.73	4.55	1.00	55.82	416	599	995	2411	2620
ERAM2_(1)Carb_O	Carbonates from Stage 3	17.95	0.00	29.49	5.63	1.43	54.50	10.82	0.00	21.07	4.38	1.11	54.50	526	0	924	1994	1993

Appendix A.3 Electron microprobe analyses of arsenopyrite from la Bellière distict and les Brouzils deposit (Vendée).

Location	Sample	Weight% S	Fe	As	Sb	Ni	Total	Atomic% S	Fe	As	Sb	Ni	Total	Det.Lim ppm S	Fe	As	Sb	Ni
La Bellière gold deposit	DG754_Asp2	21.03	35.47	44.10	bdl	bdl	100.60	34.90	33.79	31.31	0	0	100	327	322	815	0	0
La Bellière gold deposit	DG754_Asp3	20.80	35.43	44.48	bdl	bdl	100.70	34.57	33.80	31.63	0	0	100	299	314	810	0	0
La Bellière gold deposit	DG754_Asp4	20.54	35.47	44.82	bdl	bdl	100.83	34.19	33.89	31.93	0	0	100	317	305	819	0	0
La Bellière gold deposit	DG754_Asp5	20.70	35.23	44.64	bdl	bdl	100.57	34.48	33.69	31.83	0	0	100	319	317	828	0	0
La Bellière gold deposit	DG754_Asp6	21.12	35.66	43.69	bdl	bdl	100.47	35.04	33.96	31.01	0	0	100	349	321	810	0	0
La Bellière gold deposit	FCSTP209A_Asp1	20.40	35.05	44.55	bdl	bdl	100.00	34.23	33.77	32.00	0	0	100	341	317	809	0	0
La Bellière gold deposit	FCSTP209A_Asp1	20.51	34.78	44.54	bdl	bdl	99.83	34.45	33.54	32.02	0	0	100	349	313	817	0	0
La Bellière gold deposit	FCSTP209A_Asp5	20.75	34.81	43.97	bdl	0.18	99.70	34.78	33.50	31.55	0	0.16	100	323	321	819	0	367
La Bellière gold deposit	FCSTP209A_Asp6	20.82	33.78	43.89	bdl	0.84	99.33	35.02	32.61	31.59	0	0.77	100	332	314	815	0	365
La Bellière gold deposit	FCSTP209A_Asp7	20.37	33.77	44.44	bdl	1.01	99.58	34.34	32.68	32.06	0	0.93	100	336	319	824	0	358
La Bellière gold deposit	FCSTP209A_Asp8	20.62	35.19	44.17	bdl	bdl	99.98	34.53	33.82	31.65	0	0	100	322	318	828	0	0
La Bellière gold deposit	FCSTP209A_Asp9	20.77	35.18	43.86	bdl	0.07	99.88	34.75	33.79	31.40	0	0.06	100	331	319	816	0	367
La Bellière gold deposit	FCSTP209A_Asp10	20.77	34.85	44.00	bdl	0.06	99.68	34.83	33.55	31.57	0	0.05	100	334	315	812	0	356
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp1	20.47	34.46	39.32	4.57	bdl	98.81	35.12	33.95	28.87	2.06	0	100	339	317	794	558	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp2	21.30	34.79	39.04	4.08	bdl	99.20	36.07	33.82	28.29	1.82	0	100	318	323	792	551	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp3	20.58	34.80	41.16	2.24	bdl	98.78	35.03	34.00	29.97	1.00	0	100	321	320	810	525	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp4	21.42	34.52	37.53	5.28	bdl	98.74	36.50	33.77	27.36	2.37	0	100	344	311	800	546	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp5	20.69	34.21	36.63	7.30	bdl	98.82	35.72	33.90	27.06	3.32	0	100	343	319	789	562	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp6	21.03	34.43	36.03	7.38	bdl	98.87	36.17	33.98	26.51	3.34	0	100	319	329	783	551	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp7	20.68	34.53	39.38	4.70	bdl	99.29	35.30	33.83	28.76	2.11	0	100	324	313	787	547	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp8	20.73	34.69	39.94	3.87	bdl	99.22	35.29	33.89	29.09	1.73	0	100	328	325	798	525	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp9	21.12	35.00	38.90	3.96	bdl	98.98	35.85	34.11	28.26	1.77	0	100	332	325	788	547	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp10	21.66	33.87	37.88	6.46	bdl	99.87	36.71	32.94	27.47	2.88	0	100	326	318	806	554	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp11	21.11	34.44	36.99	5.85	bdl	98.40	36.24	33.94	27.18	2.64	0	100	328	327	787	551	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp12	20.71	34.43	41.29	2.68	bdl	99.12	35.20	33.58	30.02	1.20	0	100	320	318	803	535	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp13	20.72	34.74	38.03	5.64	bdl	99.13	35.47	34.13	27.85	2.54	0	100	319	331	791	548	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp14	20.67	34.58	38.10	5.60	bdl	98.94	35.46	34.05	27.96	2.53	0	100	343	314	794	544	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp15	20.20	34.33	39.57	4.72	bdl	98.82	34.78	33.93	29.15	2.14	0	100	312	322	807	551	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp16	20.92	34.76	40.02	3.50	bdl	99.21	35.50	33.87	29.07	1.57	0	100	321	313	794	537	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp17	20.78	34.35	40.97	2.93	bdl	99.02	35.34	33.54	29.82	1.31	0	100	330	322	803	550	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp18	20.77	34.16	41.01	2.60	bdl	98.54	35.44	33.45	29.94	1.17	0	100	312	320	802	519	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp19	20.44	34.17	40.79	3.75	bdl	99.15	34.94	33.53	29.84	1.69	0	100	336	324	798	534	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp20	21.03	34.78	40.25	3.18	bdl	99.23	35.61	33.81	29.16	1.42	0	100	320	317	808	559	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp21	20.86	34.59	41.36	2.76	bdl	99.57	35.27	33.58	29.92	1.23	0	100	340	316	813	540	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp22	21.11	33.74	37.20	7.01	bdl	99.06	36.25	33.25	27.33	3.17	0	100	336	321	792	568	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp23	20.86	33.72	36.54	7.96	bdl	99.08	35.99	33.40	26.98	3.62	0	100	315	325	800	566	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp24	21.05	33.85	37.00	7.43	bdl	99.32	36.13	33.34	27.17	3.36	0	100	326	320	786	558	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp25	20.55	34.19	39.40	5.21	bdl	99.35	35.18	33.60	28.87	2.35	0	100	339	325	801	553	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp26	20.99	34.12	36.83	7.57	bdl	99.51	35.98	33.58	27.02	3.42	0	100	343	330	789	568	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp27	20.54	33.65	39.21	4.39	bdl	97.78	35.54	33.42	29.03	2.00	0	100	329	318	798	540	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp28	20.97	33.41	38.24	4.23	bdl	96.85	36.39	33.28	28.39	1.93	0	100	314	314	788	541	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp29	21.29	34.19	40.18	2.92	bdl	98.58	36.16	33.33	29.20	1.30	0	100	321	312	805	542	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp30	20.51	34.30	38.63	4.75	bdl	98.19	35.38	33.95	28.51	2.16	0	100	337	322	797	535	0
Sb occurrence of la Bertinière	FCSTP239_Asp31	20.81	34.17	40.80	2.65	bdl	98.43	35.53	33.48	29.80	1.19	0	100	330	314	814	533	0
Les Brouzils Sb deposit	VEN07b_Asp1	21.68	34.60	42.89	0.27	bdl	99.44	36.15	33.12	30.61	0.12	0	100	375	485	807	515	0
Les Brouzils Sb deposit	VEN07b_Asp2	22.53	34.19	40.43	1.43	bdl	98.58	37.65	32.80	28.92	0.63	0	100	365	479	786	504	359
Les Brouzils Sb deposit	VEN07b_Asp3	22.59	34.23	39.83	1.69	bdl	98.34	37.81	32.90	28.54	0.75	0	100	353	483	768	519	356
Les Brouzils Sb deposit	VEN07b_Asp4	22.78	34.46	40.10	1.64	bdl	98.98	37.86	32.89	28.53	0.72	0	100	351	469	784	522	0
Les Brouzils Sb deposit	VEN07b_Asp5	22.06	34.15	42.56	0.45	bdl	99.22	36.77	32.68	30.36	0.20	0	100	360	478	797	525	0
Les Brouzils Sb deposit	VEN07b_Asp6	21.74	33.61	42.96	0.17	bdl	98.47	36.56	32.44	30.92	0.07	0	100	371	472	792	507	0
Les Brouzils Sb deposit	VEN07b_Asp7	22.20	34.64	40.76	1.47	bdl	99.07	37.05	33.19	29.11	0.65	0	100	345	492	790	526	354
Les Brouzils Sb deposit	VEN07b_Asp8	21.60	34.00	42.59	0.50	bdl	98.68	36.31	32.82	30.64	0.22	0	100	350	473	796	507	354
Les Brouzils Sb deposit	VEN07b_Asp9	22.62	34.66	40.56	1.45	bdl	99.30	37.54	33.02	28.80	0.63	0	100	383	479	794	523	355
Les Brouzils Sb deposit	VEN07b_Asp10	22.54	33.88	41.75	1.45	bdl	99.61	37.42	32.29	29.66	0.63	0	100	371	498	801	526	348
Les Brouzils Sb deposit	VEN23b_Asp1	21.94	34.02	42.09	0.52	bdl	98.57	36.80	32.76	30.22	0.23	0	100	359	488	794	518	362
Les Brouzils Sb deposit	VEN23b_Asp2	22.36	34.44	41.78	0.59	0.09	99.26	37.14	32.83	29.69	0.26	0.08	100	374	485	798	520	351
Les Brouzils Sb deposit	VEN23b_Asp3	21.96	34.10	42.52	0.16	bdl	98.73	36.74	32.75	30.44	0.07	0	100	352	484	795	504	0
Les Brouzils Sb deposit	VEN23b_Asp4	21.94	34.20	41.89	0.85	bdl	98.88	36.74	32.88	30.01	0.37	0	100	351	484	785	515	349
Les Brouzils Sb deposit	VEN23b_Asp5	22.89	34.50	40.60	1.04	bdl	99.03	37.94	32.82	28.79	0.45	0	100	350	476	794	513	359
Les Brouzils Sb deposit	VEN17A_Asp1	22.04	34.16	41.41	0.98	0.04	98.63	36.94	32.88	29.71	0.43	0.04	100	370	465	787	520	352

Données complémentaires : étude des altérations hydrothermales des minéralisations aurifères

Objectifs de l'étude

Les parties périphériques des structures filoniennes aurifères sont occupées par une zone où l'encaissant a été altéré au passage des fluides minéralisateurs. Cette étude est consacrée à la caractérisation de cette altération afin d'apporter des précisions sur ses conditions de formations, ainsi qu'une meilleure compréhension des phénomènes hydrothermaux et de l'interaction fluides/roches.

Pour tenter de répondre à cette problématique, cette étude a été focalisée sur 2 axes : la caractérisation minéralogique précise des minéraux néoformés durant l'altération, et une étude de la signature géochimique des altérations afin de contraindre et quantifier les échanges chimiques lors de l'interaction fluides/roches. La méthodologie utilisée est la même que celle réalisée pour les minéralisations à antimoine du district de Vendée, elle est présentée dans la partie 2.5.2 du chapitre 2. Les échantillons de roches hydrothermalisées proviennent de la zone altérée en contact avec la structure filonienne aurifère de l'ancienne mine de la Bellière et de la zone de Belleville (Fig. 94A pour localisation). Pour cette dernière, ils ont été prélevés dans les résidus de forages percutants (cuttings) réalisés dans le cadre de la campagne de sondages d'exploration menée dans le secteur de la Bellière par la compagnie minière Variscan Mines entre avril et juin 2017 (Gouin et al., 2018). L'échantillon de roche saine SCSTP001, utilisé notamment pour l'étude DRX provient du sondage carotté SCSTP001 (Annexe 9 pour la localisation). L'étude minéralogique des altérations a été menée sur 12 lames minces.

La composition chimique des roches saines et altérées a été obtenue par analyses ICP-multiéléments sur roches totales (majeurs et mineurs). En parallèle, des analyses par méthode de Fire-Assay (laboratoire ALS) ont permis de doser leurs teneurs en or (Annexe 10). Ces données ont été fournies par Variscan Mines et proviennent des sondages percutants VRM-RC-03 à VRM-RC-06 du secteur de Belleville. Les détails des méthodes d'analyses effectuées ainsi que la position des sondages sont disponibles dans le rapport publique (Gouin *et al.,* 2018). La caractérisation suivante se base sur les analyses de 10 échantillons de roche saine et 10 échantillons de roches hydrothermalisées.

Minéralogie des altérations

L'encaissant des filons aurifères étudiés se présente sous la forme de roches sédimentaires métamorphisées dans le faciès des schistes verts, composées d'alternance de métagrauwackes et de métapélites. Cette alternance souligne une foliation marquée. La roche saine se distingue par sa couleur sombre aux reflets verdâtres à bleuâtres (Fig. 106A). Le quartz est présent en quantité importante, notamment dans des filonets de quartz d'exsudations sombres d'aspect cristallin. Ce dernier est stérile et antérieur au phénomène aurifère.

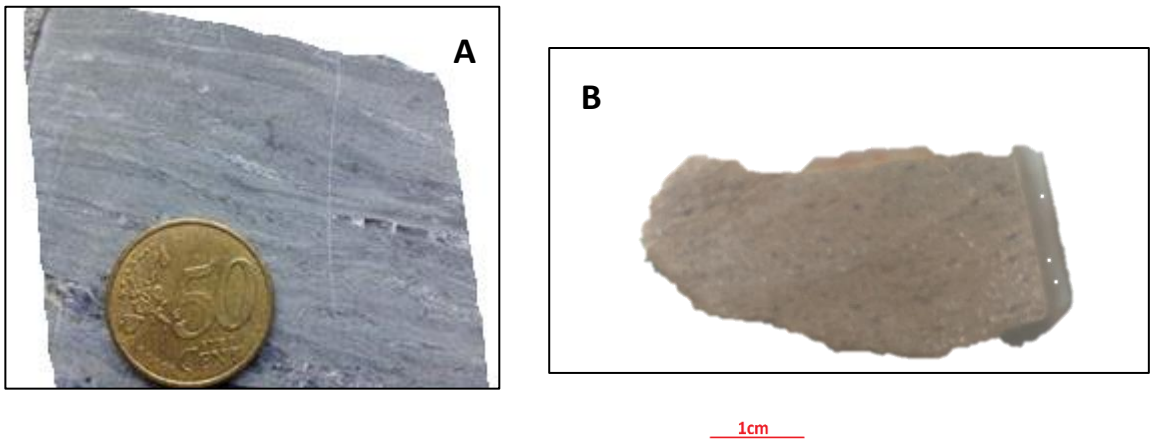


Figure 106 : A) Photo de roche encaissante saine appartenant à la formation de la Nappe des Mauges, secteur à l'ouest de Saint-Pierre-Montlimart, échantillon provenant du sondage carotté (SCSTP001). B) Roche hydrothermalisée proche du filon aurifère de Belleville, cuttings de sondage percutant RCSTP004-032 (Annexe 9 pour localisation des échantillons).

La roche hydrothermalisée associée à la minéralisation aurifère appartient aussi à la formation métasédimentaire de la Nappe des Mauges. Elle apparaît blanchie à légèrement orangée (Fig. 106B). Elle semble plus compétente et plus riche en quartz que l'encaissant sain. Des sulfures épars se révèlent, ainsi qu'une oxydation importante. De plus, la foliation observable sur la roche encaissante saine est moins marquée sur l'encaissant hydrothermalisé.

A l'échelle microscopique, la roche encaissante est riche en quartz, elle présente de manière fréquente des clastes de plagioclases infra-millimétriques (Fig. 107A), ainsi que des biotites, muscovites et chlorites (Fig. 107B). Les filonnets de quartz d'exsudation visibles à l'œil nu soulignent la foliation métamorphique et montrent des textures de rubanement (Fig. 107B). La foliation est facilement discernable. Localement, la proportion de biotite peut-être très importante (Fig. 107C) et contribue à la couleur sombre observée macroscopiquement. Des rutiles sont également observés.

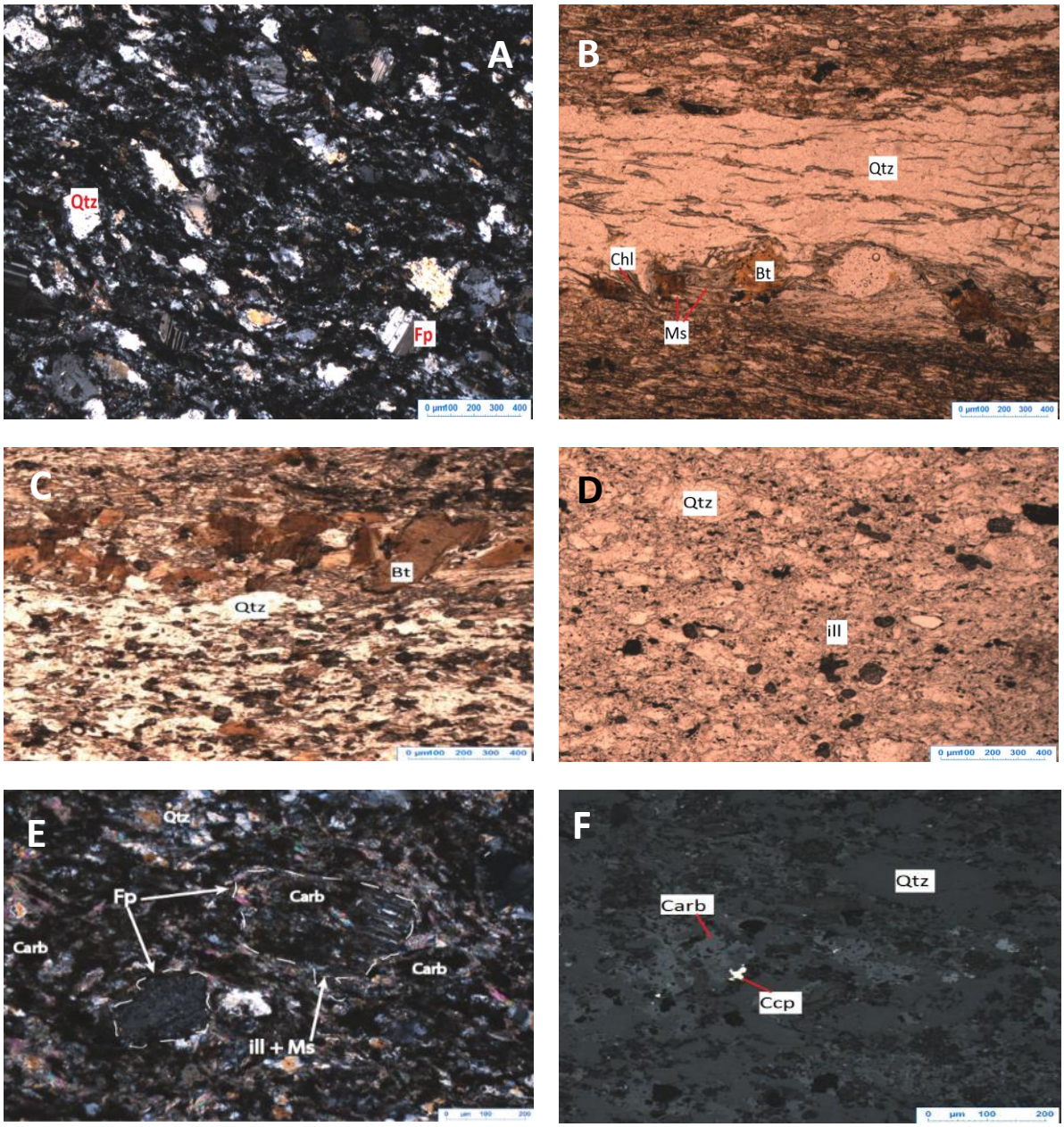


Figure 107 : A) Encaissant sain à plagioclase. Sondage percuttant RCSTP004 de Belleville. B) Alternance de métagrauwacke-métapélite sain à biotite, chlorite, muscovite et quartz. C) Roche encaissante avec un niveau riche en biotite qui souligne la foliation, sondage RCSTP004 de Belleville. D) Roche hydrothermalisée avec envahissement de la matrice par des illites et micas blancs, disparition des biotites et des chlorites, sondage RCSTP004, Belleville. E) Altération des plagioclases en carbonates, illites et muscovite avec généralisation de cette altération à l'ensemble de la matrice. F) Roche hydrothermalisée avec silicification et carbonatation associée à la présence de chalcopyrites disséminées, sondage RCSTP004 de Belleville. L'échelle des photos A à D est de 400 µm, celle des photos E et F est de 200 µm. Qtz : quartz, Fp : plagioclase, Bt : biotite, Carb :carbonates, ill : illites, Ms : muscovite, Chl :chlorite, Ccp : chalcopyrite.

A l'échelle microscopique, la roche hydrothermalisée est caractérisée au premier ordre par une silification de la roche saine (Fig. 107D, E, F) qui est marquée par un envahissement de la matrice par du quartz ainsi que par une multitude de filonnets de quartz. Cette transformation s'accompagne

aussi d'un remplacement de la matrice initiale par un ensemble de petits micas (taille < 100 µm) qui sont assimilés à des illites ou des séricites ainsi que par des micas blancs de taille > 100 µm (Fig. 107D, E ; muscovites ou phengites). Aucune biotite ni chlorite n'ont été observées dans ce faciès. Le passage des fluides a donc provoqué leurs disparitions au profit de la cristallisation des illites et micas blanc. De plus, les plagioclases se transforment en carbonates (Fig. 107E). Ce phénomène de remplacement est bien visible par la présence de reliques de macles polysynthétiques dans les carbonates hydrothermaux (Fig. 98F, 107E). Les plagioclases semblent aussi se transformer en illites par endroits (Fig. 107E). L'altération est complétée par l'apparition discrète de petits sulfures < 100 µm avec par ordre d'importance, la pyrite, la chalcopyrite (Fig. 107F) et la galène. Ces sulfures sont disséminés soit dans l'encaissant hydrothermalisé soit situés dans les filonnets de quartz et/ou carbonates (Fig. 107F). Les aluminosilicates de type muscovite/phengite de grandes tailles (> 100 µm) sont aussi présents dans la minéralisation à l'intérieur du quartz fortement déformé Qz2 (Fig. 108A) et semblent synchrones du stade 1B de la minéralisation aurifère (Fig. 100). La carbonatation ne s'arrête pas à l'encaissant hydrothermalisé, elle se propage aussi à l'intérieur de la minéralisation, où une génération de dolomite ferrifère est contemporaine du stade aurifère (stade 2, Fig. 100). Une autre génération de dolomite est-elle associée au stade tardif de réouverture (Fig. 108B ; stade 3), synchrone de la pyrite cubique, et recoupe l'ensemble de la paragenèse aurifère (Fig. 99H, 100, 108B).

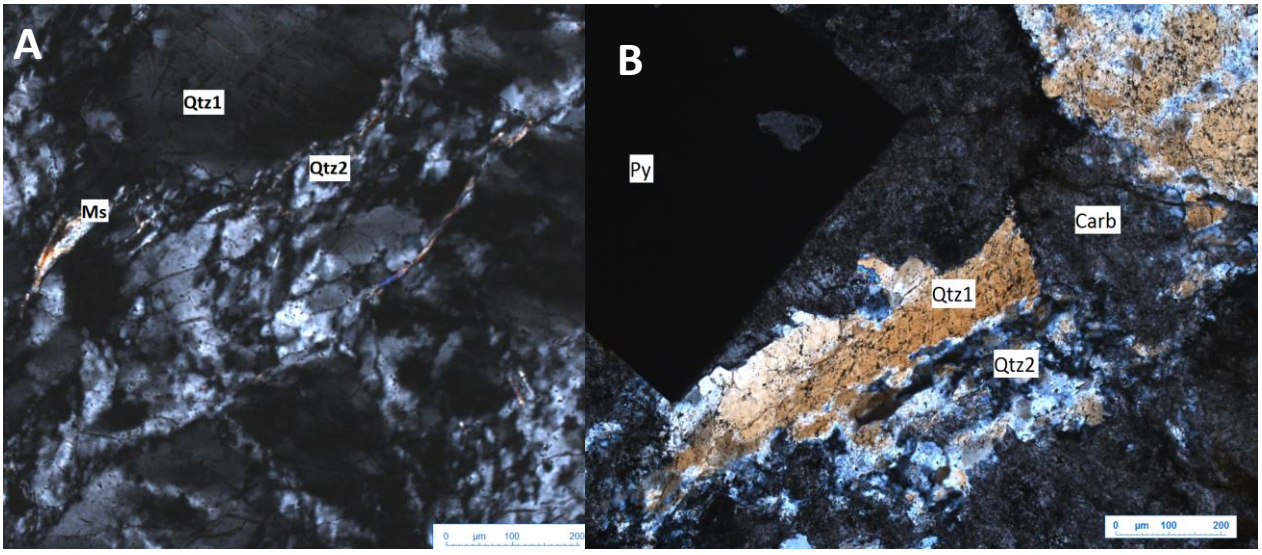


Figure 108 : A) Muscovite liée au quartz Qtz2 issu de la recristallisation dynamique du quartz précoce (Qtz1), ancienne mine de la Bellière. B) Carbonates tardifs recoupant les quartz (Qtz1 et Qtz2), ancienne mine de la Bellière.

Le spectre DRX obtenu pour l'encaissant sain démontre la présence de quartz, d'albite, de muscovite, de biotite et de chlorite (Fig. 109) Les plagioclases observés en lame mince sont identifiés comme des albites. En comparaison, on retrouve les mêmes minéraux dans l'encaissant hydrothermalisé provenant dans l'ancienne mine de la Bellière mais sans biotite selon le spectre DRX (Fig. 110). On distingue une séricitisation avec apparition d'illites en grande proportion et des micas blancs qui correspondent à des muscovites, ainsi qu'une carbonatation avec apparition de dolomite et/ou ankérite. Des minéraux accessoires sont également détectables comme des pyrites, des rutiles (ou anatase) ou des sidérites (Fig. 110). De la kaolinite est aussi présente mais pourrait correspondre à une altération météorique post-minéralisation. L'identification des minéraux par analyses DRX corrobore les résultats de l'étude microscopique.

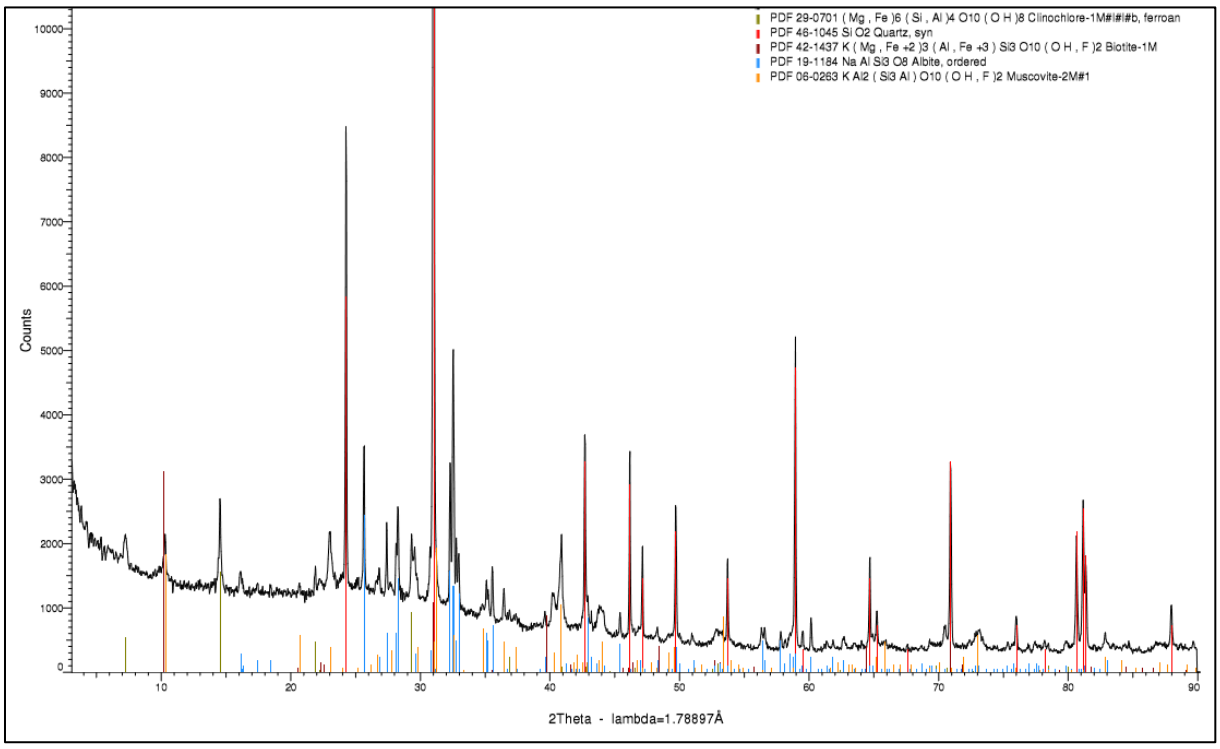


Figure 109 : Spectre DRX de la roche encaissante saine appartenant à la formation de la Nappe des Mauges.

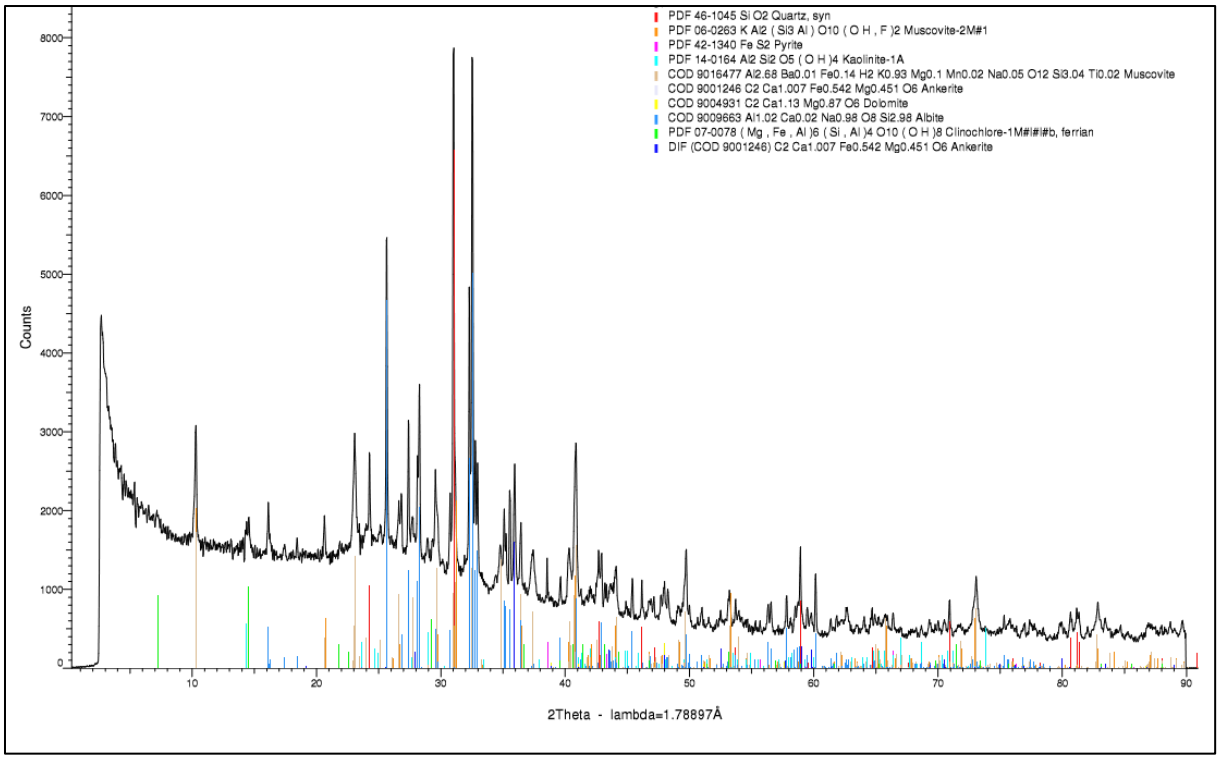


Figure 110 : Spectre de DRX de la roche hydrothermalisée associée à la structure filonienne de l'ancienne mine de la Bellière.

Géochimie des altérations

La comparaison des compositions chimiques de l'encaissant sain et des roches hydrothermalisées par la méthode des ratios élémentaires confirme les observations précédentes, bien que la carbonatation ne soit, ici, pas mise en exergue par cette méthode, puisque les proportions de calcium et de magnésium diminuent avec l'altération (Fig. 111A). On observe un enrichissement en silice, en potassium et en soufre lors de l'altération. La silicification apparaît comme importante avec une augmentation de la teneur en SiO_2 supérieure à 4 %. L'apparition des illites et de la muscovite (séricitisation) dans la roche altérée se vérifie par un excès de K_2O par rapport aux métapélites et aux métagrauwackes sains. La sulfuration, bien exprimée à l'échelle macroscopique, se révèle peu en géochimie, la teneur en soufre étant à peine plus faible (< 1 %) dans l'encaissant sain. Ce soufre provient certainement des fluides hydrothermaux à l'origine de la mise en place des minéralisations.

A l'inverse, l'aluminium, le calcium, le magnésium, le sodium et le fer sont lessivés par l'hydrothermalisme puisque leurs concentrations diminuent par rapport à celles de l'encaissant sain. Ces pertes correspondent certainement à l'altération des albites et des biotites qui permet le lessivage des éléments précédemment cités.

Pour la composition en éléments mineurs, il est observé un apport d'éléments métalliques comme Pb, Cu ou As par les fluides (Fig. 111B). On remarque même un léger enrichissement en or dans les roches hydrothermalisées dans certains échantillons. Le lessivage important du manganèse, du strontium et du phosphore est marquant, environ 70 % du Sr est lessivé lors de l'altération. Cette perte de Sr est probablement liée à l'altération des albites alors que la perte de Mn pourrait être associée à la disparition des biotites. L'altération hydrothermale observée aux épontes des filons aurifères est donc une altération siliceuse, enrichie en potassium et sulfurée, associée à l'or, par ordre d'importance décroissant.

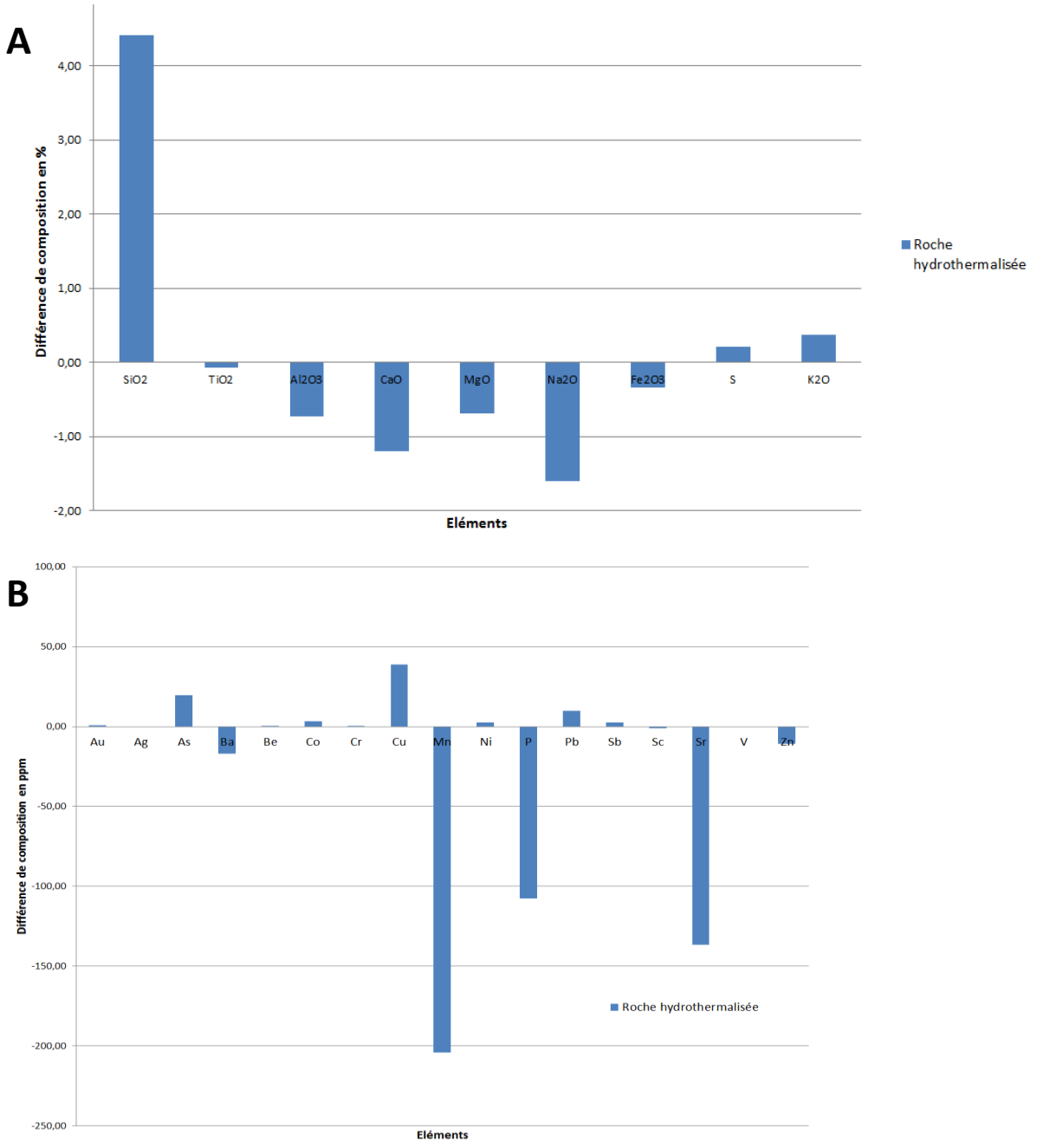


Figure 111 : Représentation des gains et des pertes élémentaires liés à l'altération hydrothermale enregistrée sur la structure filonienne de Belleville. A) Graphique pour les éléments majeurs. B) Graphique pour les éléments mineurs. Les

barres au-dessus de l'axe horizontale 0 correspondent à un gain et en dessous à une perte en élément par rapport à la l'échantillon de référence non altéré.

Synthèse des résultats

L'altération hydrothermale observée à proximité des filons aurifères du district de la Bellière se caractérise par un blanchiment, une silicification, une séricitisation, une carbonatation et une sulfuration associée à la disparition de la foliation des roches encaissantes dont l'ensemble des caractéristiques sont résumées dans la Figure 112. Ces phénomènes visibles à l'échelle macroscopique se retranscrivent en lame mince par la transformation des minéraux ferromagnésiens sombres (biotite et chlorite) en illites et en muscovites (visibles aussi au sein de la gangue quartzeuse) ainsi que par la transformation des albites en dolomies ferrifères principalement. Ces transformations se traduisent par la diminution des teneurs en sodium, aluminium, magnésium, fer et manganèse par ordre d'importance décroissant. La carbonatation observée microscopiquement ne ressort pas en géochimie puisque la teneur en calcium diminue (environ 1,2 %) tout comme celle en magnésium (environ 0,7 %). La perte en calcium reste difficilement interprétable, mais la présence de Ca dans l'albite pourrait l'expliquer. La perte en magnésium est liée à la disparition des chlorites, des biotites en illites et muscovites hydrothermales.

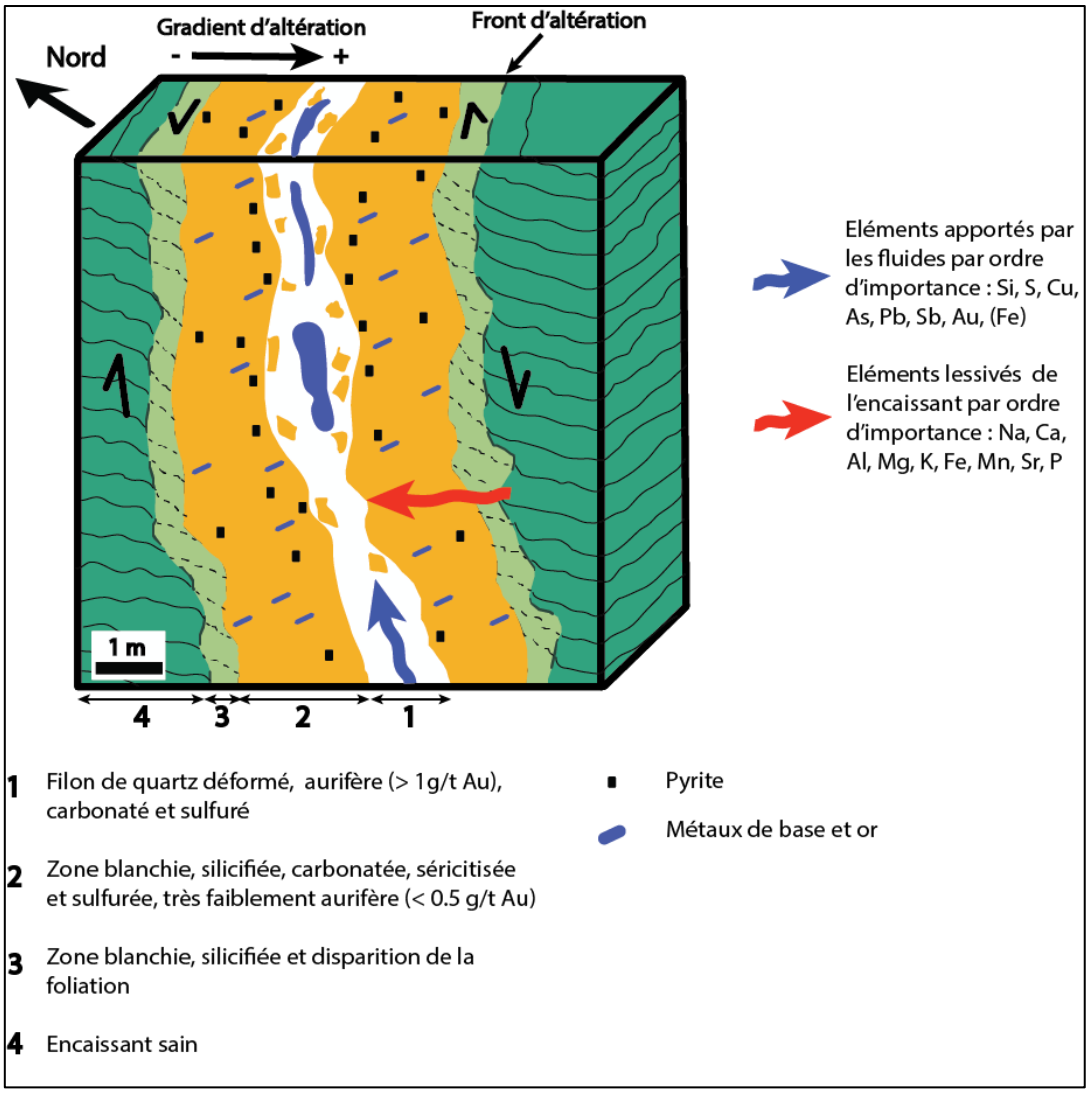


Figure 112 : Bloc diagramme récapitulatif de l'altération hydrothermale associée aux filons aurifères.

La sulfuration se localise principalement dans l'encaissant hydrothermalisé par la cristallisation fréquente de pyrite, mais aussi dans des veinules de quartz par cristallisation de galène et de chalcopyrite. L'apparition de ces sulfures correspond respectivement à l'augmentation des teneurs en plomb et en cuivre. La présence de fer n'est pas marquée géochimiquement en raison de la transformation totale des minéraux ferromagnésiens comme les chlorites et les biotites, cette perte n'est pas compensée totalement par la cristallisation des pyrites. Cela suggère que le lessivage du fer est prédominant par rapport au fer apporté par le fluide.

L'assemblage minéralogique se compose de quartz, dolomite, séricite (illite) par ordre d'importance décroissant, associé à une minéralisation diffuse à pyrite, chalcopyrite et galène. Cette altération n'est pas réellement zonée bien que la silicification soit d'importance croissante du front d'altération aux épontes du filon (Fig. 112). L'absence d'affleurement dans la zone d'étude ainsi que

la nature des échantillons utilisés (cuttings de forage) sont des freins à une caractérisation plus poussée. Des travaux basés sur des échantillons plus nombreux et plus représentatifs seraient pertinents.

La nature des minéraux néoformés lors de l'altération, notamment la formation de muscovites, nécessite une acidité très importante des fluides hydrothermaux minéralisateurs. Par ailleurs, le gain en minéraux métalliques et en or par rapport à l'encaissant sain indique qu'il ne semble pas être préconcentré en ces éléments. Selon plusieurs auteurs (Nicaud, 2001 ; Groves et al., 1997 ; Robert et al., 1997 ; Goldfarb et al., 2005), la carbonatation peut être liée à la circulation de fluides riches en CO_2. Cette observation est un argument de plus pour une origine métamorphique des fluides aurifères. De même, il est admis que l'addition de quartz, de soufre et de potassium par les fluides (Fig. 112), dans un contexte d'encaissant de faciès schiste vert est typique de l'altération des gisements d'or filoniens associés au modèle d'or orogénique (Groves et al., 1997, 2003). Les minéraux d'altération ainsi que les interactions fluides / encaissants ont de nombreux points de ressemblance avec ceux associés aux minéralisations de type or orogénique du Limousin (Nicaud, 2001), situées dans la partie Ouest du Massif-central.

D'un point de vue appliqué à l'exploration minière, la prospection de ce type de minéralisation filonienne de quelques mètres de puissance peut être facilitée par la reconnaissance du faciès et des paragenèses liés à l'altération hydrothermale. L'expression de ce phénomène étant plus important (jusqu'à 15 m de chaque côté des épontes) que la seule minéralisation. La reconnaissance en prospection marteau de ce type de faciès permettrait d'affiner le tracé cartographique des structures filoniennes aurifères. L'étude a permis de définir et de quantifier, pour la première fois, la présence d'or à des teneurs faibles dans les roches hydrothermalisées. Ce faciès n'est pas à négliger lors des prospections car il pourrait contenir des ressources en or additionnelles non négligeables, dans les conditions économiques actuelles, du fait de sa puissance importante et de sa régularité.

Données complémentaires : répartition de l'or dans les différentes structures filoniennes minéralisées

Introduction

Pour mieux identifier le potentiel aurifère des différentes structures filoniennes et de leurs faciès de quartz et comprendre la distribution de l'or par rapport aux autres éléments métalliques, 320 échantillons de quartz, provenant de l'ensemble du champ filonien ont été collectés par l'auteur et les équipes de Variscan Mines. Ils ont ensuite été préparés et analysés par pXRF (multi-éléments) au laboratoire d'E-Mines à Dun puis par fire assay dans le laboratoire d'ALS (Loughrea, Irlande). Les protocoles analytiques sont disponibles dans Gouin et al. (2018).

Sur l'ensemble des échantillons analysés, 171 possèdent des teneurs comprises entre 5 ppb (la limite de détection) et 159 ppm. Soixante correspondent au faciès de quartz calcédonieux géodique des minéralisations à antimoine et 111 au faciès de quartz shearé gris blanc, aurifère.

Répartition des principaux métaux dans les quartz par analyses roches-totales

La moyenne des teneurs en or dans ces quartz aurifères est de 2,7 g/t, mais peuvent monter jusqu'à 159 g/t. La forte variation des teneurs ainsi que les valeurs extrêmes par rapport à la moyenne montrent l'importance de l'effet pépite dans ce type de minéralisation, avec pour corollaire la difficulté pour évaluer avec précision le potentiel aurifère d'une structure. Les teneurs en or supérieures à 1 g/t sont bien corrélées avec de fortes teneurs en As, Pb et Zn (Fig. 113), ces résultats confirment que la galène, l'arsénopyrite et la sphalérite sont bien les 3 principaux minéraux accompagnateurs de l'or. Néanmoins, un petit groupe de valeurs montre des fortes teneurs en or (> 1 g/t) associées à des teneurs faibles en fer (carrés rouges sur la Fig. 113). Ces échantillons correspondent vraisemblablement à des grains d'or, soit isolés dans le quartz, soit associés vraisemblablement à des pyrites. Il ne semble pas y avoir de corrélation entre l'antimoine et l'or, ainsi qu'avec les autres éléments métalliques comme W, Sn, Cu, Ti.

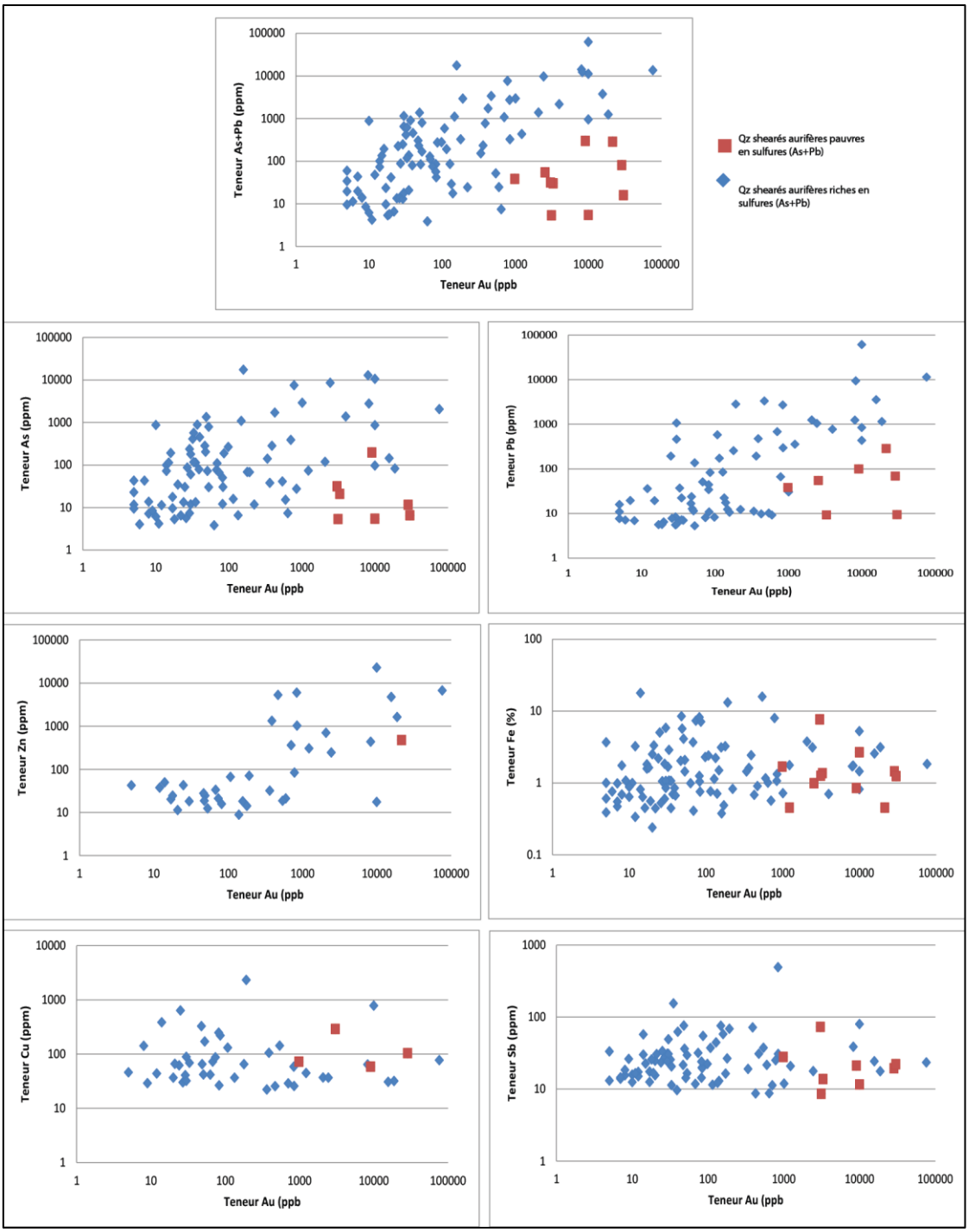


Figure 113 : Diagrammes montrant la corrélation entre les teneurs en Pb + As, As, Pb, Zn, Fe, Cu, Sb en fonction des teneurs en or dans les minéralisations aurifères des quartz shearés.

L'or est présent en faible quantité dans les quartz calcédonieux des structures filoniennes à antimoine. La moyenne des teneurs en or est de 0,4 g/t, elles ne dépassent qu'exceptionnellement les 1 g/t (max 1,3 g/t). Les valeurs extrêmes proches de la moyenne suggèrent que l'effet pépite est moins important. La moyenne des teneurs en antimoine est de 0,22 % ce qui n'est pas négligeable. Dans le diagramme As en fonction de Sb, les échantillons se répartissent en 2 populations : l'une

riche en As et pauvre et Sb, l'autre riche en As et Sb (Fig. 114). Cela suggère que la minéralisation existe dans ces structures filoniennes soit uniquement sous forme d'arsénopyrite-pyrite, soit sous forme d'un mélange arsénopyrite-pyrite-stibine. Les teneurs en or sont uniquement corrélées aux teneurs en As, jamais avec Fe, Pb, Zn ou Sb (Fig. 114).

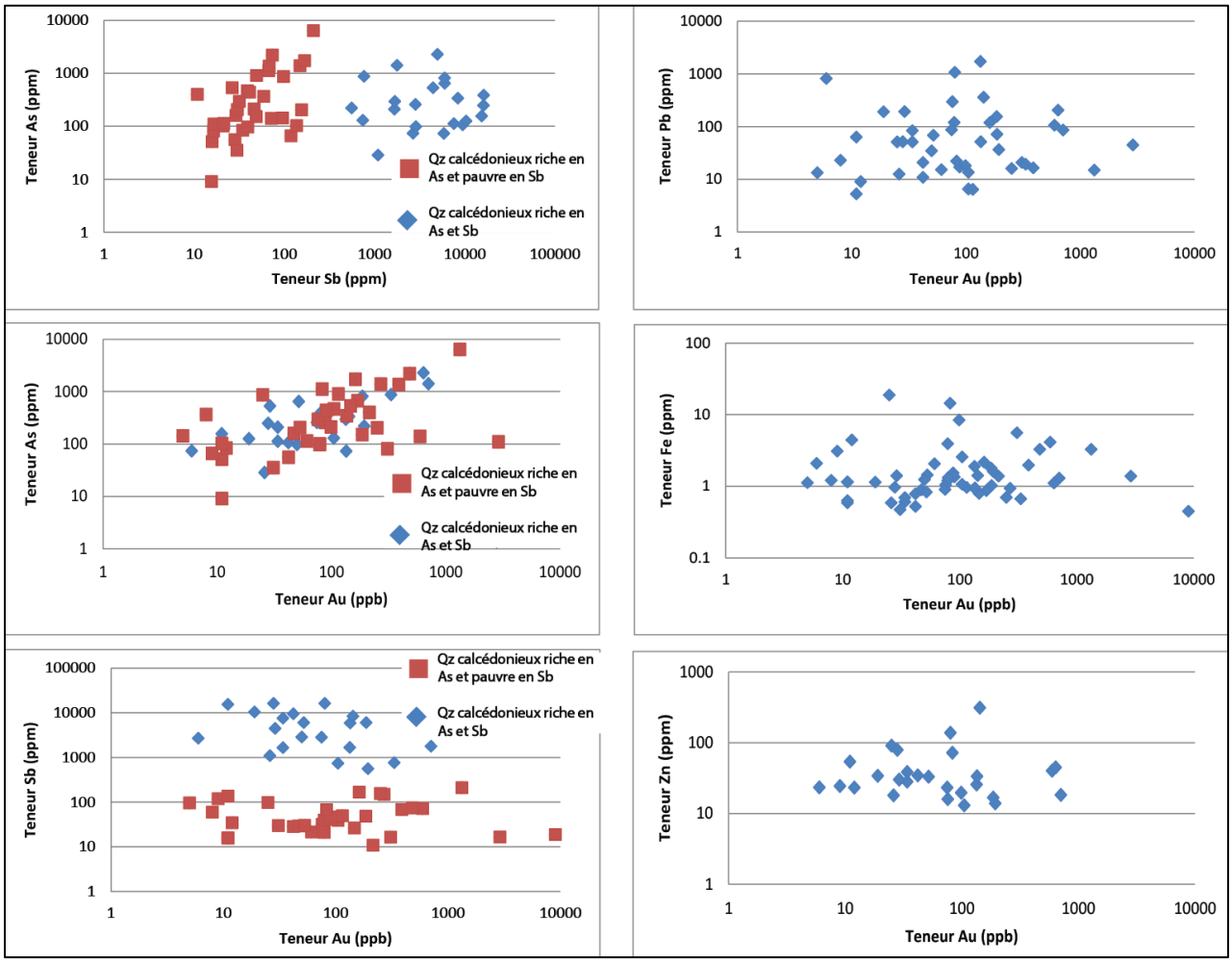


Figure 114 : Diagrammes montrant la corrélation entre Sb et As, Pb, As, Fe, Sb, Zn et les teneurs en or dans les minéralisations à antimoine associées aux quartz calcédonieux.

Ces résultats montrent donc que la distribution de l'or dans ces deux types de minéralisations est différente. Dans les minéralisations à quartz shearé, l'or est présent en fortes teneurs (> 1 g/t) avec un effet pépite très important, alors que dans les quartz calcédonieux des fentes de tensions à antimoine, les teneurs sont faibles (< 1 g/t) mais homogènes. Dans les structures filoniennes aurifères les fortes teneurs en or sont corrélées aux fortes teneurs en Pb, Zn, As, Fe ce qui est cohérent avec les minéraux accompagnateurs de l'or identifiés lors de l'analyse minéralogique du minerai aurifère du gisement de la Bellière : galène, sphalérite, arsénopyrite, pyrite. Dans les

minéralisations à antimoine les teneurs or sont exclusivement corrélées à l'As alors qu'aucun grain d'or visible n'a été observé lors de l'analyses minéralogique. Ce comportement pourrait indiquer la présence d'or invisible associé à l'arsénopyrite qui est le principal minéral arsénié.

Analyses des teneurs en or dans les arsénopyrites par méthode LA-ICP-MS

Pour mieux comprendre la répartition de l'or dans les minéralisations à or et à antimoine dans le district de la Bellière, et expliquer la forte corrélation arsenic-or dans les analyses roche-totales, les concentrations en éléments traces dans les arsénopyrites ont été déterminées par la méthode de l'ablation laser couplée à un spectromètre de masse à plasma induit (LA-ICP-MS) qui permet la détection d'élément à très faible teneur (< 1 ppm). Les analyses ont été effectuées à IRAMAT (Institut de Recherche sur les ArchéoMATériaux – UMR5060 – Orléans) avec un laser ArF excimer 193 nm RESOlution SE couplé à un ICP-MS à haute résolution Thermo Finnigan Element XR (Annexe 11 pour conditions analytiques). La composition des arsénopyrites analysées par LA-ICP-MS a été préalablement étudiée à la microsonde et montre des concentrations fortes en Fe et Sb > 0,1 % qui ont été utilisées comme standard interne (Appendix A.3). Les concentrations ont été calculées avec les 2 standards internes afin de voir lequel était le mieux adapté pour le calcul des concentrations (Annexe 11). Pour les arsénopyrites des indices à Sb l'erreur relative est bonne (< 5 % d'erreur) pour le standard MASS-1 quelques soit le standard interne utilisé. Pour le standard NIST610, l'erreur relative est mauvaise quand le standard interne utilisé est le Fe (> 50 % d'erreur) mais bonne avec l'antimoine comme standard interne (< 5% d'erreur). Pour ces analyses le standard interne utilisé sera donc l'antimoine. Pour les Asp du gisement d'or de la Bellière seul le Fe a été utilisé comme standard interne car elles ne contiennent pas de Sb. L'erreur relative pour le MASS-1 est très bonne < 1% d'erreur mais est mauvaise pour le NIST610 autour de 82% d'erreur, ces résultats seront donc à prendre avec précaution. La reproductibilité des analyses est bonne, toujours inférieure à 15 % sur les 2 standards utilisés. La limite de détection se situe autour de 0,02 ppm Au pour les arsénopyrites du gisement d'or de la Bellière et de 0,14 ppm Au pour celles des indices à Sb. Lors du dépouillage des résultats, les erreurs relatives des 2 standards, quelques soit le standard interne utilisé montrent une erreur > 40 % pour l'ensemble des éléments à l'exception de l'or, c'est pourquoi seul les valeurs des analyses Au ont été jugées de bonne qualité. L'incertitude sur les mesures et le détail des analyses sont donnés dans l'annexe 11.

Les arsénopyrites du gisement à or de la Bellière montrent des teneurs très faibles en Au autour de 0,95 ppm (moyenne sur 11 analyses) aux vues du faible degré de confiance de ces

analyses, il est raisonnable de penser que ces arsénopyrites ne sont pas aurifères. Les analyses réalisées sur celles contenues dans les indices à Sb montrent des valeurs non négligeables de 68 ppm en moyenne (moyenne sur 27 analyses ; Fig. 115). Avec une teneur minimale de 1,68 ppm et maximal de 139 ppm. Ces données indiquent que les arsénopyrites des minéralisations filoniennes à antimoine du secteur de la Bellière sont aurifères et expliquent la forte corrélation entre l'arsenic et l'or dans les analyses en roche totale (Fig. 115). Les faibles teneurs or associées à ces minéralisations (moyenne 0,4 g/t Au) et l'absence de grain d'or visible observé dans les lames permettent de proposer que l'or soit majoritairement présent sous forme d'or « invisible », piégé dans le réseau cristallin des arsénopyrites (Cathelineau et al., 1989 ; Johan et al., 1989 ; Cabri et al., 1989 ; Bonnemaison et Marcoux, 1990 ; Cook et Chryssoulis, 1990 ; Genkin et al., 1998 ; Morey et al., 2008 ; Sung et al., 2009 ; Large et al., 2011 ; Cook et al., 2013).

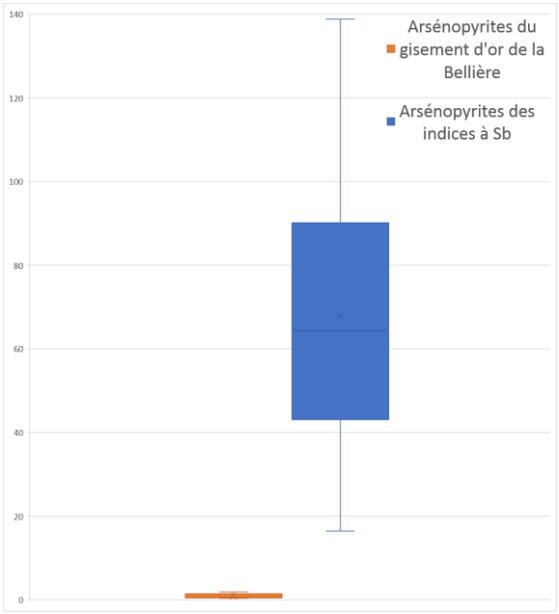


Figure 115 : Boites à moustaches représentant la répartition des teneurs en or dans les arsénopyrites des minéralisations à Au et à Sb du district de la Bellière d'après les analyses LA-ICP-MS.

Chapitre V

La minéralisation à antimoine et or (tungstène) du district de la Lucette (Mayenne)

Chapitre 5. La minéralisation à antimoine et or (tungstène) du district de la Lucette (Mayenne)

5.1. Cadre géologique et métallogénique

5.1.1. Contexte géologique régional

Le gisement de la Lucette et son champ filonien sont situés sur le territoire de la commune de St-Genest à 12 km à l'Ouest de Laval (Mayenne). Le champ filonien se trouve dans la partie Sud du domaine Nord-armoricain (Fig. 17), qui est séparé du domaine Centre-armoricain plus au Sud, par une faille d'échelle crustale, le Cisaillement nord-armoricain ou CNA (Fig. 116). Il est principalement actif durant le Carbonifère moyen à supérieur et montre une cinématique dextre (Watts et Williams, 1979 ; Jégouzo et Rosello, 1988 ; Gumiaux et al., 2004). Son fonctionnement aurait provoqué un déplacement horizontal limité des unités, estimé entre 15 et 20 km (Ballèvre et al., 2013). Le champ filonien de la Lucette se localise dans le bassin de Laval, en bordure orientale du grand synclinorium de Châteaulin-Laval (Fig. 116).

Le bassin de Laval est encadré au Nord et au Sud par des formations métasédimentaires briovériennes. Il est à noter que dans cette zone du Massif armoricain, l'appellation « Briovérien » regroupe les terrains métasédimentaires d'âge Néoprotérozoïque supérieur à Cambrien inférieur à moyen (Bonjour et al., 1988 ; Guerrot et al., 1992). Ces formations sont communément composées d'alternances silto-argileuses et de bancs de grès fins à grossiers faiblement métamorphisés dans le faciès des schistes verts.

- Au Nord, les unités néoprotérozoïques appartiennent au domaine Mancellien (domaine Nord-Armoricain). Les terrains ont enregistré des déformations cadomiennes, marquées notamment pas une schistosité de flux. Les métasédiments ont été intrudés par des granites et granodiorites accompagnés de petites intrusions de leucogranites d'âge Cadomien. Ce plutonisme se met en place entre le Néoprotérozoïque supérieur et le Cambrien inférieur et caractérise les derniers temps de l'édification de la chaîne cadomienne. L'âge de mise en place du granite Mancellien d'Alexain (Fig. 116) obtenu par méthode U/Pb sur monazite est de 540 ± 10 Ma (Pasteels et Doré, 1982 ; Graviou et al., 1988).

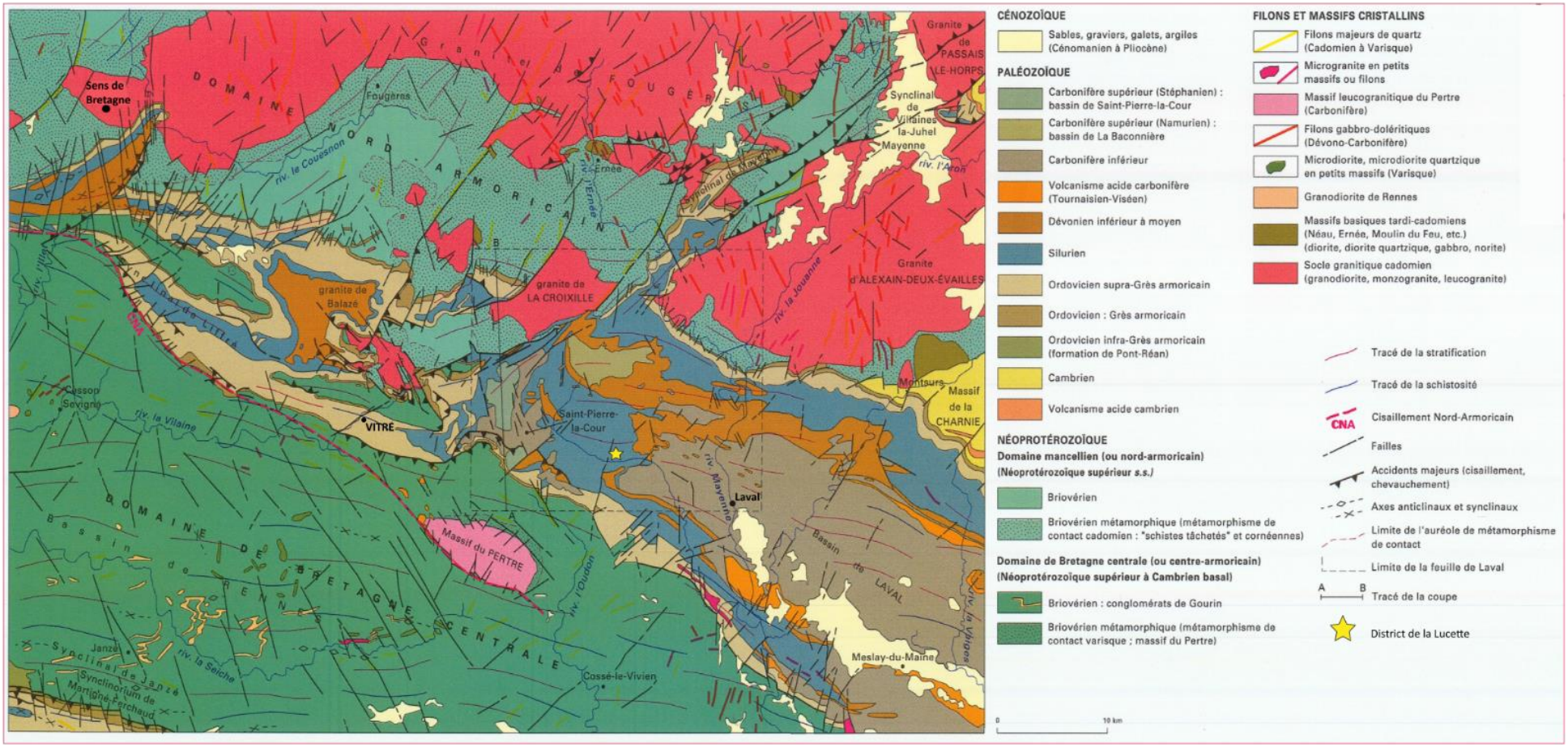

Sens de Bretagne
Fougères
DOMAINE NORD ARMORICAIN
Granite de FOUGÈRES
Granite de PASSAIS LE-HORPS
Synclinal de Villaines-la-Juhel
Mayenne
riv. l'Aron
riv. le Couesnon
Synclinal de Mayenne
Ernée
riv. l'Ernée
granite de Balazé
granite de LA CROIXILLE
Granite d'ALEXAIN-DEUX-ÉVAILLES
riv. la Jouanne
CNA
Cesson Sévigné
riv. la Vilaine
VITRÉ
Saint-Pierre-la-Cour
Montsurs
Massif de la CHARNIE
Laval
riv. Mayenne
DOMAINE DE BRETAGNE CENTRALE
Massif du PERTRE
riv. l'Oudon
Bassin de LAVAL
riv. la Vilaine
Janzé
Synclinal de Janzé
riv. la Seiche
Synclinorium de Martigné-Ferchaud
Cossé-le-Vivien
Meslay-du-Maine
CÉNOZOÏQUE
Sables, graviers, galets, argiles (Cénomanien à Pliocène)
PALÉOZOÏQUE
Carbonifère supérieur (Stéphanien) : bassin de Saint-Pierre-la-Cour
Carbonifère supérieur (Namurien) : bassin de La Baconnière
Carbonifère inférieur
Volcanisme acide carbonifère (Tournaisien-Viséen)
Dévonien inférieur à moyen
Silurien
Ordovicien supra-Grès armoricain
Ordovicien : Grès armoricain
Ordovicien infra-Grès armoricain (formation de Pont-Réan)
Cambrien
Volcanisme acide cambrien
NÉOPROTÉROZOÏQUE
Domaine mancellien (ou nord-armoricain)
(Néoprotérozoïque supérieur s.s.)
Briovérien
Briovérien métamorphique (métamorphisme de contact cadomien : "schistes tâchetés" et cornéennes)
Domaine de Bretagne centrale (ou centre-armoricain)
(Néoprotérozoïque supérieur à Cambrien basal)
Briovérien : conglomérats de Gourin
Briovérien métamorphique (métamorphisme de contact varisque ; massif du Pertre)
FILONS ET MASSIFS CRISTALLINS
Filons majeurs de quartz (Cadomien à Varisque)
Microgranite en petits massifs ou filons
Massif leucogranitique du Pertre (Carbonifère)
Filons gabbro-doléritiques (Dévono-Carbonifère)
Microdiorite, microdiorite quartzique en petits massifs (Varisque)
Granodiorite de Rennes
Massifs basiques tardi-cadomiens (Néau, Ernée, Moulin du Feu, etc.) (diorite, diorite quartzique, gabbro, norite)
Socle granitique cadomien (granodiorite, monzogranite, leucogranite)
Tracé de la stratification
Tracé de la schistosité
CNA Cisaillement Nord-Armoricain
Failles
Accidents majeurs (cisaillement, chevauchement)
Axes anticlinaux et synclinaux
Limite de l'auréole de métamorphisme de contact
Limite de la feuille de Laval
A B Tracé de la coupe
District de la Lucette
0 10 km

Figure 116 : Carte géologique structurale simplifiée de la partie Ouest du bassin de Laval avec localisation du district de la Lucette. Extrait de la carte géologique au 1/50 000ème de Laval du BRGM (Le Gall et al., 2011).

- Au Sud du bassin de Laval, dans le domaine Centre-armoricain, les terrains néoprotérozoïques sont peu affectés par les déformations cadomiennes. Le magmatisme mancellien n'y est pas représenté. Néanmoins, de rares intrusions de leucogranites à deux micas comme celui du Pertre appartenant à l'évènement magmatique tardi-varisque sont reconnues (Fig. 116). Situé le long du CNA, c'est un granite syn-tectonique dont l'âge de mise en place est de 340 ± 2 Ma (méthode U/Pb sur zircon, Cocherie, 2007).

L'ouverture du bassin de Laval a fonctionné en pull-appart, contrôlée par les mouvements du CNA (Houlgatte et al., 1988). Ce bassin est affecté par une phase de déformation durant le Carbonifère supérieur, à l'origine du développement de plis d'axes N120°E (Fig. 116) et d'une schistosité orientée N100-120°E subparallèle à la stratification. Le remplissage de ce bassin commence dès l'Ordovicien inférieur avec le dépôt du niveau des grès armoricains, qui marque le début de la transgression marine. Le remplissage du bassin par des formations sédimentaires lacustres et marines se poursuit jusqu'à la lacune de sédimentation du Dévonien moyen à supérieur, surmontée en discordance par les formations carbonifères. L'activité du bassin se termine probablement au Westphalien avec le jeu du chevauchement de Changé. Postérieurement à cet épisode, les dépôts houillers associés à une sédimentation détritique continentale se mettent en place en discordance, durant le Stéphanien (310 à 300 Ma). Post-Stéphanien, un ultime épisode de déformation est enregistré. Il correspond à des fracturations conjuguées NW-SE et NE-SW (Fig. 116), qui sont reconnues dans l'ensemble du Massif armoricain.

5.1.2. Contexte géologique local

Les minéralisations de la Lucette se développent dans un anticlinal nommé anticlinal de Misedon, d'axe N120 à N100°E (Fig. 117). Il sépare le bassin Stéphanien de St-Pierre-la-Cour du bassin de Laval. Cet anticlinal, faillé dans sa partie orientale est déversé vers le Nord, avec un pendage moyen de 35° sur son flanc Sud qui passe à 70° sur son flanc Nord (Serment, 1978 ; Guiollard, 1995). Il est de second ordre et constitue un repli du bassin de Laval. Il est formé d'un cœur de grès de l'Ordovicien supérieur (grès de Saint Germain sur Ille) suivi d'un niveau de grès du Silurien inférieur (appelé localement « grès culminants » Fig. 117, 118). La bordure de cet anticlinal est occupée par des alternances schisto-grèseuses attribuées au Silurien, appelées localement « Wilsonien ». L'ensemble de l'édifice est compris dans une formation de schistes et quartzites avec ampélites, appartenant au Silurien supérieur (Fig. 117, 118). Aucun indice ne montre que la

formation des minéralisations est contemporaine de la déformation à l'origine du plissement. Comme pour le district de Vendée, ces plis semblent antérieurs à la minéralisation qui les recoupent, et ont donc joué uniquement le rôle de piège structural à l'échelle régionale.

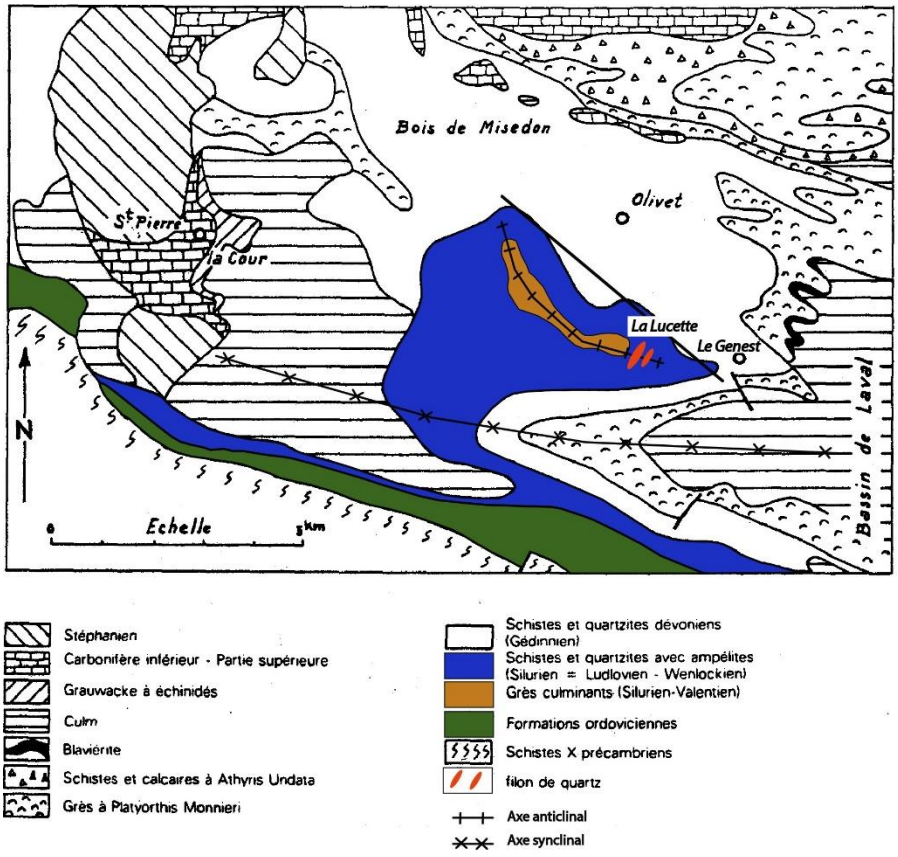


Figure 117 : Carte géologique locale du district de la Lucette modifiée d'après Guiollard (1995).

5.1.3. Le gisement de la Lucette, historique et importance économique

La découverte fortuite de la stibine dans une carrière de grès du district remonte à mars 1891 (Guiollard, 1995). Après de modestes travaux, en 1898, Henri Herrenschmidt fonde la Compagnie des Mines de La Lucette, propriétaire de la concession de la mine de La Lucette, qui fut octroyée le 1er avril 1899. La mine produit dès cette première année 2 226 tonnes de minerai à partir du puits Minot profond de 71 m. Les travaux permirent ensuite la découverte des filons Henri et Mazure, puis du filon Georges (Fig. 118) en juin 1900 qui fut le plus important du gisement et fut exploité de 1903 à 1913. Le gisement de la Lucette assura à lui seul 25 % de la production mondiale d'antimoine entre 1908 et 1909 (Guiollard, 1995), hissant ce dernier au premier rang mondial. L'or y fut découvert par hasard en juin 1903, et la première production d'or commença en 1909. L'extraction du métal précieux était réalisée par amalgamation et fit rapidement passer l'antimoine comme un co-produit de l'exploitation de l'or. Au plus fort de l'activité de la mine, en 1910, plus de 700 personnes y étaient employés. Mais

la chute du cours de l'antimoine dès 1908, suite à l'importation massive d'antimoine chinois, l'épuisement inattendu du filon Georges, et la Grande Guerre marqua la fin de la période prospère d'exploitation de La Lucette en août 1914. Durant cette période étaient exploités les filons Henri, Mazure, K, 1, 2, 3, 4, 5, 6 et bien sûr Georges, au moyen de cinq puits (Fig. 118A) : Minot (71 m), Georges et le puits auxiliaire (230 m tous les deux), Sainte-Barbe et Portier (300 m).

Lors de la guerre de 1914-1918, la hausse des prix de l'antimoine permit la réouverture de la mine en 1916 avec l'exploitation du "filon du puits Minot". La découverte du filon aurifère Wilson en 1917, puis du filon Z (Fig. 118), sont à l'origine d'une deuxième période d'exploitation, plus ralentie, avant la fermeture définitive de la mine en 1934.

Durant l'inventaire minier Français, le BRGM entreprit de nouvelles prospections entre 1974 et 1979 (Guiollard, 1995). Les campagnes de géochimie Sb ont permis de localiser des anomalies de faible intensité (30-40 ppm). Les travaux tactiques sur ces anomalies (tranchées et sondages) ont mis au jour de nouveaux filons de quartz à stibine dans la partie orientale des structures historiques. Aucune ressource potentielle n'a été estimée sur ces structures.

La production totale d'antimoine métal fut de 42 000 t et s'est accompagnée de 8,7 t d'or (Guiollard, 1995), la plaçant encore à l'heure actuelle parmi les 30 plus gros gisements mondiaux d'antimoine de type filonien. La Lucette est aussi le deuxième plus important gisement d'or du Massif armoricain après celui de la Bellière et se place dans le top 10 des gisements d'or français. La stibine était fondue dans la fonderie installée sur le site, qui survécut jusqu'en 1994 grâce à l'importation de minerais étrangers. En 2001, elle devient la société "Produits chimiques de La Lucette" et transforme encore maintenant du minerai d'antimoine en tri-oxyde d'antimoine et en divers produits ignifugés (source : http://www.pcdlucette.com).

5.1.4. La minéralisation auro-antimonifère de la Lucette

Elle se présente sous la forme d'un champ filonien composé d'une douzaine de structures filoniennes orientés N0 à N40°E, avec un pendage élevé compris entre 65 et 85° vers le SE (Fig. 118A, B). La gamme d'orientation la plus fréquente correspond aux N0-20°E. Les structures filoniennes présentent une morphologie en chapelet avec des puissances variant entre 0,3 à 4 m avec une moyenne de 0,8 m (Douxami, 1907). La minéralisation a été exploitée jusqu'à -260 m de profondeur, et son aval pendage demeure ouvert en profondeur (Serment, 1978).

D'autres indices à antimoine sont connus dans la région. Un premier groupe de minéralisations à Sb(Au) se localise autour de la ville de Port-Brillet, un second proche de la ville de Bourgneuf-la-Forêt

et correspond à des minéralisations à antimoine et mercure spatialement associées à des indices de fer et charbon. Un troisième secteur d'indices est situé proche de la ville de Chailland, au Nord du district, mais son potentiel économique reste incertain.

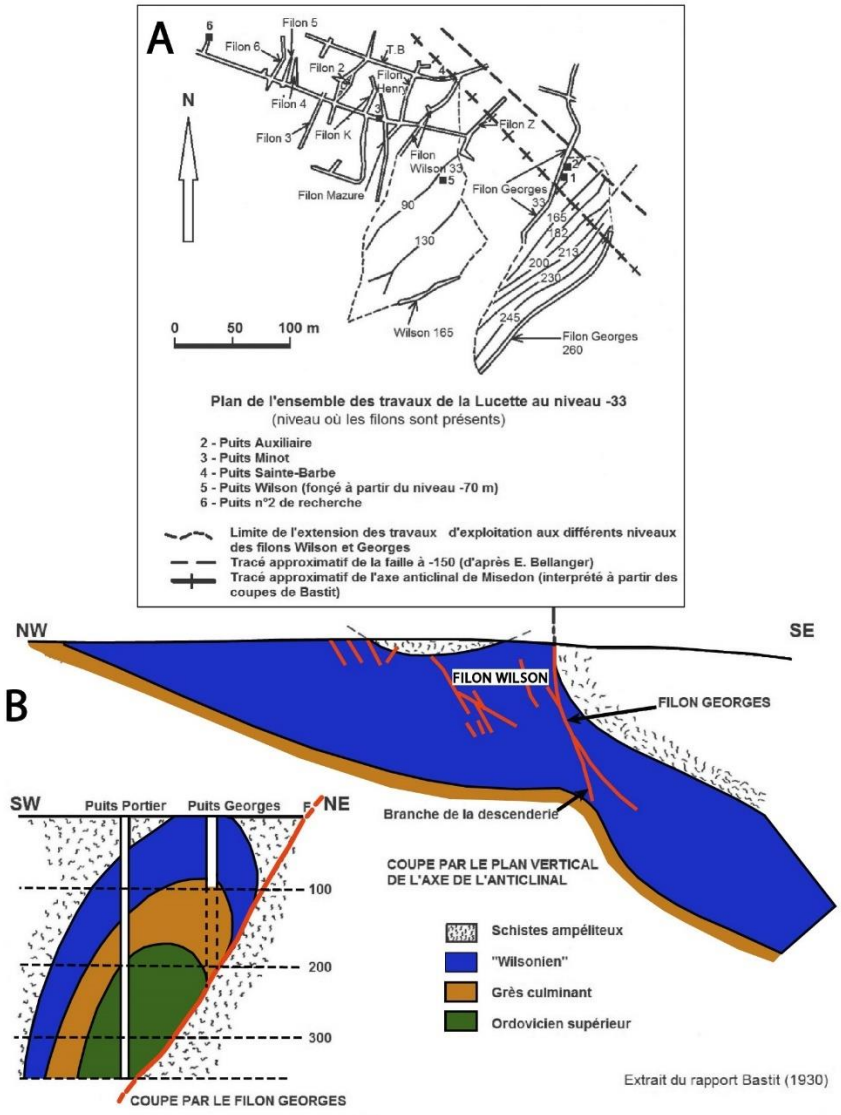


Figure 118 : A) Plan de l'ensemble des travaux miniers de la Lucette au niveau -33 avec la position des différentes structures filoniennes exploitées, modifié d'après (Serment, 1978). Les carrés noirs numérotés représentent les puits : (2) Auxiliaire, (3) Minot, (4) Sainte-Barbe, (5) Wilson, (6) n°2 de recherche. B) Coupes schématiques du gisement de la Lucette associé à l'anticlinal de Misedon (modifié d'après (Serment, 1978) d'après les plans de (Bastit, 1930).

Les structures filoniennes se développent principalement dans un niveau de grès quartzeux faiblement micacés, compacts et dans des schistes durs du Wilsonien, le contact avec l'encaissant est net. Ils sont orientés perpendiculairement à l'axe du pli de Misedon qui contrôle la localisation de la minéralisation (Serment, 1978 ; Guiollard, 1995).

La minéralisation est contenue dans une gangue quartzo-carbonatée. Avec un remplissage massif au centre et brèchique en périphérie. Cette structuration pourrait être assimilable à un remplissage sous forme d'un filon de quartz contenu dans une caisse filonienne constituée de roches bréchifiées. Sa paragenèse est la suivante : arsénopyrite, stibine, or natif, pyrite, marcassite, chalcopyrite, sphalérite, zinkénite, gersdorfitte, chalcostibite, galène, tétraédrite, aurostibite et jamesonite (Machairas, 1974 ; Serment, 1978 ; Chauris et Marcoux, 1994 ; Pochon, 2017). De la scheelite a été identifiée pour la première fois dans les cuttings des sondages percutants réalisés par le BRGM, les teneurs varient entre 0,22 % et 1,08 % avec une moyenne à 0,48 % WO_3 sur des passes de 2,4 m (Serment, 1978). Aucune recherche complémentaire n'a été entreprise. Le potentiel réel en tungstène de ces minéralisations reste inconnu. La stibine est largement dominante et se présente soit disséminée dans le quartz, soit en masses lamellaires pluri-centimétriques en remplissage des géodes (Serment, 1978).

La teneur en antimoine du minerai est très variable entre 10 à 50 % Sb d'après les estimations faites sur le filon Georges (Guiollard, 1995). Les teneurs en or sont très importantes, avec une moyenne comprise entre 30 à 40 g/t Au, mais irrégulièrement réparties. Les fortes teneurs semblent préférentiellement être liées au quartz à arsénopyrite même si l'or est aussi présent en grains très fins dans la gangue de quartz, ou bien associé à la stibine sous forme de grain d'or natif ou d'aurostibite (Serment, 1978 ; Pochon, 2017). Il est à noter que la teneur en antimoine baisse à partir de la profondeur –70 m pour atteindre 4 à 5 % Sb. La teneur en or a un comportement inverse, elle semble s'enrichir avec la profondeur. A partir de -115 m, elle forme des colonnes minéralisées dont le pitch plonge à 25° vers le Sud et qui sont indépendantes de celles des colonnes à antimoine qui elles montrent un pitch de 70° vers le Sud (Fig. 119). Ces observations confirment que la teneur en or est d'autant plus élevée que la teneur en antimoine est faible (Serment, 1978).

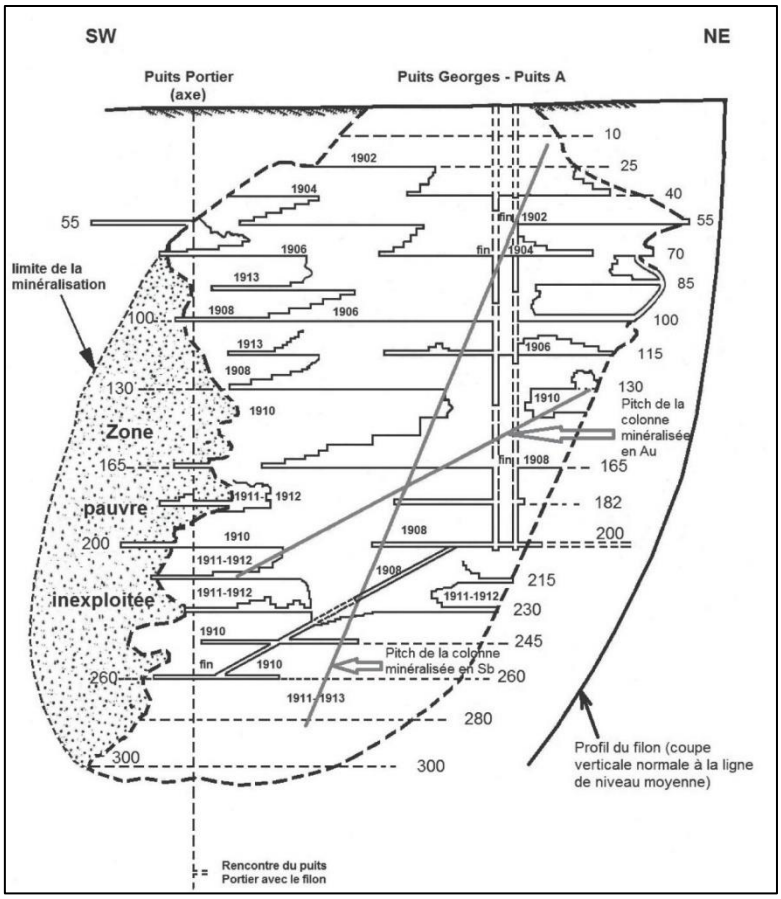


Figure 119 : Coupe du filon Georges et pitch des colonnes minéralisées en Au et Sb (Guigues, 1978) d'après les plans de Bellanger (1921).

La minéralisation présente une zonalité quasi-symétrique des épontes vers le cœur (Douxami, 1907 ; Serment, 1978) avec respectivement :

- un enrichissement variable en arsénopyrite,
- une zone quartzeuse contenant des petites plages de sphalérite,
- de la stibine majoritairement au cœur des géodes.

La succession paragénétique reste mal définie, comme la position précise de l'or. Machairas (1974) a déterminé une succession en trois stades avec une venue aurifère précoce liée au stade à arsénopyrite et une venue tardive liée à la stibine (Table. 11). D'après Bouchot et al. (1997), la première venue aurifère est plus tardive et apparaît seulement au stade 2. D'après Pochon (2017) le stade 1 verrait le dépôt contemporain de la sphalérite et de l'arsénopyrite, le stade 2 serait composé de galène et pyrite, une génération différente d'or se serait déposée durant chacun des 3 stades (Table. 11).

	Machairas (1974)	Bouchot et al. (1997)	Pochon (2017)
Stade 1	arsénopyrite/or/sulfosels Ni, Pb, Cu	arsénopyrite	arsénopyrite/sphalérite/or/ sulfosels Ni, Pb, Cu
Stade 2	pyrite/chalcopyrite/sphalérite	pyrite/sphalérite	pyrite/galène/chalcopyrite/ or
Stade 3	stibine/or	stibine/or/aurostibite/ sulfosels Pb-Sb	stibine/chalcostibite/ or en faible quantité

Tableau 11 : Comparaison des différentes paragenèses du gisement de la Lucette d'après 3 auteurs différents

La formation de la minéralisation est assimilable à une ouverture en fente de tension. D'après certaines analogie minéralogique, structural et dans la signature des fluides, Pochon et al. (2018) proposent que la mise en place de la Lucette soit à rattacher au même évènement hydrothermal responsable de la formation des minéralisations à Sb(Au) du domaine Centre-armoricain comme celles du Semnon, autour de 360 Ma. Il est suggéré par les mêmes auteurs que cet évènement minéralisateur soit contemporain de la mise en place, à la même époque des dykes de dolérite qui seraient à l'origine d'une anomalie thermique élevée provoquant la mise en mouvement des fluides minéralisateurs en antimoine et or. Ce modèle métallogénique est en opposition avec celui proposé par certains auteurs (Fouquet, 1980 ; Chauris et Marcoux, 1994 ; Bouchot et al., 1997) pour qui la mise en place des minéralisations de la Lucette, mais aussi celles du même type ailleurs dans le Massif armoricain, se ferait autour de 300-310 Ma. Les granites tardi-varisques comme celui du Pertre auraient pu jouer un rôle de moteur pour la circulation des fluides minéralisateurs. Des auteurs comme Chauris et Marcoux (1994) et Fouquet (1980) suggèrent pour ce type de minéralisation, un modèle de mise en place en périphérie des granites varisques qui serait par conséquent la source des fluides minéralisateurs ainsi que le moteur thermique.

En conclusion, malgré l'importance majeure de ce gisement, ses nombreuses années d'exploitation et tentatives d'exploration et les nombreuses études scientifiques, la connaissance métallogénique sur la minéralisation de la Lucette reste très incomplète. La chronologie de dépôt ainsi que les relations avec l'or et le modèle métallogénique restent mal compris et controversés. De plus, la découverte d'une phase à tungstène, est atypique pour ce type de minéralisation et semble être un cas unique en France. Cette minéralisation n'a pourtant jamais fait l'objet de travaux de recherche pour préciser sa place et ses relations avec la paragenèse auro-antimonifère, ainsi que son contexte de formation. Cette étude complémentaire a pour but d'apporter de nouvelles données qui serviraient à mieux cerner les caractéristiques et à préciser le modèle de formation de cette minéralisation. L'étude de ce secteur très atypique complètera les nouveaux résultats acquis sur les districts de la Vendée et de la Bellière, et permettra par comparaison de bénéficier d'une vision plus

large sur les processus à l'origine de la diversité de ce type de minéralisation dans le Massif armoricain ainsi que sur la relation antimoine-or.

5.2. Typologie des faciès minéralisés du gisement de la Lucette

Les échantillons sur lesquelles ont été réalisés l'étude présentée dans ce chapitre ne sont pas issus des haldes de l'ancienne mine de la Lucette, car leur provenance n'est pas totalement certifiée. 6 échantillons certifiés du gisement de la Lucette ont été observés et échantillonnés dans la lithothèque de l'Université de Paris 6 grâce à l'aimable collaboration de Colette Derré. Les observations faites sur d'autres échantillons certifiés provenant de la collection du Musée de l'école des Mines de Paris ont permis de compléter cette étude.

A l'échelle macroscopique, la structuration des différents faciès minéralisés montre la zonalité suivante. L'éponte des filons est occupée par un encaissant bréchifié, sur une zone plus ou moins large, qui s'apparente à un grès, riche en quartz et micas, de couleur beige foncé (Fig. 120) ou à des schistes noirs durs (Fig. 121). Les clastes d'encaissants montrent des bordures très anguleuses (Fig. 120, 121), le déplacement des clastes semble faible et localement à l'origine de textures en puzzle, correspondant à une bréchification à caractère hydraulique. Vers le cœur de la structure ce déplacement tend à augmenter et à former, lorsque l'ouverture est suffisante, un niveau de brèche filonienne riche en quartz à sulfures disséminés (Fig. 121). Les clastes sont cimentés par un quartz précoce blanc-gris laiteux qui cristallise en peignes (Qz1 sur Fig. 120, 121). Il correspond à la première génération de quartz (quartz précoce, noté Qz1). Les peignes sont disposés perpendiculairement aux épontes de la structure (Fig. 120) ou sont perpendiculaires aux clastes (Fig. 121). Lorsque l'ouverture est forte le cœur de la structure filonienne est massivement comblé par la stibine massive qui vient mouller les contours du quartz en peigne. La stibine se présente en baguettes enchevêtrées de tailles supérieures au centimètre et semble synchrone d'une deuxième génération de quartz en peignes (Qz2) limpide qui paraît stérile et qui pousse en gerbes sur et entre les cristaux de stibines (Fig. 120). Des rubanements symétriques de petits niveaux (< 1 cm) riches en cristaux de pyrite et d'arsénopyrite peuvent se former dans le faciès de brèche filonienne. Ce faciès se situe en périphérie de la minéralisation massive à stibine (Fig. 121) qui ici aussi occupe la place centrale de la structure.

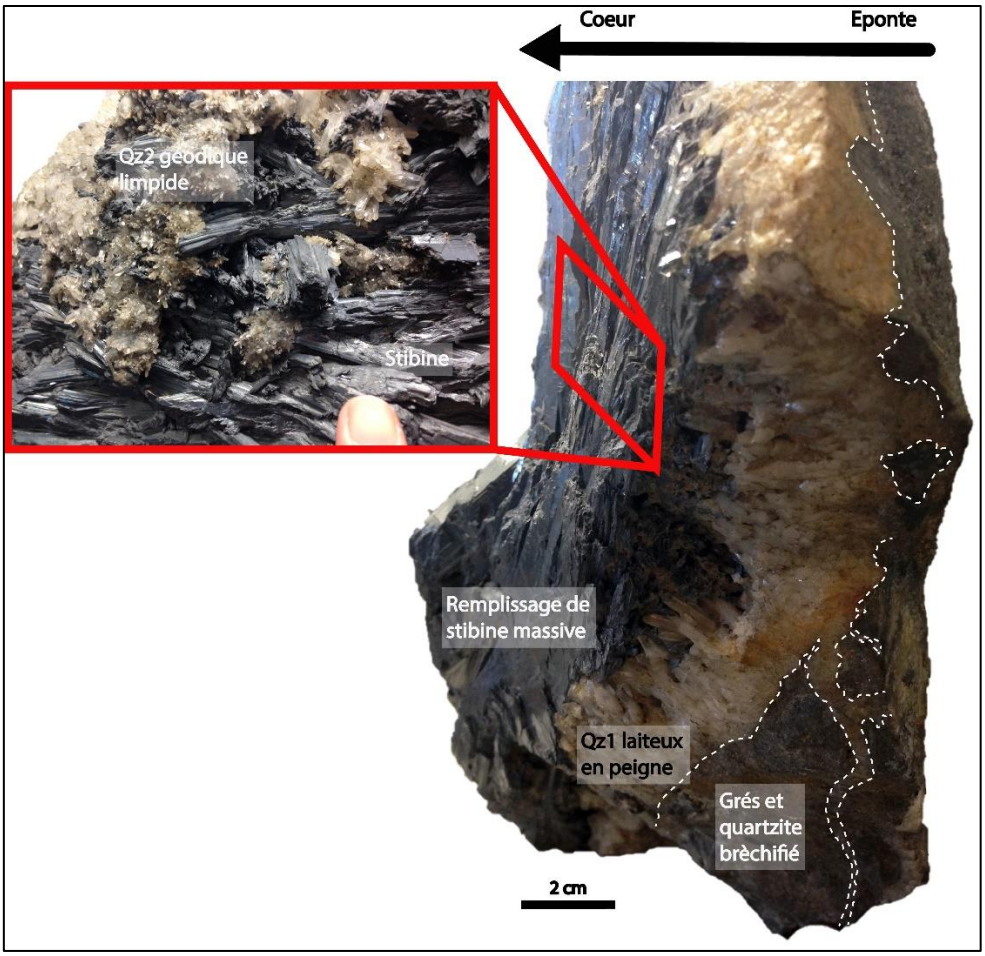


Figure 120 : Echantillon du gisement de la Lucette montrant la structuration de la minéralisation, des épontes vers le cœur. Qz : quartz (Echantillon Musée de l'école des Mines de Paris).

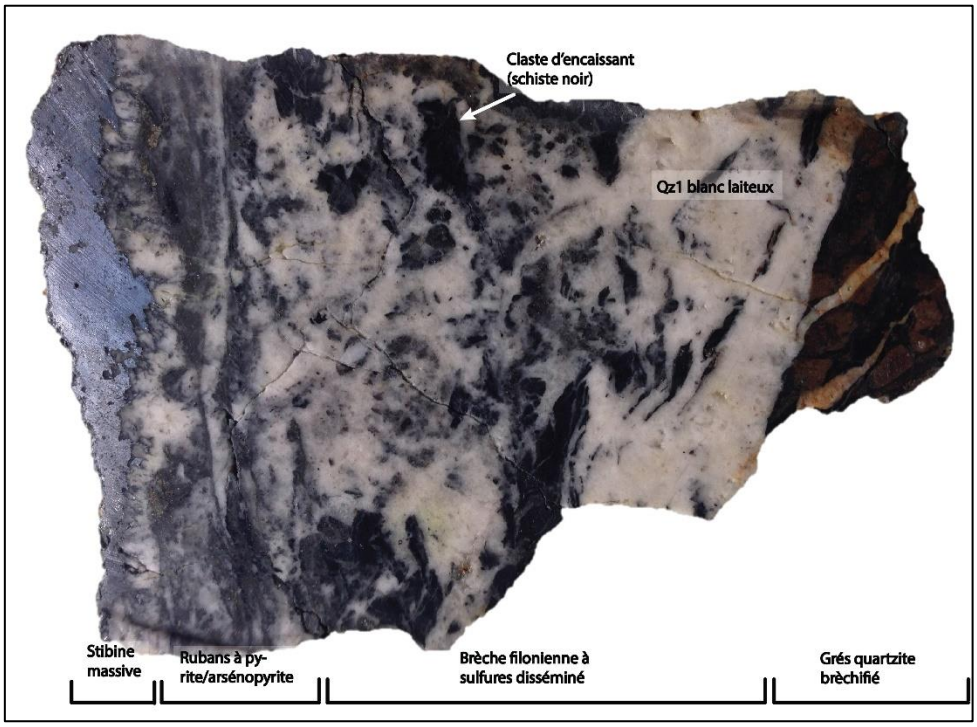


Figure 121 : Echantillon du gisement de la Lucette montrant le détail de la zonation minéralogique des épontes vers le cœur de la minéralisation, Qz : quartz, (Echantillon Université de Paris 6).

Des grains d'or de quelques centaines de microns ont été observés à l'œil nu ou à la loupe sur la majorité des échantillons. Ils sont le plus souvent spatialement associés à la stibine ou aux rubans de pyrite, arsénopyrite. Les échantillons exceptionnellement riches ont été observés au Musée de l'école des Mines de Paris (Fig. 122). Ces faciès riches se présentent sous la forme d'un stockwerk de petits filonnets millimétriques d'or massif qui bréchifient le quartz blanc-gris laiteux précoce, noté Qz1 (Fig. 122A). Ils sont présents seuls dans le quartz Qz1 ou peuvent aussi être associés à la stibine (Fig. 122B) qui semble aussi postérieure à la mise en place de Qz1.

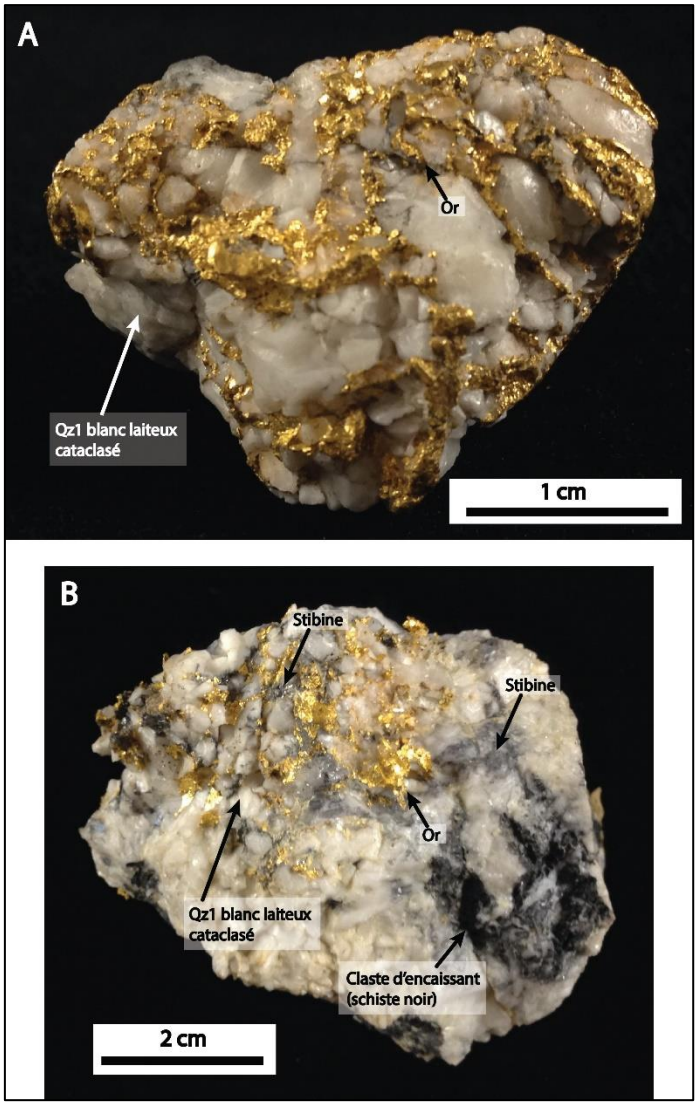


Figure 122 : A) Echantillon du gisement de la Lucette du faciès très riche en or avec relation entre quartz Qz1 et or. B) Faciès riche en or associé à la minéralisation à stibine contenue dans le quartz initial, Qz1. (Echantillons Musée de l'école des Mines de Paris).

La présence de scheelite a été révélée à la lampe UV (longueur d'onde 254 nm) sur 1 seul échantillon (Fig. 123A). La scheelite y est abondante sous forme de cristaux pouvant fréquemment

dépasser 1 cm de longueur (Fig. 123A). Ce minéral est présent en bordure de la minéralisation dans le faciès de brèche filonienne composé du quartz précoce blanc-gris laiteux (Qz1).

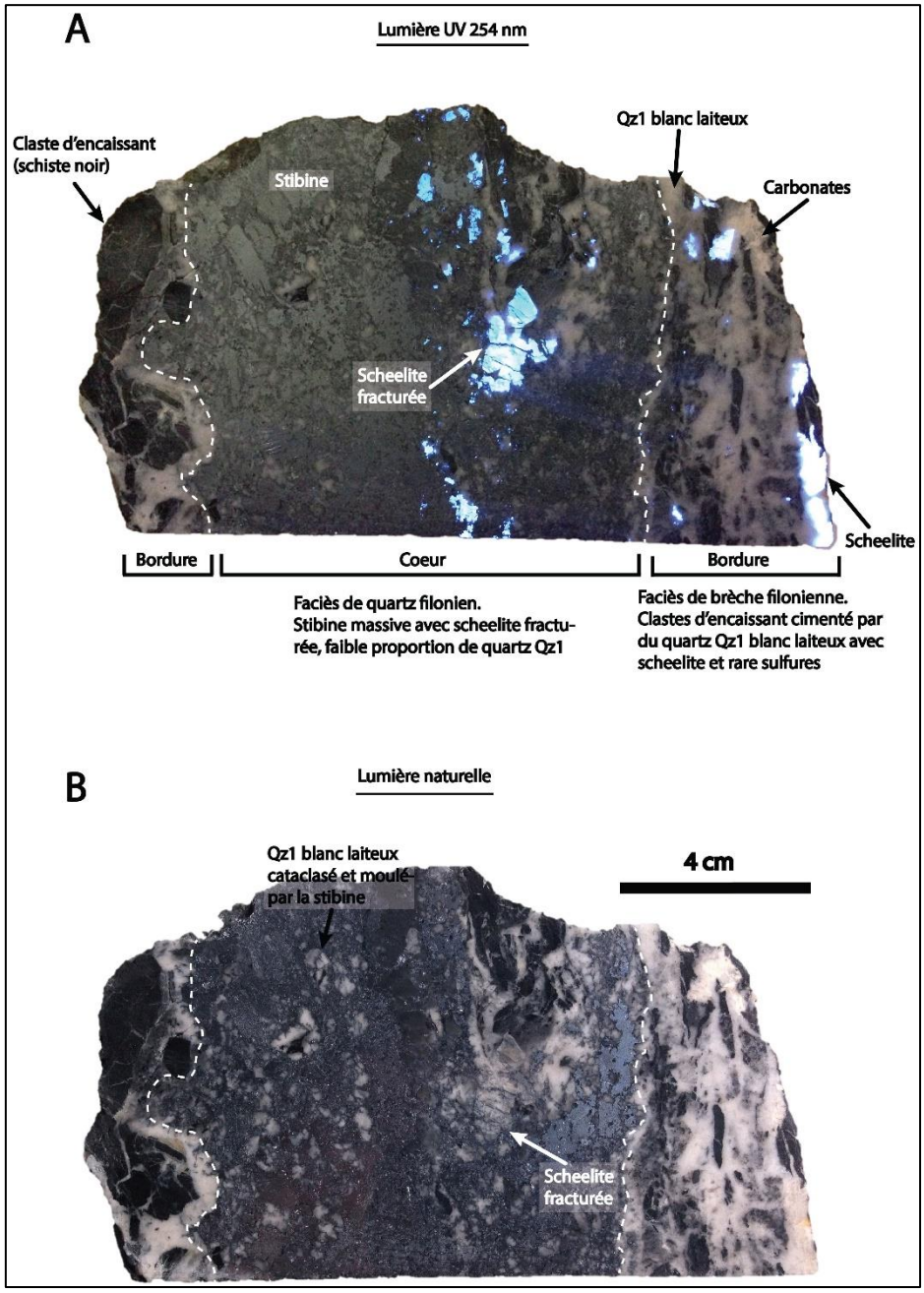


Figure 123 : A) Echantillon du gisement de la Lucette observé sous lumière UV 254 nm révélant la scheelite dans la minéralisation à stibine massive et cristaux de scheelite et détails des différents faciès présents. La scheelite est fracturée et cimentée par la stibine. B) Même échantillon observé en lumière naturelle. Qz : quartz. (Echantillon Université de Paris 6).

Il est également présent au cœur des veines, constitué d'un dépôt massif de stibine noyé dans une matrice de quartz qui semble présenter les mêmes caractéristiques texturales que Qz1 (Fig. 123). La scheelite est également contenue dans le faciès de coeur. Elle y est plus fracturée, sous forme de lambeaux dans la stibine, qui la fracture et la recoupe (Fig. 123). La stibine est donc postérieure au

dépôt de scheelite. Des carbonates blancs en petites quantités sont observés dans le faciès périphérique de brèche filonienne. En lumière naturelle (Fig. 123B) la scheelite a une couleur grise avec des reflets rosés, difficilement discernable de la gangue quartzeuse.

5.3. Etude minéralogique, texturale et géochimique de la minéralisation

5.3.1. Introduction

Cette étude a été réalisée sur 21 lames minces et 3 sections polies confectionnées à partir des échantillons du gisement de la Lucette provenant de la lithothèque de l'Université de Paris 6. La composition géochimique des sulfures a été déterminée à la microsonde électronique de l'ISTO paramétrée à 20 kV et 40 nA pour les sulfures et 15 kV et 6 nA pour les carbonates (Annexe 19 détail des conditions analytiques). En complément, des images en cathodoluminescence ont été acquises.

L'étude minéralogique et texturale a permis de mettre en évidence 4 stades dans l'évolution de la minéralisation qui cristallisent de manière successive :

- Stade 1 : stade précoce à tungstène
- Stade 2 : stade à arsenic
- Stade 3 : stade intermédiaire à métaux de base
- Stade 4 : stade à antimoine et or

5.3.2. Stade 1 : stade précoce à tungstène

Une première génération de quartz (noté Qz1) se dépose à la faveur de la bréchification à caractère hydraulique de l'encaissant. Ce quartz précoce se présente sous la forme de cristaux macrocristallins avec des tailles > 500 µm. Ils sont automorphes, pyramidés et non déformés, ils montrent des bandes de croissance très bien réglées composées d'alternances plus ou moins espacées de bandes sombres riches en inclusions fluides et de bandes plus claires (Fig. 124A, B). Ils correspondent au faciès de quartz blanc laiteux (Qz1) observés à l'échelle macroscopique qui constituent la majeure partie de la gangue. La scheelite se présente en grand cristaux fréquemment >

1 cm et moule le quartz Qz1 (Fig. 124A, B, C). Les bordures entre les 2 minéraux sont continues et nettes, et indiquent une cristallisation contemporaine (Fig. 124A, B, C). La scheelite ne montre pas de zonation et se présente sous la forme de grains automorphes ou en cristaux de forme relativement arrondie. L'image en cathodoluminescence (Fig. 124C) illustre la complexité des zonations du quartz Qz1, ainsi que sa microfracturation. Une deuxième génération de quartz (notée Qz2) fracture la scheelite et corrode les bordures du quartz Qz1 (Fig. 124C, D). Le quartz Qz2 a une taille de grain microcristallin (< 100 µm, Fig. 124D), sans évidence d'une quelconque déformation (absence d'extinction roulante).

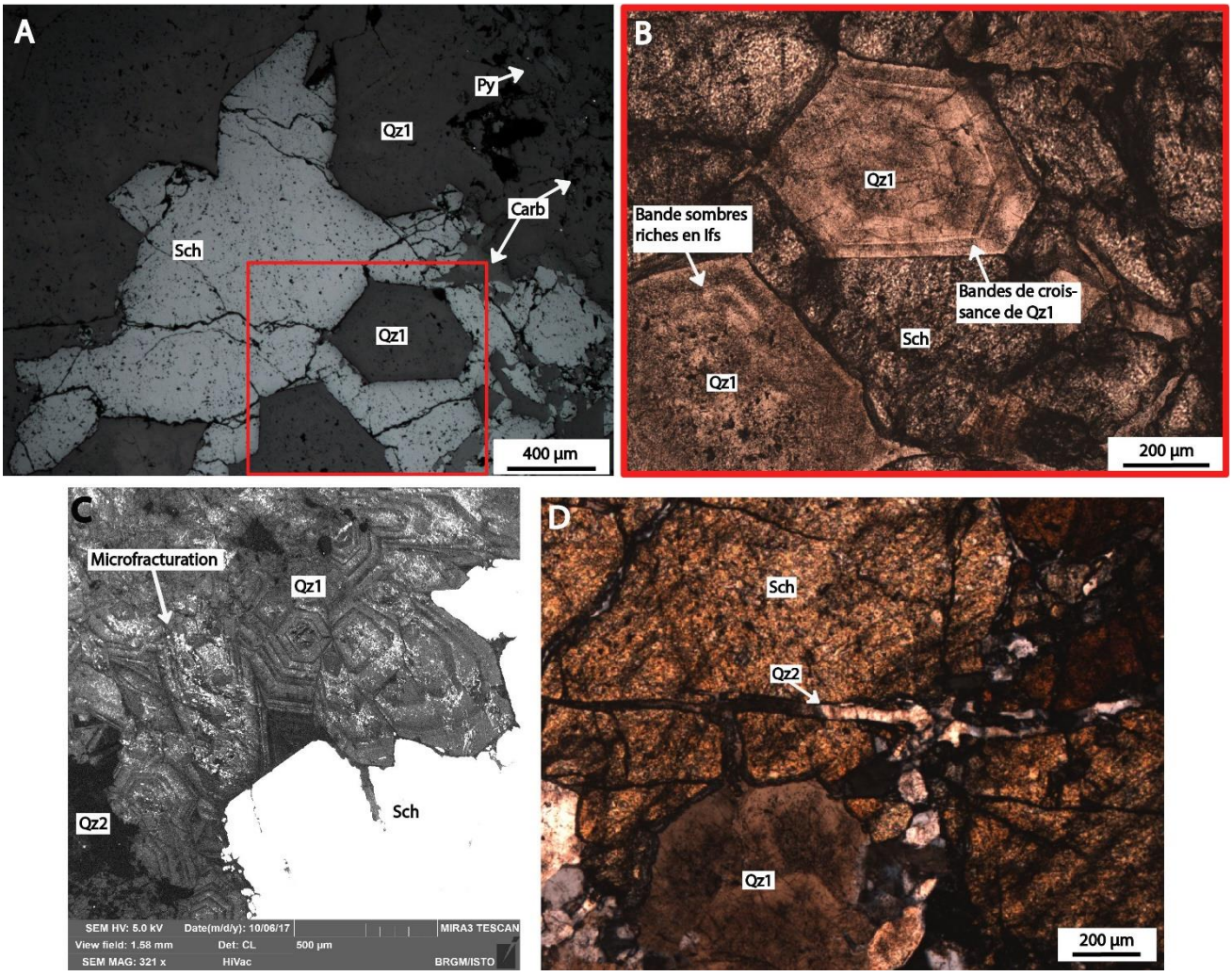


Figure 124 : A) Scheelite (Sch) automorphe associée à une génération de quartz macrocristallin automorphe (Qz1) et fracturée par des carbonates (Carb). B) Photo en lumière transmise de la plage précédente avec détail de la bordure au contact entre le quartz (Qz1) et la scheelite (Sch) qui montre des bordures nettes. Le quartz Qz1 montre des bandes de croissance. C) Image en cathodoluminescence montrant la structuration des bandes de croissance dans le quartz Qz1 et ses relations avec la scheelite. Le Qz1 subit une intense microfracturation qui apparaît très luminescente. Il semble être corrodé et fracturé par un quartz Qz2, sombre et avec des zonations peu visibles. D) Cristal de scheelite contenu dans le quartz Qz1 et intensément fracturé et cimenté par un quartz de plus faible taille, noté Qz2, dont la croissance est perpendiculaire aux épontes.

5.3.3. Stade 2 : stade à arsenic

Le dépôt du quartz Qz2 marque le début du stade 2, il n'occupe pas un grand volume au sein de la minéralisation. Les grains ont des bordures peu anguleuses et interpénétrées, ce qui correspond à des textures en mosaïque (Dong et al., 1995 ; Bouchot et al., 1994). Il est synchrone du dépôt d'arsénopyrite et pyrite qui constitue les principaux minéraux de ce stade (Fig. 125). Les quartz Qz2 montrent des surcroissances de quartz macrocristallin Qz3 (> 200 µm), avec un habitus pyramidé (quartz en peignes, Fig. 125). Il tapisse les bordures de cavités remplis par la stibine (Fig. 125). Les quartz Qz3 ne sont pas déformés et montrent des bordures limpides et des cœurs sombres plus riches en inclusions fluides. Des carbonates semblent aussi se déposer avec le quartz Qz3.

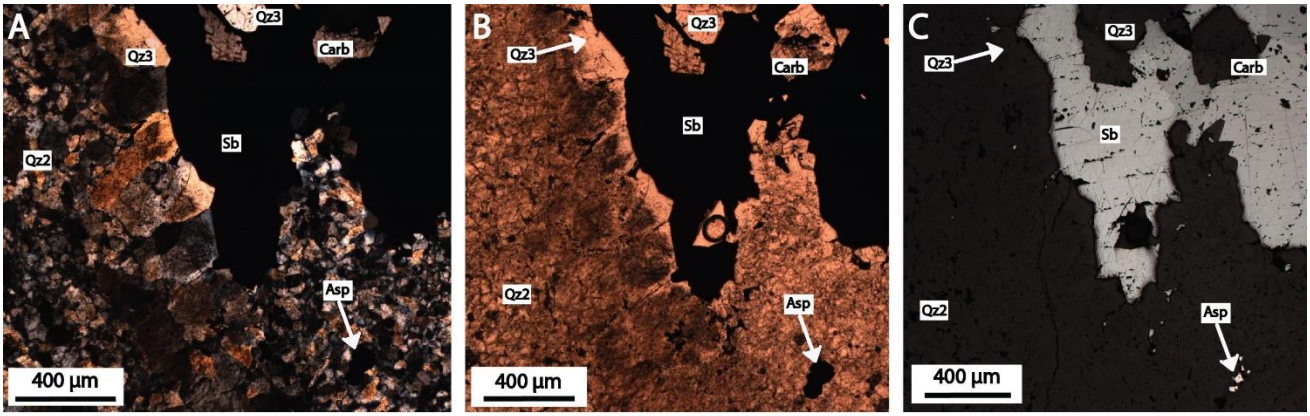


Figure 125 : A) Remplissage de quartz microcristallin (Qz2) qui contient des cristaux d'arsénopyrite (Asp) avec développement d'une génération de quartz macrocristallin, automorphe, à bordure limpide (Qz3) et plus ou moins pyramidé en relation avec des carbonates (Carb) qui est en contact avec une cavité remplie de stibine (Sb). B) Même photo que la précédente en lumière transmise polarisée non analysée qui montre plus distinctement la relation entre la base du quartz Qz3 riche en inclusions et sa bordure limpide qui en est dépourvue. C) Même photo que la précédente en lumière réfléchie où la stibine (Sb) moule les bordures de la cavité. Les cristaux d'arsénopyrite automorphe (Asp) sont contenus dans le quartz Qz2.

Les arsénopyrites sont fréquentes au sein de la paragenèse de la Lucette, elles sont soit seules ou en amas de cristaux dans le quartz ou encore associées avec la pyrite (Fig. 126). La taille des cristaux d'arsénopyrite est grande > 100 µm comparée à ceux des minéralisations du district de Vendée. Néanmoins son habitus reste le même, il s'agit de cristaux automorphes qui cristallisent en baguettes à sections losangiques. Ils peuvent être zonés et contenir de petites inclusions de pyrrhotite. Des cristaux d'arsénopyrite sont fréquemment inclus dans des plages de stibine ou fracturés puis cimentés par cette dernière (Fig. 126). La pyrite se présente en cristaux automorphes d'habitus cubique, avec des tailles > 100 µm. Elle est spatialement associée à l'arsénopyrite mais semble moins affectée par la fracturation. Elle a tendance à mouler l'arsénopyrite ce qui indique un dépôt plus tardif. La pyrite comme l'arsénopyrite sont incluses et intensément fracturées par la stibine (Fig. 126B).

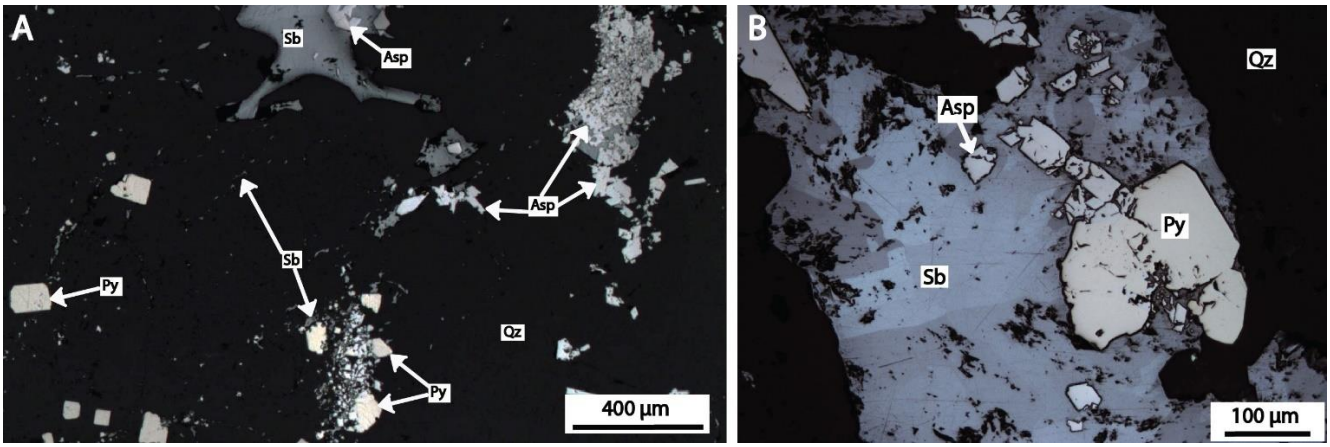


Figure 126 : A) Arsénopyrite (Asp) automorphe qui cristallise en baguette. Elle est incluse dans la stibine (Sb) ou intensément fracturée. L'arsénopyrite est étroitement liée à des cristaux automorphes (cubiques) de pyrite (Py) qui sont très peu affectés par la fracturation. B) Plages d'arsénopyrite (Asp) et pyrite (Py) fracturées et aux bordures corrodées inclues dans un cristal de stibine (Sb).

Géochimie des arsénopyrites

Les analyses microsonde ont été effectuées sur 12 arsénopyrites. Les éléments comme Ni, Co et Mn sont absents de leurs compositions chimiques, l'or n'a été détecté au-dessus du seuil de détection (> 780 ppm) que dans une seule analyse. La signature chimique des arsénopyrites de la Lucette, comme pour celles des minéralisations de Vendée, montrent des concentrations en antimoine avec des teneurs un peu plus faibles fluctuant entre 0 et 0,79 % poids. Les teneurs en arsenic se situent entre 41,48 et 43,55 %. La substitution classique entre le fer et l'arsenic est observée (127A). Comme dans celles du district de Vendée, l'antimoine semble s'incorporer dans les arsénopyrites par substitution avec l'arsenic (Fig. 127B).

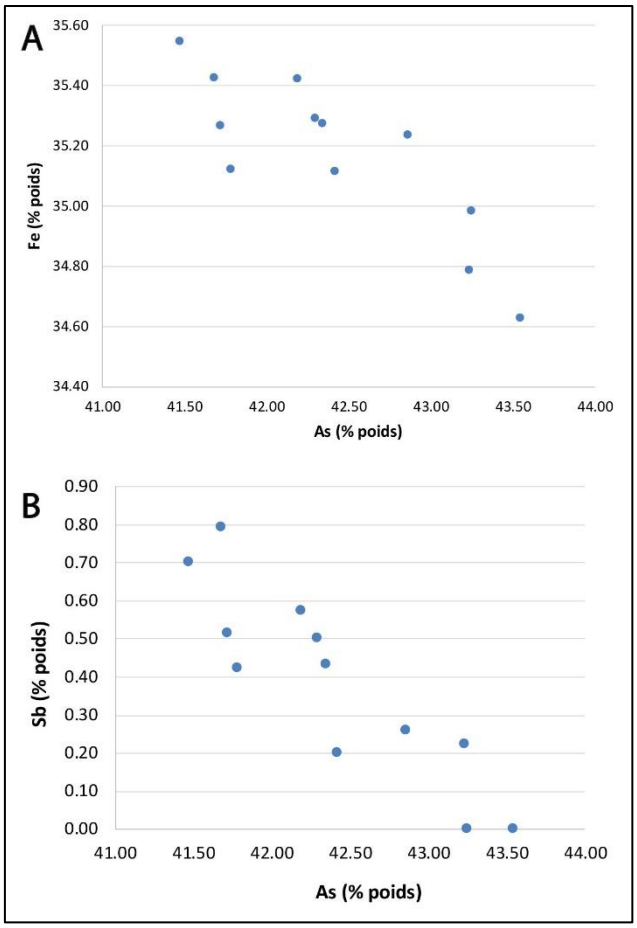


Figure 127 : A) Diagramme des teneurs en fer (% poids) en fonction des teneurs en As (% poids) des arsénopyrites du stade 2 de la minéralisation de la Lucette. B) Diagramme des teneurs en antimoine (% poids) en fonction des teneurs en As (% poids) des arsénopyrites du stade 2 du secteur d'étude.

Pour compléter cette caractérisation, des cartographies élémentaires à la microsonde ont été effectuées sur un groupe d'arsénopyrite (Fig. 128) afin de mieux comprendre la distribution de l'arsenic, du fer, de l'antimoine et de l'or dans ce minéral. La cartographie a été réalisée avec les conditions analytiques suivantes : 20kv et 105 nA. Les résultats sont homogènes sur l'ensemble de la population choisie. Les cristaux apparaissent zonés chimiquement et confirment les observations au microscope métallographique. La zonation est principalement due aux différences de répartition en As et Sb entre le cœur et les bordures des cristaux (Fig. 128). Les bordures sont enrichies en As et Au (Fig. 128A, D) et appauvries en Fe et Sb (Fig. 128B, C). Le dépôt de la stibine tardive par rapport à celle de l'arsénopyrite est bien représenté sur la figure 128C avec l'intense fracturation de ces dernières par la stibine. L'or a été détecté et montre un enrichissement dans les bordures mais aussi à proximité des cristaux ou dans les fractures et semble associé à la venue de la stibine (Fig. 128D). Les arsénopyrites de la Lucette sont donc des arsénopyrites aurifères.

Dans le but de confirmer cette caractéristique et de quantifier la concentration en or dans ces arsénopyrites, 14 analyses des teneurs en or ont été réalisées par la méthode de l'ablation laser

couplée à un spectromètre de masse à plasma induit (LA-ICP-MS). Les analyses ont été faites suivant la même méthodologie exposée dans le l'annexe 11. Les teneurs en antimoine mesurées à la microsonde ont été utilisées comme standard interne. La qualité des mesures effectuées semble acceptable pour l'analyse de l'or avec une erreur relative des mesures sur le standard MASS-1 de 0,74 % d'erreur et de 10,55 % d'erreur pour le NIST610. La reproductibilité des analyses est bonne avec une fluctuation des valeurs des standards acceptable autour de 8,85 % (n=11) pour le MASS-1 et de 10,52 % (n=8) pour le NIST610. La limite de détection est en moyenne de 0,03 ppm pour l'or. Les résultats montrent que la teneur en or des arsénopyrites de la Lucette est très variable avec une moyenne autour de 223 ppm, un minimum de 28 ppm et un maximum à 870 ppm (Annexe 11 ; teneurs et valeur des standards compilés). L'ensemble des résultats est cohérent et indique que l'or est piégé précocement dans le réseau cristallin pendant la formation des arsénopyrites, on peut parler ici d'or invisible (Cabri et al., 1989 ; Cathelineau et al., 1989 ; Johan et al., 1989 ; Bonnemaison et Marcoux, 1990 ; Cook et Chryssoulis, 1990 ; Genkin et al., 1998 ; Morey et al., 2008 ; Sung et al., 2009 ; Large et al., 2011 ; Cook et al., 2013).

Les caractéristiques chimiques principales des arsénopyrites sont résumées dans le tableau 12. Les températures de formation des arsénopyrites ont pu être estimées grâce à leurs teneurs en arsenic, d'après le diagramme de Kretschmar et Scott (1976, Table.12), en faisant l'hypothèse que l'arsénopyrite est en équilibre avec la pyrite. La température estimée de formation se situe aux alentours de 345°C. Elle est proche de celles obtenues sur les arsénopyrites du stade précoce des minéralisations de Vendée (Fig. 68).

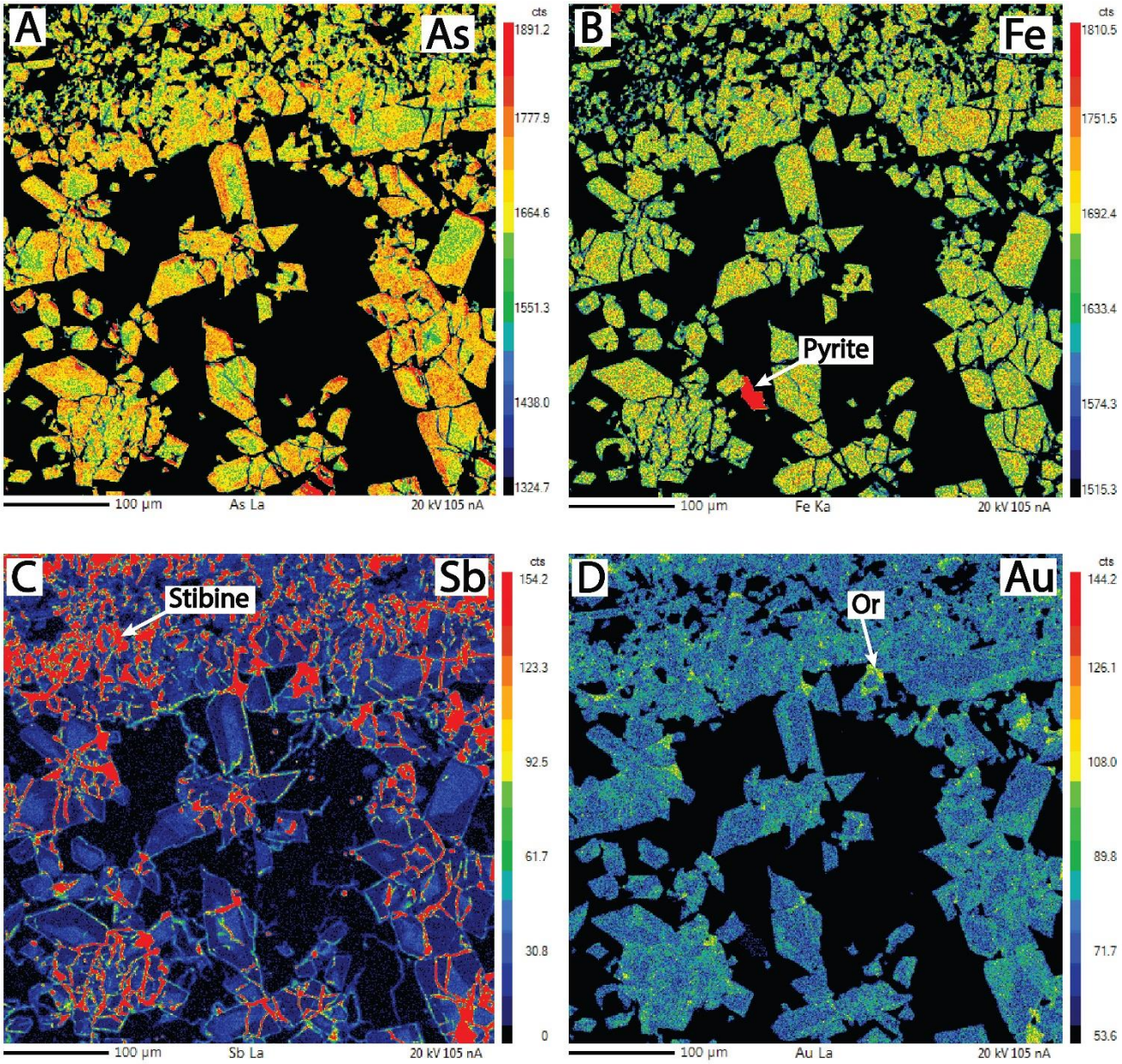


Figure 128 : A) Cartographie X à la microsonde d'un groupe d'arsénopyrite du stade 2. A) Cartographie de l'arsenic. B) Cartographie du fer. C) Cartographie de l'antimoine. D) Cartographie de l'or. Unité de mesure : nombre de couts.

Echantillon	Nombre d'analyses	S (W%)	Std	Fe	Std	As	Std	Sb	Std	Au	Std	Total	As (at%)	Std	T(°C) Kretschmar and Scott, 1976
Asp Stade 2	12	22.10	0.46	35.17	0.27	42.40	0.69	0.39	0.25	0.02	0.06	100.08	29.97	0.65	345°C

Tableau 12 : Compilation des résultats microsondes obtenus sur les arsénopyrites du stade 2 avec calcul du géothermomètre de l'arsénopyrite (Kretschmar et Scott, 1976).

5.3.4. Stade 3 : stade intermédiaire à métaux de base

Sa répartition très variable au sein de la minéralisation rappelle celle des minéralisations de Vendée. La sphalérite y est le minéral le plus abondant, elle se présente sous la forme de grands cristaux arrondis de taille supérieure à 200 µm (Fig. 129) et fréquemment observée à proximité des arsénopyrites. Ces dernières sont le plus souvent incluses à l'intérieur des sphalérites ou fragmentées par ces dernières (Fig. 129B, C). La sphalérite se dépose soit en cristaux isolés dans le quartz Qz3 ou forme des textures en arborescence (Fig. 129A) dans le même quartz, indiquant une cristallisation légèrement postérieure à celle du quartz Qz3. La sphalérite est associée spatialement à de grandes plages de chalcostibite. Elle forme aussi des textures d'exsolution à l'intérieur des plages de chalcostibite qui indique que leur dépôt est contemporain (Fig. 129B). La zinkénite est relativement rare par rapport aux deux précédentes espèces et semble légèrement postérieure (Fig. 129C). Des inclusions de chalcopyrite sont aussi observées dans la sphalérite (Fig. 136C). Des plages de marcassite complètent l'assemblage, ainsi que la galène (Machairas, 1974), la tétraédrite, et la famatinite (Pochon, 2017) de formule chimique Cu_3SbS_4.

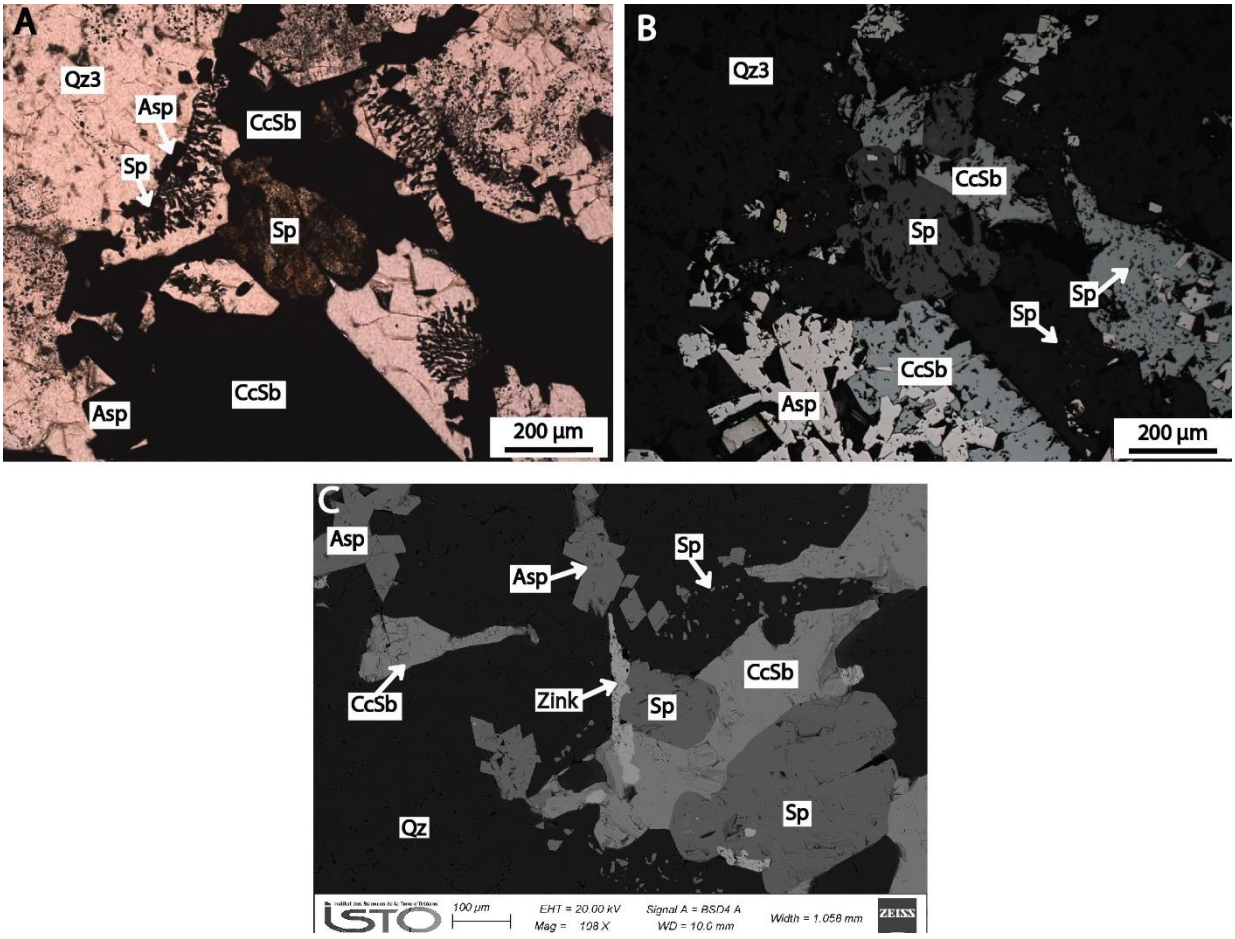


Figure 129 : A) Cristallisation en arborescence ainsi qu'en cristaux arrondis de la sphalérite (Sp) dans le quartz pyramidé (Qz3), associé à un assemblage à arsénopyrite (Asp), chalcostibite (Ccsb) (lumière transmise polarisée non analysée. B) Même photo que la précédente en lumière réfléchie. C) Cliché MEB de l'assemblage à sphalérite (Sp), chalcostibite (Ccsb), arsénopyrite (Asp) et zinkénite (Zink) en baguette.

Pour compléter cette caractérisation, 7 analyses microsonde ont été faites sur les sphalérites de ce stade. Elles montrent des teneurs en fer et cadmium relativement faible autour de 2 % et entre 0 et 750 ppm respectivement. Leurs compositions chimiques se rapprochent de celles des minéralisations à antimoine de Vendée.

5.3.5. Stade 4 : stade à antimoine et or

La stibine se dépose massivement durant ce stade. Elle remplit des vides laissés lors de la cristallisation du quartz Qz3 (Fig. 125 et 130A, B). La cristallisation de la stibine parait syncrhone à légèrement postérieur à Qz3 (Fig. 130A, B). Son dépôt est synchrone de l'arrivée d'une nouvelle génération de quartz (Qz4) qui a été mise en évidence par cathodoluminescence. Cette génération est peu développée et cristallise en épitaxie en bordure des quartz Qz3 et de la stibine (Fig. 130C). En image de cathodoluminescence elle montre des couleurs foncées et des bandes de croissance bien développées, ainsi que la présence de peu d'inclusions. La stibine cristallise sous forme d'agrégats. Elle est postérieure à l'ensemble des minéraux des phases précédentes qu'elle englobe ou fracture, et notamment la scheelite du stade précoce (stade 1 ; Fig. 131A). Ce mode de dépôt est grandement identique à celui de la stibine des minéralisations vendéennes. Son dépôt est synchrone de celui des carbonates (Fig. 130B, 131). Ces derniers sont relativement abondants et étroitement associés à la stibine, ils possèdent un habitus automorphe et une taille de grains > 200 µm, ils fracturent les scheelites et corrodent les bordures du quartz précoce Qz1. La présence fréquente de nombreuses inclusions de stibine de quelques dizaines de microns, ainsi que les bordures nettes et continues avec la stibine, sont en faveur d'une cristallisation contemporaine.

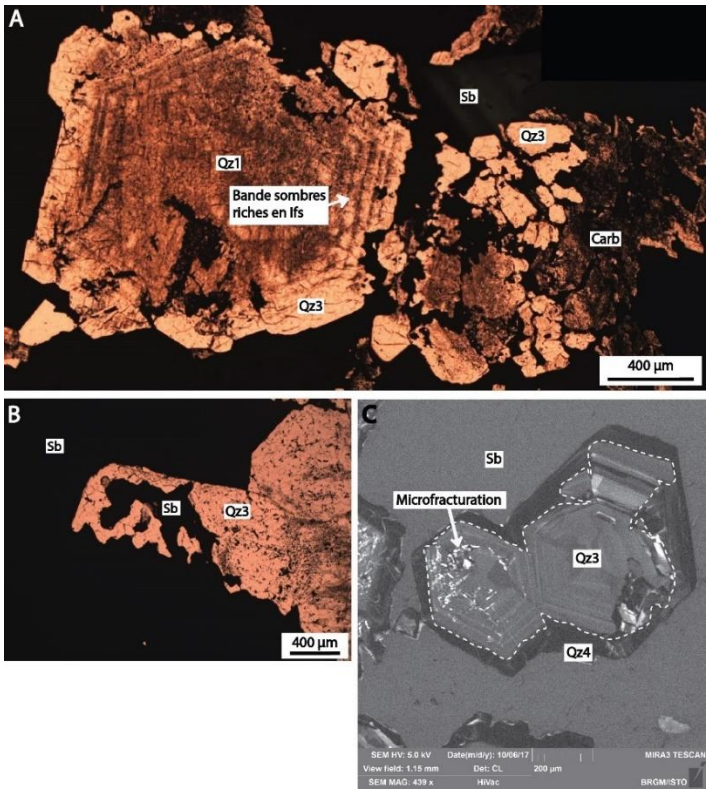


Figure 130 : A) Cristal de quartz Qz1 avec bandes de croissance bien développées, présentant une bordure limpide avec peu d'inclusions, parfois fracturée, en contact avec la stibine (Sb) associé aux carbonates (Carb). B) Quartz Qz3 avec contours corrodés et golfés par la stibine (Sb). C) Image en cathodoluminescence d'un cristal de quartz Qz3 isolé dans la stibine (Sb) qui présente un cœur hérité associé au quartz Qz3 et une bordure de quartz de couleur plus sombre qui corrode le cœur nommé quartz Qz4. Ifs : inclusions fluides.

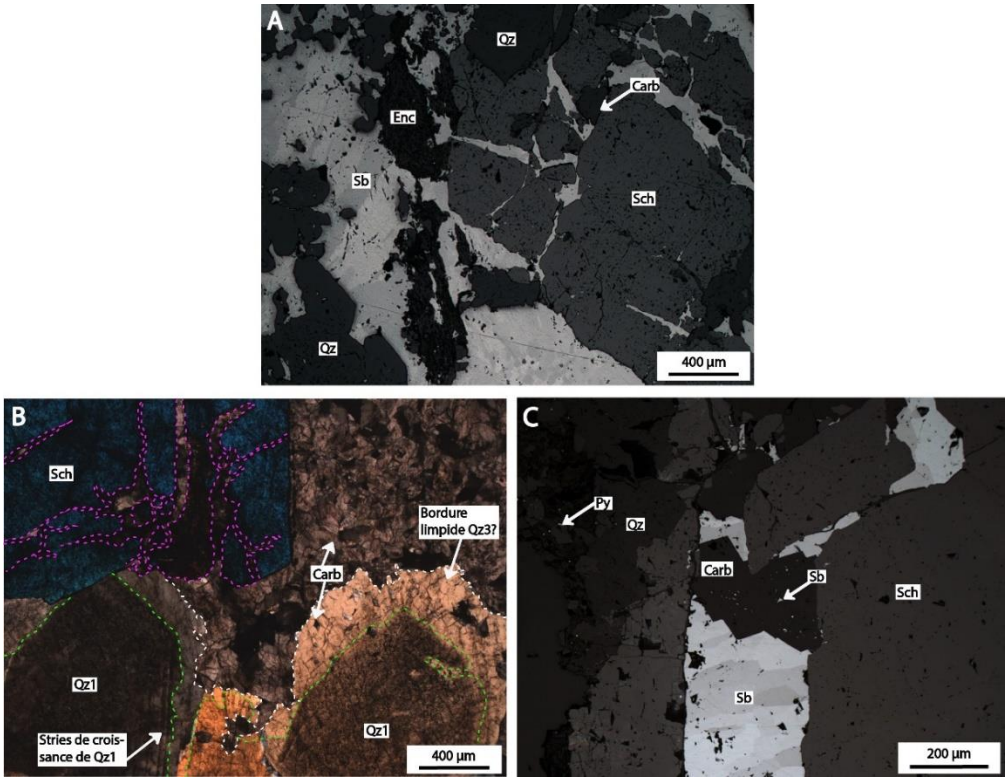


Figure 131 : A) Cristal de scheelite (Sch) fracturé et cimenté par de la stibine associée à des carbonates (Carb). B) Scheelite fracturée et cimentée par des carbonates qui corrodent les quartz Qz1 contemporains du dépôt de la scheelite (Sch). C)

Détail sur un filonnet de stibine (Sb) et carbonates (Carb) qui recoupent un cristal de scheelite (Sch). Enc : clastes d'encaissant.

Des macles de déformation affectent la majorité des stibines. Des micro-inclusions de zinkénites sont communément observées et soulignent les plans de clivages de la stibine (Fig. 132A). De rares inclusions d'antimoine natif ont été décrites pour la première fois dans les plages de stibine (Fig132B) et complètent cette paragenèse.

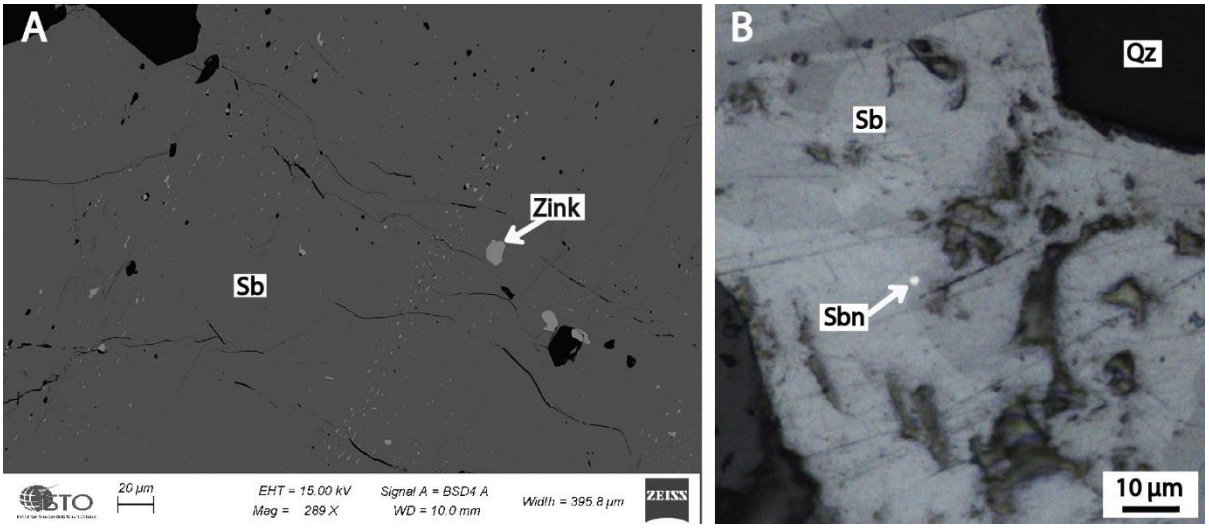


Figure 132 : A) Cliché MEB d'une plage de stibine (Sb) avec inclusions de zinkénite (Zink) dans ses plans de clivage. B) Micro-inclusion d'antimoine natif (Sbn) contenue dans une plage de stibine (Sb).

Géochimie des stibines

Les stibines ont été analysées à la microsonde électronique. Elles montrent uniquement des teneurs homogènes en arsenic, entre 0,18 et 0,22 %, (Fig. 133). Ces teneurs sont proches de celles des stibines de Vendée.

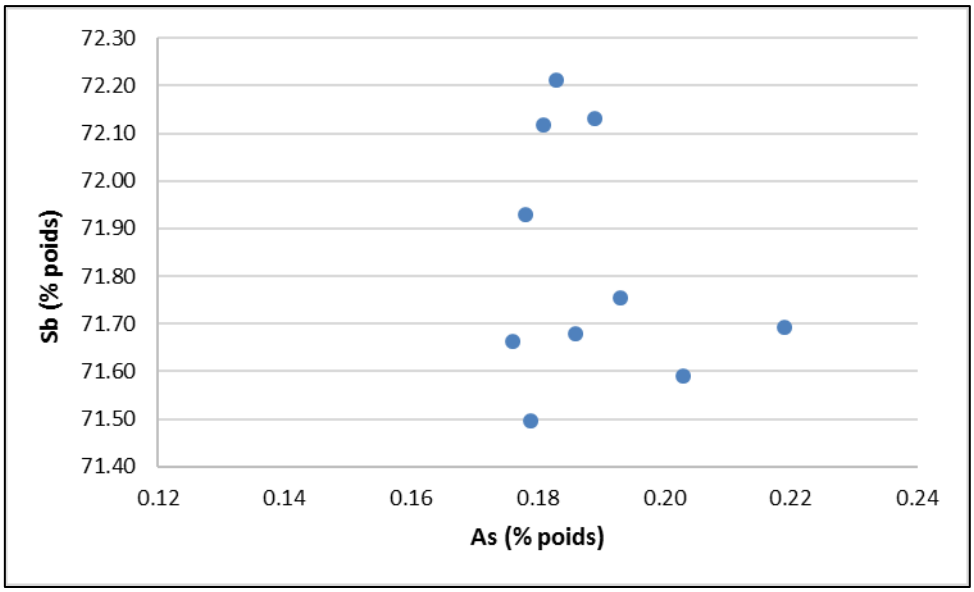


Figure 133 : Diagramme des teneurs en antimoine (% poids) en fonction des teneurs en arsenic (% poids) des stibines du stade 4 de la minéralisation de la Lucette.

Géochimie des carbonates

Les carbonates contemporains de la mise en place de la minéralisation à antimoine sont inhabituellement abondants à la Lucette par rapport aux autres districts étudiés. Pour préciser leur nature, 55 analyses microsonde ont été réalisées (Annexe 19). Ces résultats ont été comparés avec ceux acquis sur les carbonates contemporains du stade à antimoine de la minéralisation de Rochetrejoux en Vendée (Fig. 59), ainsi que sur ceux contemporains du stade aurifère de la minéralisation de la Bellière. Les carbonates synchrones de la mise en place du stade à antimoine dans la minéralisation à Sb(Au) du Semnon ont aussi été ajoutés pour comparaison.

Les carbonates de la Lucette ont une composition chimique moyenne de 14,15 % poids MgO, 28,75 % CaO, 10,9 % FeO et 0,11 % MnO (n = 55). Dans le diagramme ternaire Mg/Ca/Fe, ce type de composition se rapproche d'une dolomie ferrifère (Fig. 134). Les carbonates synchrones de la minéralisation à stibine du gisement à antimoine de Rochetrejoux (Vendée ; voir chapitre 2 pour plus de détails) et dans celles à or seul de la Bellière (Maine-et-Loire ; voir chapitre 4 pour plus de détails) présentent des compositions très proches (Fig. 134). Seuls les carbonates du Semnon semblent montrer des compositions proches du pôle ankéritique (Fig. 134 ; données d'après Pochon et al., 2018).

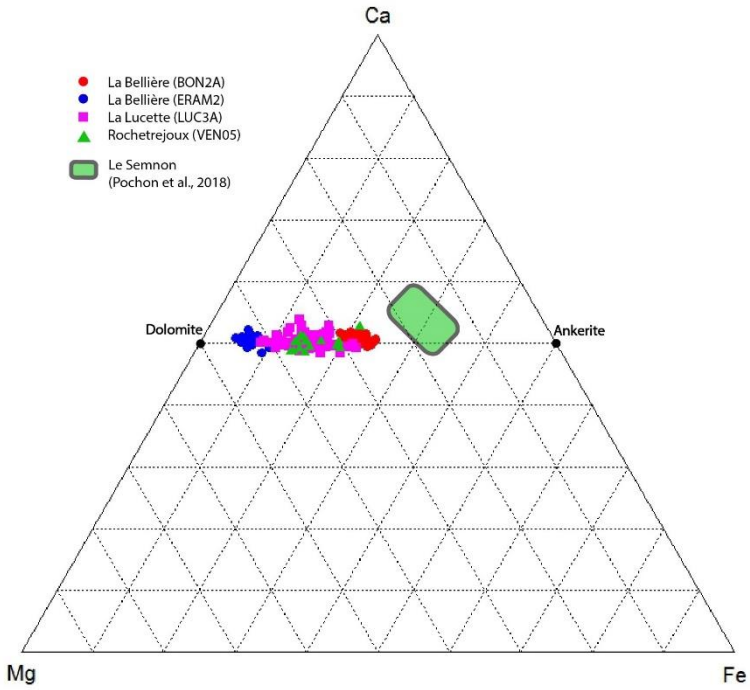


Figure 134 : Diagramme ternaire Mg-Ca-Fe (% poids) des carbonates contemporains au dépôt de la stibine (stade 4).

Les apatites

Les cristaux d'apatite ont été pour la première fois observés, par imagerie MEB lors de cette étude (Fig. 135). Ils montrent des formes sub-automorphes avec des tailles variables de 30 µm en moyenne et pouvant dépasser les 100 µm (Fig. 135). Les apatites sont spatialement associées à la scheelite dans le quartz filonien et, dans ou en bordure de clastes d'encaissant situés dans le quartz filonien (Fig. 135). Leurs positions précises dans la paragenèse de la minéralisation de la Lucette est difficile à estimer en raison de leurs difficultés d'observation. Toutefois, il est possible d'affirmer que le dépôt des apatites est synchrone de la mise en place de la minéralisation et advient après la cristallisation du stade précoce à tungstène (stade 1). Les cristaux fracturent et cimentent la scheelite et englobent des clastes de ce précédent minéral (Fig. 135A). Ils sont de plus contenus dans un filonnet de quartz (Qz2 ou Qz3) qui recoupe et fracture la scheelite. Ils ne présentent pas de zonations minéralogiques.

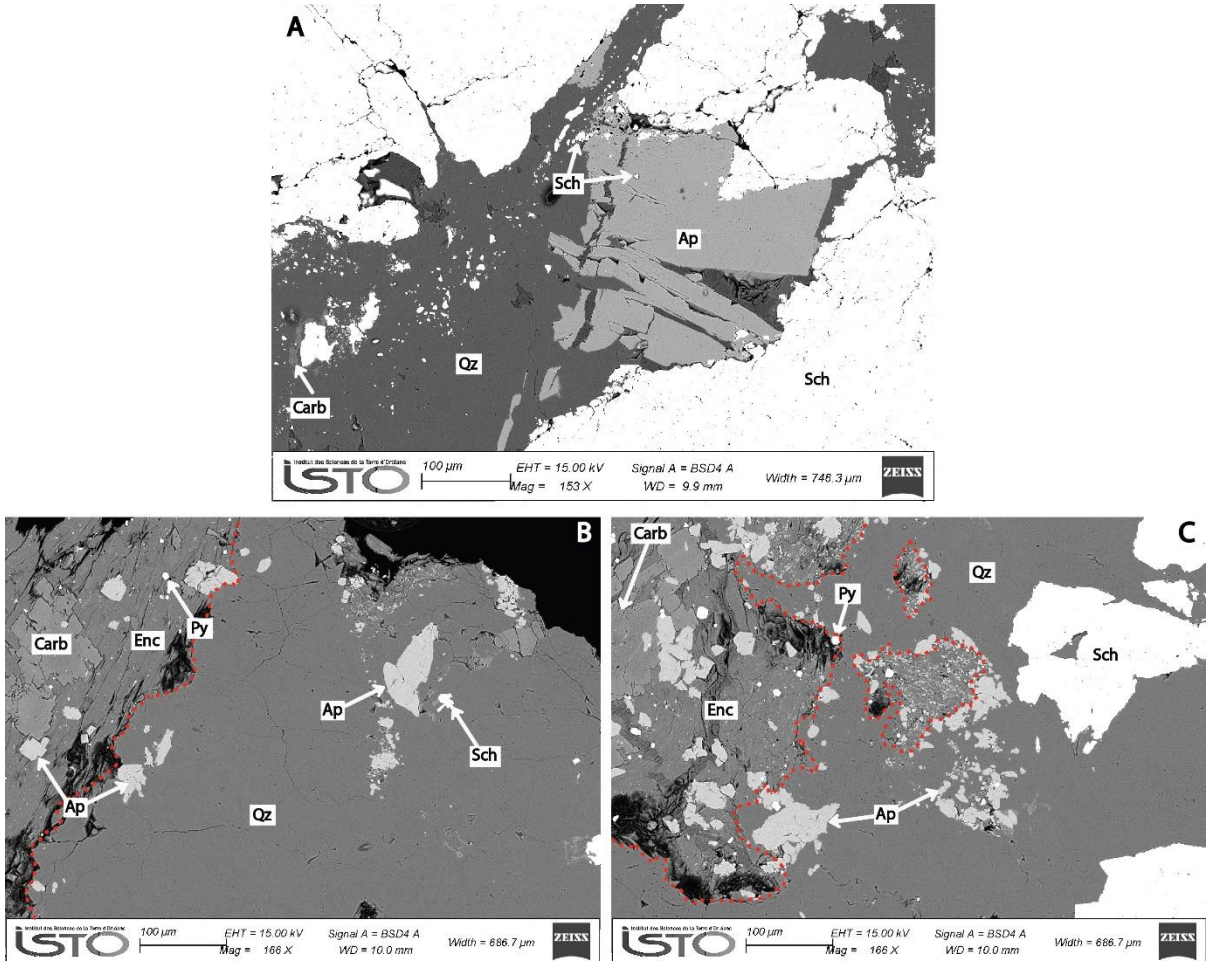


Figure 135 : A) Cliché MEB d'une grande plage d'apatite (Ap) qui fracture localement la scheelite (Sch). Des fragments de scheelite sont inclus dans les apatites. B) Cliché MEB d'apatites (Ap) contenues dans le quartz associé à la scheelite (Sch)

à proximité de clastes d'encaissant (Enc) riches en pyrite (Py) et carbonate (Carb). C) Cliché MEB d'apatites (Ap) automorphes contenues dans le quartz associé avec la scheelite (Sch), dans l'encaissant (Enc) et soulignant le contour de ces clastes.

15 analyses microsonde ont été réalisées pour caractériser la nature de ces apatites. Les analyses ont été effectuées à la fois sur celles situées dans les clastes d'encaissants mais aussi dans le quartz filonien. Elles montrent toutes des compositions chimiques proches. La présence systématique de fluor (F) avec des teneurs moyenne de 4,74 % poids indique qu'elles correspondent à des fluorapatites. Les teneurs en chlore, manganèse et soufre sont inférieures à la limite de détection, les teneurs en strontium plus variables sont comprises entre 800 ppm (limite de détection) et 0,9 %. Le calcul des formules structurales précise des fluorapatites n'a pas pu être effectué car les analyses présentaient toutes des excès de fluor qui pourraient être dues à des problèmes de diffusion du fluor lors de l'ablation des échantillons (Stormer et al., 1993 ; Pyle et al., 2002).

5.3.6. Place et habitus de l'or libre dans la paragenèse

Sur l'ensemble des lames et sections observées, des grains d'or ont été rapportés dans plus de 80 % d'entre elles. La taille des plages d'or est très variable entre 2 µm et > 500 µm. Aucun grain d'or n'a été vu en relation avec la scheelite. Des grains de petite taille ≤ 10µm sont fréquents en inclusion dans les arsénopyrites et pyrites du stade 2 (Fig. 136A, B) et plus rarement dans les sphalérites du stade 3 (Fig. 136C). Ils sont aussi associés à la stibine ou seuls en remplissage de microfractures dans l'arsénopyrite (Fig. 1361B). A la microsonde, l'analyse de ces grains fut difficile à cause de leur petite taille, mais a montré des teneurs en argent de 3,80 % (Table. 13) ce qui signifie qu'ils ont une composition d'électrum (Morrison et al., 1990). Le dépôt principal du métal précieux a lieu lors de la cristallisation de la stibine durant le stade 4. C'est là où les grains sont les plus nombreux et de grande taille (> 20 µm). Ils se présentent en inclusion dans la stibine sous 2 habitus différents, i) en grains arrondis présentant des bordures nettes et lobées avec la stibine (Fig. 137A) ou ii) en forme dendritique avec des bordures fortement corrodées et squelettiques au contact de la stibine (Fig. 137B, C). Il est peu fréquent de le retrouver en grains isolés dans le quartz. L'or sous forme dendritique forme les plus grosses plages observées (> 500 µm), sa texture et le fait qu'il semble fracturer la stibine indique que cet habitus s'est déposé après la stibine.

Les analyses microsonde effectuées sur les grains d'or des 2 habitus associés à la stibine indiquent que cet or se présente sous forme d'or natif avec des compositions chimiques proches, et des teneurs en argent très faible (< 1 %). Des teneurs en mercure comprises entre 0,17 et 0,44 % Hg ont été mesurées (Table. 13) et confirment les résultats de Bouchot et al. (1997). Les grains d'or

tardifs dans la minéralisation ont une composition plus pure que ceux associés ou qui fracturent les arsénopyrites précoces du stade 2. La somme des éléments des analyses microsondes des grains d'or du stade 2 est un peu basse et peut être expliquée par la faible taille des grains analysés.

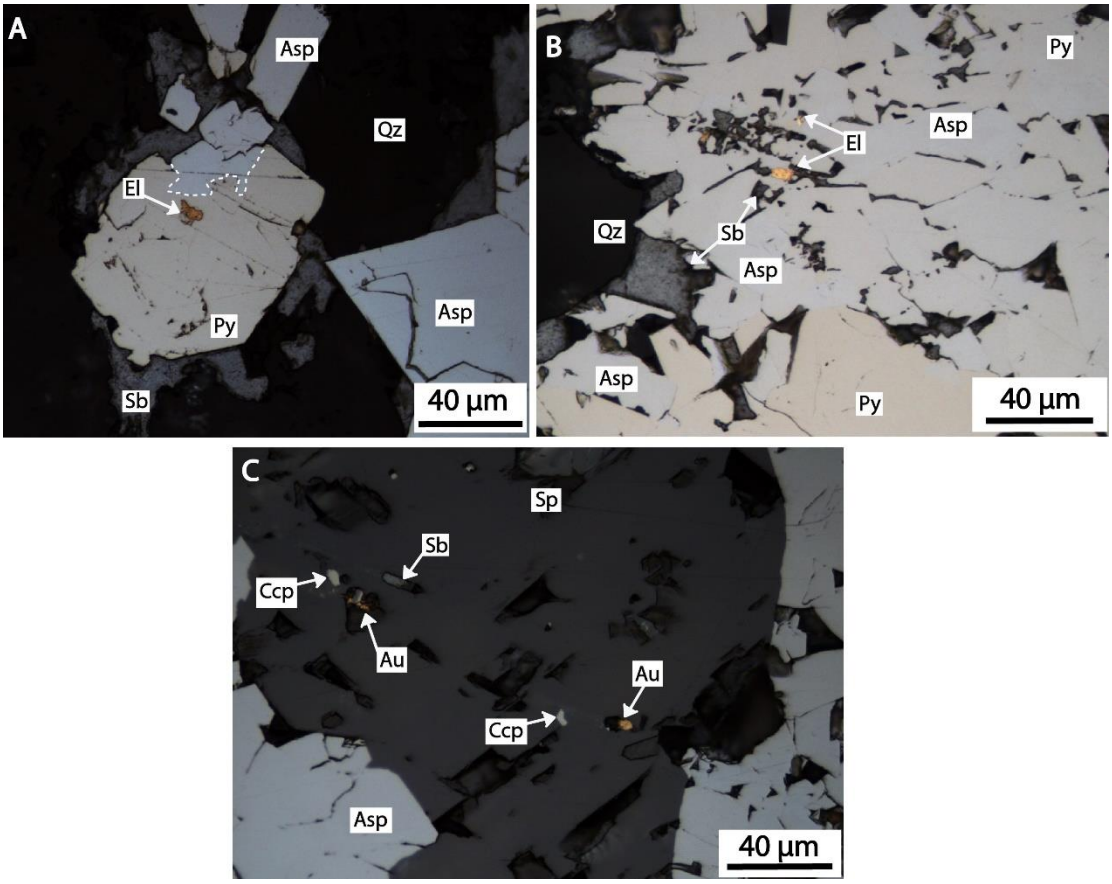


Figure 136 : A) Inclusion d'életrum (El) dans une plage de pyrite (Py) associée à de l'arsénopyrite (Asp) et corrodée par la stibine (Sb). B) Inclusions d'électrum (El) dans une fracture de l'arsénopyrite (Asp) mélangées à de la pyrite (Py), et fracturé par la stibine (Sb). C) Plage de sphalérite (Sp) associée à de l'arsénopyrite (Asp) avec inclusions de chalcopyrite (Ccp), de stibine (Sb) et d'or natif (Au).

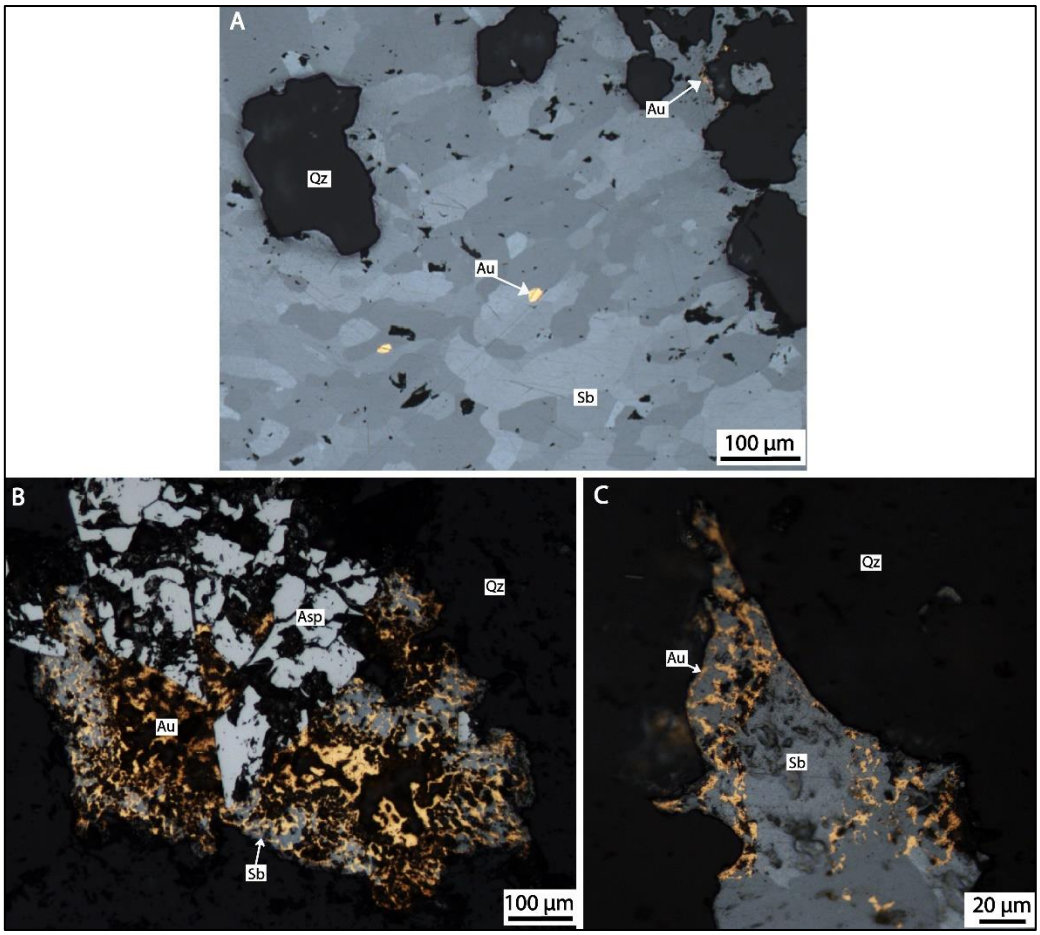


Figure 137 : A) Plage de stibine (Sb) avec nombreuses inclusions ovoïdes d'or natif (Au). B) Or natif en forme dendritique dans une plage de stibine qui fracture des arsénopyrites précoces. C) Or natif (Au) en forme de dendrites dans une plage de stibine (Sb).

L'or n'est pas uniquement présent sous forme de grains d'or libre, il l'est aussi sous forme d'aurostibite ($AuSb_2$; Fig. 138) observée en association avec des grains d'or natif et de la stibine (Fig. 138A). Ce minéral semble aussi corroder faiblement les grains d'or natif ce qui indiquerait un dépôt légèrement postérieur (Fig. 138B).

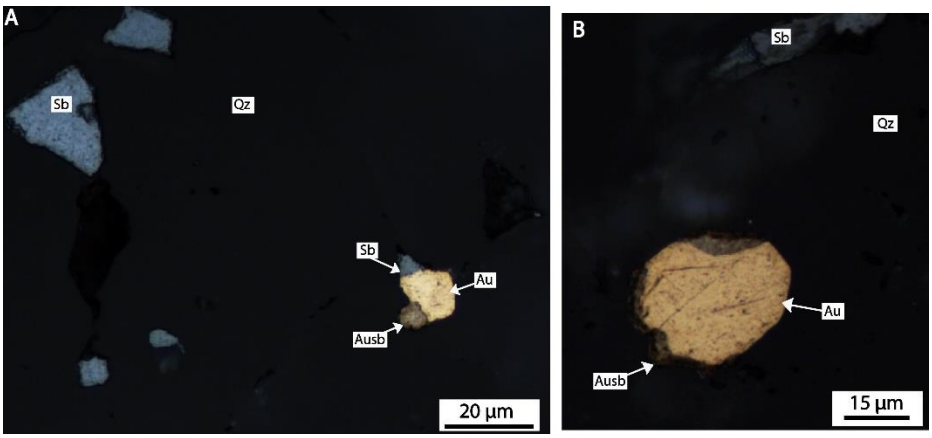


Figure 138 : A) Assemblage d'or natif avec de l'aurostibite (Ausb) et stibine (Sb). B) Détail d'un grain d'or natif (Au) entouré d'aurostibite (Ausb) proche d'une plage de stibine (Sb).

Echantillons	Nombre d'analyses	Ag (W%)	Std	Au	Std	Hg	Std	Total	Pureté de l'or (Morisson et al., 1990)
Au associé à Py/Asp (Stade 2)	2	3.83	1.01	86.69	4.59	bdl	0.00	90.52	958
Au contenus dans Sb (Stade 4)	14	0.56	0.24	98.21	0.73	0.11	0.16	98.88	994
				Std = écart-type		bdl = below detection limit			

Tableau 13 : Compilation des résultats microsonde obtenus sur grains d'or du stade 2 et 4 avec calcul de l'indice de pureté des grains d'après Morrison et al. (1990).

5.4. Résultats géochronologiques

5.4.1. Objectifs et méthodologie

Les avancées récentes dans le développement des méthodes d'analyses géochimiques in-situ comme l'ablation laser couplée à un spectromètre de masse à plasma induit (LA-ICP-MS) ainsi que des datations U/Pb sur minéraux non conventionnel comme l'apatite ou les carbonates, permettent d'ouvrir un nouveau champ de possibilités dans la détermination des âges de mise en place des systèmes minéralisés (Pochon et al., 2018). L'utilisation de méthode U-Pb, dont le système est mieux contraint et plus difficilement affecté par la circulation de fluides et la déformation postérieure à la mise en place des minéralisations, permet de limiter les perturbations par rapport à d'autres systèmes comme l'39Ar-40Ar.

Les apatites hydrothermales mises en place après le stade à scheelite (stade 1) de la minéralisation de la Lucette (Fig. 135) ont été examinées en lames mince et 31 cristaux ont été sélectionnés dans deux lames. L'objectif de l'étude étant d'apporter de nouvelles contraintes géochronologiques absolues sur l'âge de mise en place des minéralisations auro-antimonifères dans ce secteur afin d'affiner le modèle métallogénique de ce type de gisement dans le Massif armoricain et de préciser sa place dans l'évolution de la chaîne Varisque.

La datation U-Pb sur ces apatites a été réalisée in-situ par la méthode LA-ICP-MS, en collaboration avec Marc Poujol du laboratoire Géosciences Rennes. Un laser ESI NWR193UC Excimer couplé à un ICP-MS quadripole Agilent 7700x équipé d'un double système de pompage a été utilisé (Paquette et al., 2014). Les conditions expérimentales ainsi que le protocole suivi sont reportées en annexe 12. Des informations additionnelles sur le protocole utilisé pour la datation U-Pb des apatites

peut être trouvés dans Pochon et al. (2016). L'imagerie en cathodoluminescence des apatites n'a pas été effectuée à cause de leur taille réduite ainsi que du faible nombre d'échantillons disponibles.

5.4.2. Résultats obtenus

La caractérisation minéralogique des apatites a été réalisée dans la partie précédente (5.3.5 ; Fig. 135). Les résultats U-Pb obtenus ont été reportés dans le diagramme de Tera-Wasserburg (Fig. 139), les données analytiques sont disponibles en annexe 13. La droite de discordia n'a pas été contrainte par la composition isotopique en $^{207}Pb/^{206}Pb$ car aucune donnée n'est disponible dans ce secteur. Les données provenant des apatites de la minéralisation auro-antimonifère de la Lucette ont une composition en $^{207}Pb/^{206}Pb$ variable entre 0,11 et 0,77 qui s'alignent sur une droite discordante, l'intercept inférieur de la droite donne un âge de 300 ± 11 Ma (MSWD = 4,9 ; Fig. 139). Cet âge correspond à l'âge de formation du système minéralisé de la Lucette.

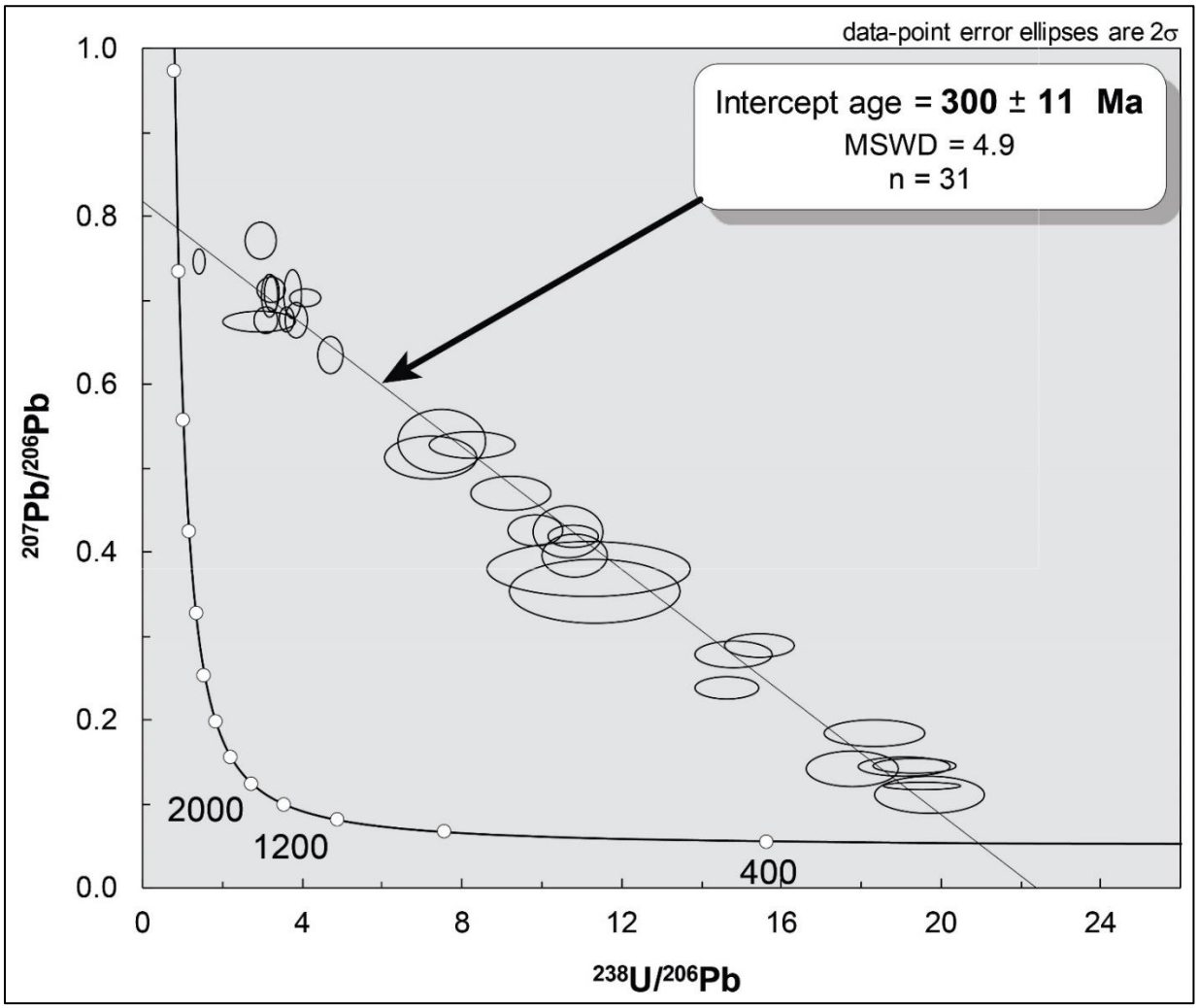


Figure 139 : Diagramme Concordia de Tera-Wasserburg obtenu sur les apatites hydrothermales de la minéralisation de la Lucette. n = nombre d'apatites analysées sur les deux échantillons.

5.5. Synthèse et discussion des résultats

5.5.1. Mécanismes de formation et évolution de la minéralisation

La mise en place de la minéralisation auro-antimonifère de la Lucette est polyphasée et son évolution peut être divisée en 4 étapes successives résumées dans la Figure 140. Chaque stade correspond à la mise en place d'une génération différente de quartz minéralisé. La bréchification tectonique de l'encaissant assistée par les fluides marque le début de la formation de la minéralisation. Elle est à l'origine de la création d'une porosité de fracture importante. Cette fracturation induit une première venue de quartz en peignes contemporaine du dépôt du stade précoce à scheelite. Dans sa continuité, un nouvel épisode de fracturation cassant amène la première venue de fluide aurifère (stade 2 ; Fig. 140) sous la forme d'un assemblage à arsénopyrite aurifère dominante et pyrite. La température de dépôt de ce stade est relativement faible, autour de 345°C (géothermomètre de l'arsénopyrite). Ces minéraux métalliques sont associés à la précipitation de quartz microcristallin (Qz2) qui colmate les vides créés précédemment. Ce stade est suivi d'une venue à métaux de base composée principalement de sphalérite et chalcostibite (stade 3) inclus dans une nouvelle génération de quartz pyramidé (Qz3). De faibles quantités d'électrum dans les fractures de l'arsénopyrite ou en inclusion dans la sphalérite complètent cet assemblage. Durant le dernier stade de formation (stade 4), la paragenèse antimonifère se met en place massivement, en association avec une gangue à dolomie ferrifère, en remplissage des cavités ouvertes durant les stades antérieurs. Elle est synchrone de la venue aurifère économique qui précipite sous la forme d'or natif et d'aurostibite.

Les textures de brèches assistées par les fluides, et celles de cristallisation, des différentes générations de quartz sont similaires à celles observées en Vendée, ainsi que dans les gisements filoniens de type épithermaux formés dans des niveaux très superficiels de la croûte (*e.g*. Dowling and Morison, 1988 ; White and Hedenquist, 1990 ; Dong et al., 1995 ; Kontak et al., 1996 ; Simmons et al. 2005 ; Chauvet et al. 2006 ; Shimizu, 2014). Cela suggère que la minéralisation de la Lucette s'est mise en place près de la surface, dans les 5 premiers kilomètres de la croûte, comme semblent le confirmé les déformations cassantes qui contrôlent sa mise en place (aucune évidence de déformation ductile/cassante ou ductile), en régime de pression hydrostatique. Les caractéristiques précédentes sont en faveur d'un mécanisme de formation par remplissage d'ouverture successif, ou encroûtement (Jébrak, 1992 ; Gaboury et Daigneault, 2000), qui pourrait se former grâce à un mécanisme de type « suction pump » (Sibson, 1987). Ici aussi, la mise en place du quartz

microcristallin au stade 2 est interprétée comme le résultat de la cristallisation d'un gel de silice durant une rapide chute de pression (Bouchot et al., 1994), ce qui est cohérent avec le mécanisme de formation proposé. De plus, l'habitus de cristallisation des arsénopyrites aurifères similaire à celles du Chatelet (Nord du Massif central ; Bouchot, et al., 1994) est en accord avec cette hypothèse. Les habitus des quartz macrocristallins, pyramidés du Qz1, 3 et 4 résultent eux d'une croissance lente provoquée par le colmatage progressif de la zone de faille. L'absence de texture de cristallisation fibro-radiée est une caractéristique de ce secteur, qui diffère grandement des minéralisations à antimoine du domaine Vendée-Mauges.

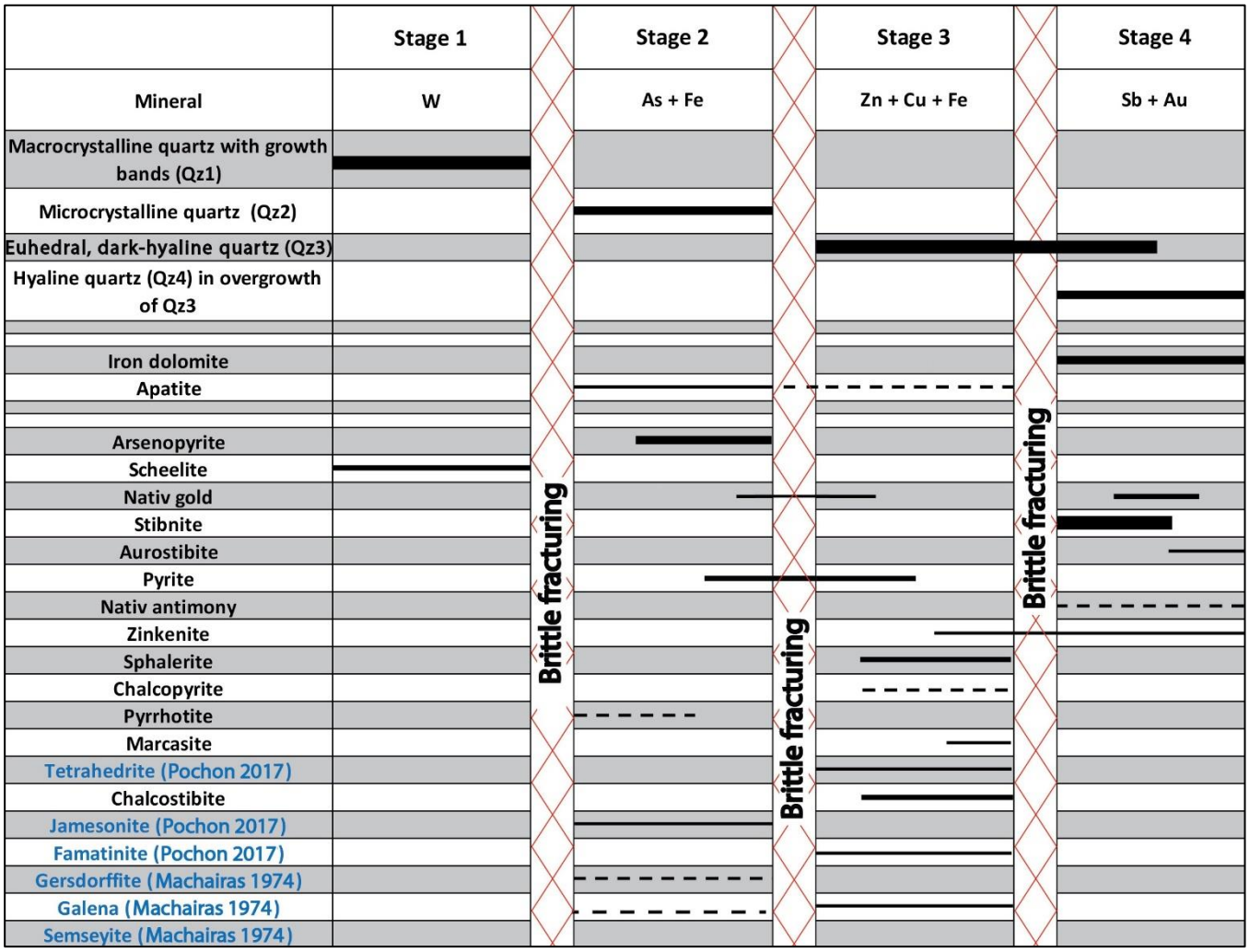


Figure 140 : Succession paragénétique de la minéralisation auro-antimonifère (± tungstène) du district de la Lucette. Les minéraux en bleu correspondent aux phases non observées dans cette étude mais signalées lors des études antérieures.

Le comportement de l'antimoine ici est grandement similaire aux minéralisations du domaine précédent. Ce métal est introduit de manière précoce dans la minéralisation (arsénopyrite à antimoine) sans pour autant qu'il y soit exprimé minéralogiquement, il s'y dépose dans les dernières phases de formation.

5.5.2. Habitus et évolution de l'or

Le comportement de l'or est ici très différent des minéralisations à antimoine ainsi que de celles de type « or orogénique » du domaine Vendée-Mauges. Le métal précieux est ici présent tout au long de l'évolution de la minéralisation, mais sous différentes formes, en fonction de sa place dans la minéralisation. 3 types d'or ont été distingués d'après leurs habitus et leur pureté. Il apparaît pour la première fois dans le stade 2, 1) piégé dans le réseau cristallin de l'arsénopyrite sous forme « d'or invisible » (Cathelineau et al., 1989 ; Johan et al., 1989 ; Cabri et al., 1989 ; Bonnemaison et Marcoux, 1990 ; Cook et Chryssoulis, 1990 ; Genkin et al., 1998 ; Morey et al., 2008 ; Sung et al., 2009 ; Large et al., 2011 ; Cook et al., 2013), observé pour la première fois lors de cette étude. Les teneurs sont non négligeables en moyenne autour de 223 ppm Au, estimée d'après les analyses LA-ICP-MS. L'or devient ensuite visible, sous forme 2) de petits grains d'électrum spatialement associés ou dans les fractures des arsénopyrites ou encore en inclusion dans la sphalérite (stade 3) et enfin sous forme de 3) gros grains (> 20 µm) d'or natif dans la stibine (stade 4 ; Fig. 140).

Les cartographies élémentaires montrent une forte concentration d'or « invisible » dans les bordures des cristaux d'arsénopyrite associée à un enrichissement en arsenic et un appauvrissement en fer et antimoine. Ce comportement semble cohérent avec une substitution entre les ions Fe^{3+} et Au^{3+}permettant d'expliquer le piégeage de l'or. Ce comportement chimique est identique à celui observé dans les gisements de type « or orogénique » du Massif central (Touray et al., 1989 ; Bonnemaison et Marcoux, 1990 ; Cathelineau et al., 1989 ; Johan et al., 1989 ; Bouchot et al., 1994). La cinétique de cristallisation rapide associée à des températures relativement faibles (< 400 °C) de la gangue et des arsénopyrites enregistrées durant ce stade pourrait aussi être responsable du piégeage privilégié de l'or sous sa forme invisible (Wu et al., 1989 ; Wu, 1990 ; Ashleys et al., 2000).

Le passage d'or « invisible » déposé au stade précoce à son apparition sous une forme d'or visible (électrum) observé dans les stades plus tardifs (stade 3 et 4) pourrait être interprété comme le résultat de processus de remobilisation de l'or dont les mécanismes sont bien documentés dans les gisements « d'or orogéniques » (Touray et al., 1989 ; Cabri et al., 1989 ; Johan et al., 1989 ; Cathelineau et al., 1989 ; Bonnemaison et Marcoux, 1990 ; Cook et Chryssoulis, 1990 ; Ashleys et al., 2000 ; Morey et al., 2008 ; Sung et al., 2009 ; Cook et al., 2013 ; Large et al., 2011). Il est proposé ici qu'à la faveur des déformations ultérieures responsables de la mise en place des paragenèses plus tardives (stade 3-4), l'or serait remobilisé vers les bordures des cristaux d'arsénopyrite et potentiellement reconcentré dans le fluide. Le métal précieux précipiterait postérieurement sous forme de grains visibles d'électrum (autour de 4 % Ag) dans les zones de fractures ou au contact des arsénopyrites ou en inclusions dans les sphalérites durant le stade 3.

Durant le stade final (stade 4) de la minéralisation, l'ensemble de l'or serait une nouvelle fois remobilisé par les fluides antimonifères et précipiterait en grande quantité avec la stibine sous forme d'or natif. La présence d'aurostibite et la grande pureté des grains d'or natif (< 1 % Ag) en inclusion dans la stibine sont des arguments en faveur de processus de remobilisation qui seraient responsables de l'enrichissement en or visible plutôt que de plusieurs venues successives de fluides saturés en or. Un processus de remobilisation seul permet difficilement d'expliquer les fortes teneurs en or, c'est pourquoi il est suggéré un apport complémentaire en or dans les fluides antimonifères.

5.5.3. Contrôle structural et âge de la minéralisation

La minéralisation auro-antimonifère de la Lucette est concentrée à l'intérieur d'une gangue de quartz-carbonate montrant une morphologie en filons. Les textures de cristallisation en forme de peignes et de géodes du quartz suggèrent une formation en fentes de tension, en régime cassant, et confirme les interprétations des précédents auteurs. Pochon (2014) propose que les structures filoniennes de la Lucette se soient mises en place durant l'activité de la faille de Cholet-Partenay orientée N150-155°E contrôlée par un axe de raccourcissement maximal subhorizontal, orienté ~N20°, qui serait postérieur au fonctionnement du cisaillement simple dextre majeur du CNA estimé autour de 310-300 Ma (Berthé et al., 1978 ; Gumiaux et al., 2004). Ce modèle suggère aussi que le CNA ne jouerait aucun rôle dans la genèse de ce type de minéralisation, qui présente pourtant un contrôle structural majeur et une forte proximité avec celle-ci (distance entre CNA et la Lucette < 10 km ; Fig. 141A).

Le mode d'exploitation du minerai de la Lucette consistait au dépilage du minerai au moyen du creusement de galeries de traçage parallèles aux filons. L'extraction du tracé cartographique des principales structures minéralisées, d'après le plan minier des galeries édité par Bellanger (1921 ; Fig. 141B) permet de proposer un nouveau modèle structural (Fig. 141B, C, D). L'orientation prédominante des filons, dont le plus important (filon Georges) se situe plutôt suivant les directions N0 à N20°E (8 filons sur 11 ; Fig. 141C). Il apparaît que leurs formes ne sont pas rectilignes, mais sigmoïdes avec les extrémités des structures orientées plutôt N0-10°E et leurs cœurs plutôt N15-25°E. Les filons 2 et Georges (Fig. 141C) sont les plus déformés et illustrent cette géométrie particulière. Cette architecture est compatible avec une formation en fentes de tension en échelon sygmoïdées (Bons et al., 2012), qui serait contrôlée par une faille d'orientation proche de N130°E faisant partie du système du CNA (Fig. 141C, D). De telles failles ont été cartographiées dans la mine de la Lucette par Bellanger (1921 ; Fig. 141B). La forme des sigmoïdes induit une déformation incrémentale des fentes de tension (Bons et al., 2012) compatibles avec un mouvement dextre du

système. Une telle cinématique, ainsi que l'orientation des extrémités des sigmoïdes (N0-10°E), sont compatibles avec une orientation de l'axe de raccourcissement maximum N05°E (Fig. 141A-C) et avec le modèle théorique de formation et déformation de telles fentes de tension (Bons et al., 2012 ; Fig. 141D). Cette direction de raccourcissement est cohérente avec celle à l'origine du mouvement dextre majeur du CNA estimé autour de 310-300 Ma dans les domaines Nord- et Centre-armoricain (Berthé et al., 1978 ; Gumiaux et al., 2004). Ce modèle suppose un âge relatif de mise en place des minéralisations auro-antimonifères de la Lucette entre 310-300 Ma. Les âges obtenus par datation U-Pb *in situ*, via la méthode LA-ICP-MS, sur des apatites hydrothermales déposées après le stade à scheelite (stade 1) donnent un âge de mise en place de la minéralisation à 300 ± 11Ma et valide ce modèle. Comme l'évolution et la mise en place de la minéralisation auro-antimonifère de la Lucette se fait en 4 étapes successives de dépôt contrôlées par un même évènement tectonique, un seul évènement hydrothermal à Sb et Au ± W est responsable de la mise en place de la minéralisation entre 310 et 290 Ma. A l'échelle plus régionale, le CNA pourrait jouer le rôle de drain pour ces fluides minéralisateurs qui seraient piégés non pas le long de la structure de premier ordre, mais dans des systèmes secondaires spatialement associés à des plis anticlinaux orientés N120-130°E. Ce contrôle structural à l'échelle régionale semble identique à celui défini dans le domaine Vendée-Mauges pour les minéralisations du même type.

Notre modèle est cohérent avec les observations de terrain rapportées par Fouquet (1980) dans le district de Quimper (Ouest du Massif armoricain), où des filons de quartz à stibine recoupent des leucogranites tardi-varisques datés autour de 320-305 Ma. Le modèle de formation des minéralisations à Sb et Au vers 360 Ma, co-génétique de l'emplacement du magmatisme basique définis dans le domaine Centre-armoricain par Pochon et al. (2018), ne semble pas fonctionner ici bien que la distance qui sépare les 2 districts soit proche.

Par ailleurs, la présence de scheelite ainsi que la proximité géographique du leucogranite tardi-varisque du Pertre (Fig. 141A) pourrait indiquer un potentiel lien génétique entre le magmatisme péralumineux tardi-varisque et les minéralisations auro-antimonifères de la Lucette. L'étude des inclusions fluides menée sur cette minéralisation sera présentée en chapitre 7 et permettra de répondre à cette question.

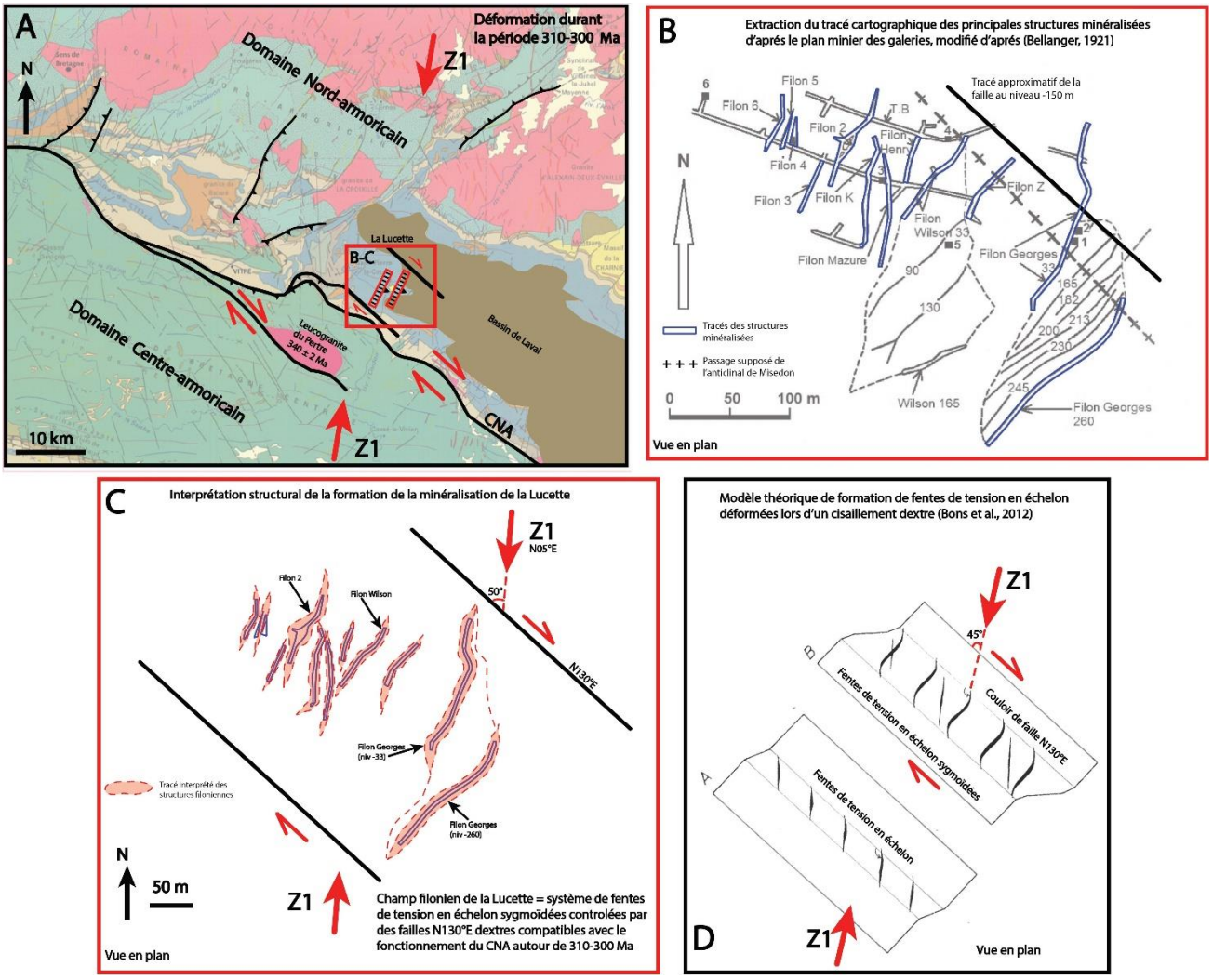


Figure 141 : A) Schéma structural interprétatif de la partie Ouest du Bassin de Laval (modifié d'après Le Gall et al., 2011) avec orientation des structures filoniennes de la Lucette replacées dans le contexte de formation à la période 310-300 Ma. B) Plan minier des galeries de traçages des structures filoniennes de la Lucette et extraction des tracés cartographiques des minéralisations (modifié d'après Bellanger, 1921). C) Proposition d'un modèle structural de mise en place des minéralisations de la Lucette. D) Modèle théorique de formation de fentes de tension en échelon associées à des déformations décrochantes dextres, modifié d'après Bons et al. (2012).

Chapitre VI

Les minéralisations filoniennes à antimoine-or et tungstène-arsenic-or du district de Brioude-Massiac (Massif central)

Chapitre 6. Les minéralisations filoniennes à antimoine-or et tungstène-arsenic-or du district de Brioude-Massiac (Massif central)

6.1. Contexte géologique et métallogénique

6.1.1. Contexte géologique régional

Le district de Brioude-Massiac se situe dans le cœur du Massif central Français, à une soixantaine de kilomètres au sud de Clermont-Ferrand, à cheval entre le département de la Haute-Loire (commune de Brioude) et le département du Cantal (commune de Massiac). Les diverses minéralisations du secteur sont réparties sur une superficie de 1000 km^2, limitées à l'ouest par le volcanisme basaltique du Cézalier, à l'est par le dôme métamorphique du Velay, au nord par le bassin houiller de la Limagne et au sud par le granite de la Margeride (Fig. 142).

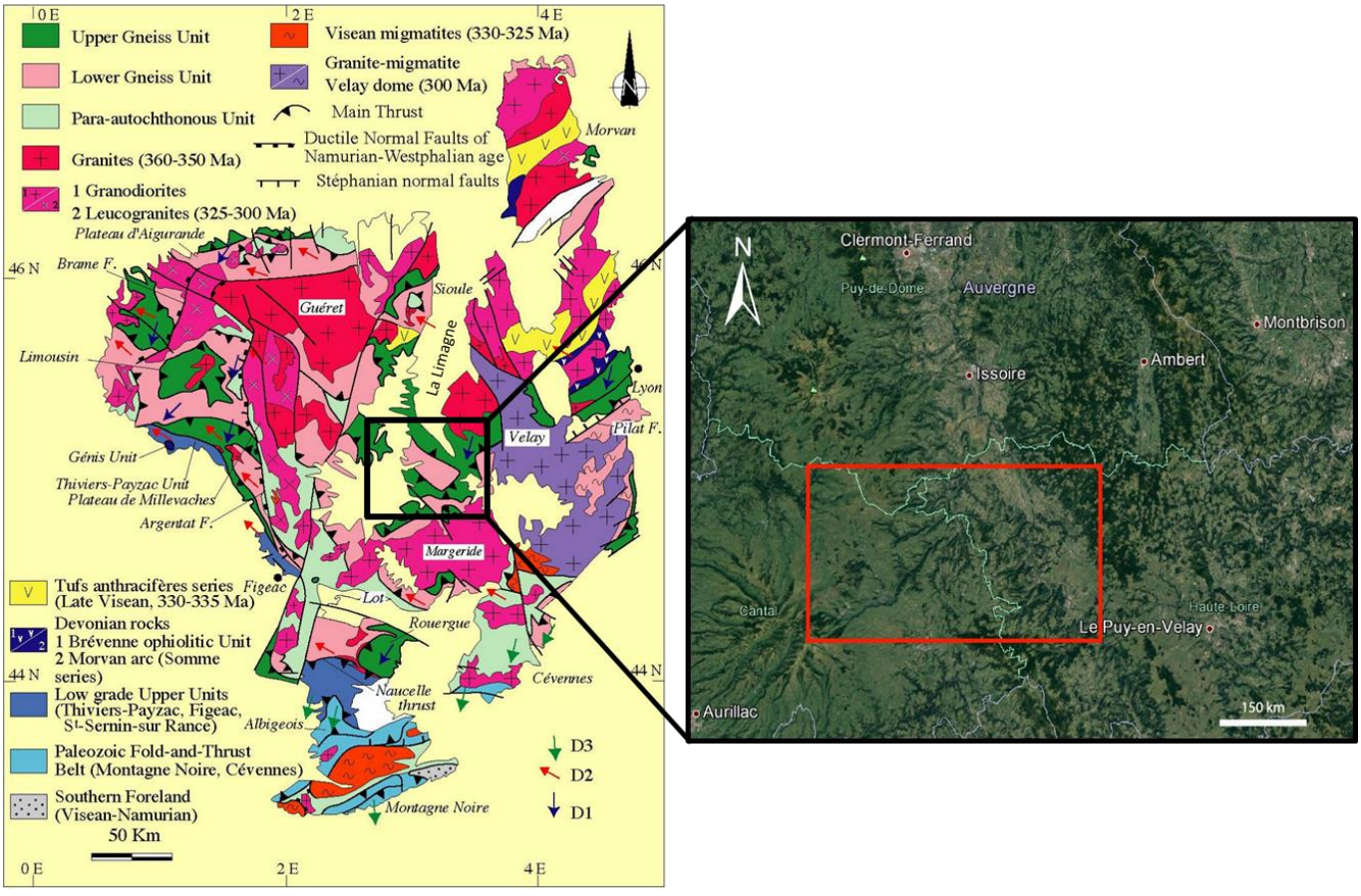


Figure 142 : Carte géologique simplifiée du Massif central avec localisation du district de Brioude-Massiac. Modifiée d'après Faure et al. (2009).

Le district de Brioude-Massiac appartient essentiellement à la série métamorphique du Haut-Allier dont les principaux épisodes de mise en place s'échelonnent entre 430 Ma et 300 Ma.

Le Massif central appartient à la chaine Varisque d'Europe de l'Ouest (Burg et Matte, 1978 ; Autran et Cogné, 1980 ; Matte et Burg, 1981 ; Brun et Burg, 1982 ; Matte, 1986 ; Ledru et al., 1989). Les travaux de Marchand. (1974), Lasnier. (1977), Burg. (1977) et Mathonnat. (1983) ont permis de définir deux unités lithostructurales dans le secteur de Brioude-Massiac i) un ensemble autochtone relatif qui correspond à l'Unité Inférieure des Gneiss, ii) un ensemble allochtone appelé unité Supérieure des Gneiss (Ledru et al., 1989, 2001 ; Faure et al., 2005, 2009). Ces deux ensembles sont séparés par un contact anormal, le chevauchement du Haut-Allier (Fig. 143). Les séries métamorphiques sont recouvertes en discordance par des dépôts détritiques tardi- à post-varisques surmontés par les épanchements basaltiques et volcano-sédimentaires de la chaine des Puy à partir du Néogène.

6.1.2. Contexte géologique du district

Le substratum métamorphique

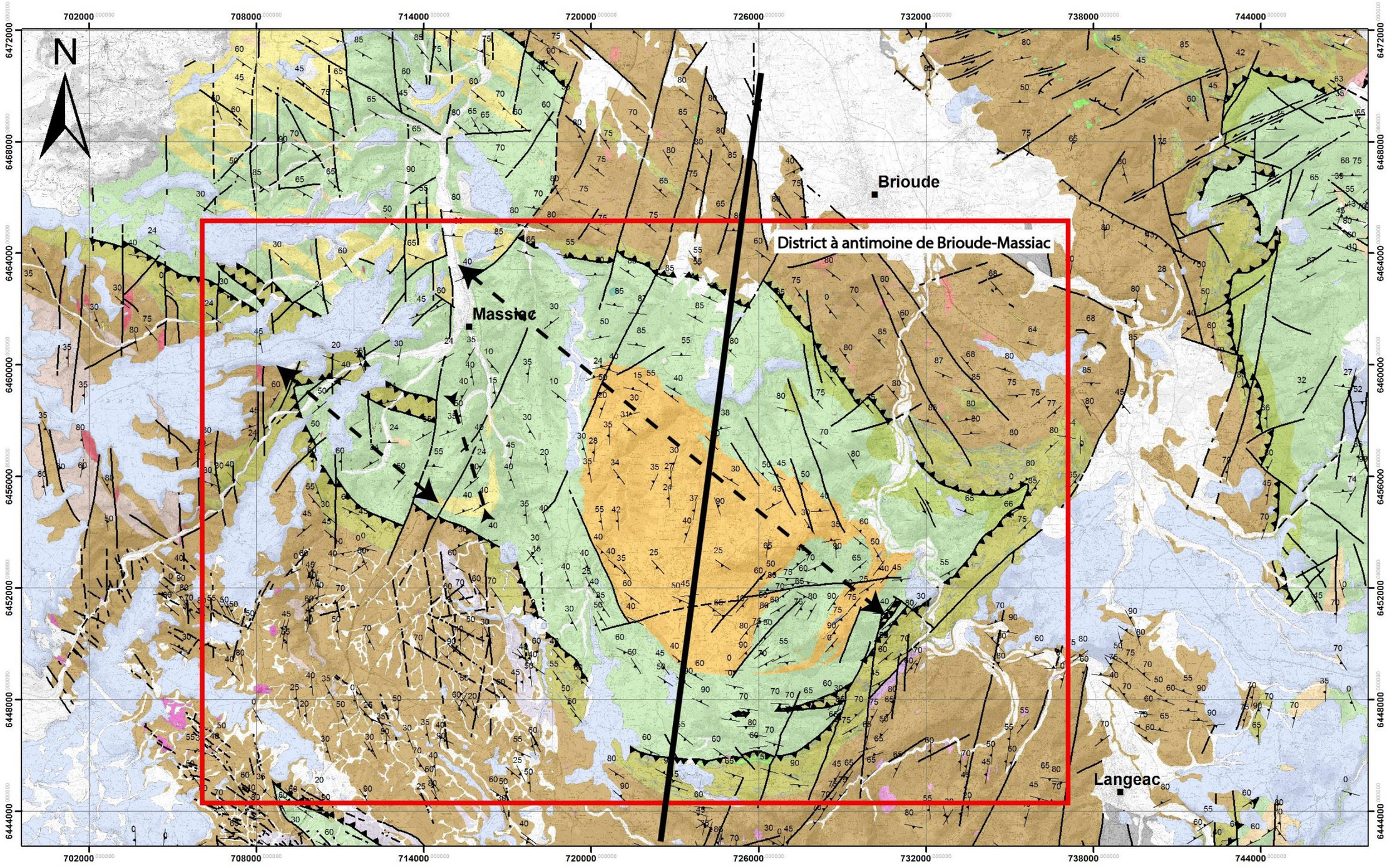
Dans la zone d'étude, **l'Unité Inférieure des Gneiss (UIG)** occupe la plus grande partie du district. Elle se caractérise par des paragneiss alumineux dénommés « paragneiss de Massiac » (Fig. 143, 144), composés de biotite-sillimanite-feldspath potassique et de rare muscovite. Ils sont interprétés comme dérivant d'une série gréso-pélitique et grauwackeuse de type flysch qui serait d'âge Cambrien ou Ordovicien. Des niveaux décimétriques de gneiss leptynitiques quartzo-feldpathiques, moins riches en mica et sillimanite sont aussi présents. Avant leur déformation et métamorphisme, les protolithes de l'UIG ont été intrudés par des granites, transformés en orthogneiss (appelés orthogneiss du Céloux ou du Céroux) qui occupent la partie centrale du district et forment le cœur de l'antiforme de Massiac d'axe N120-130°E (Fig. 143, 144). Les orthogneiss de Saint-Alyre près d'Ardes et de Grenier-Montgon se disposent au nord de Massiac. L'orthogneiss du Céroux montre un aspect granitique homogène et folié. Sa paragenèse est à quartz, orthose, biotite, le grenat peut être présent. Les caractères pétrographiques et géochimiques des trois orthogneiss indiquent une affinité alcaline commune. Ils sont des exemples du magmatisme associé à la phase de rifting cambro-ordovicienne (Lasnier et al.,1982 ; Mathonnat, 1983 ; Thonat et al., 2014) qui a affecté la bordure nord du Gondwana.

Les terrains de **l'unité Supérieure des gneiss (USG)** encerclent les terrains allochtones pour former la fenêtre de Massiac. Ils sont géométriquement au-dessus de l'Unité Inférieure des Gneiss de laquelle ils sont séparés par le chevauchement du Haut-Allier (Fig. 143, 144). L'Unité Supérieure des Gneiss correspond à des terrains plus fortement métamorphisés que les précédents. Il a été distingué, du bas vers le haut, deux groupes principaux : le groupe leptyno-amphibolique et celui des anatexites à biotite-sillimanite (Lasnier et al.,1982 ; Thonat et al., 2014).

- Le groupe leptyno-amphibolique est considéré comme un marqueur lithostructural majeur. Son faciès le plus basal correspond à des gneiss mylonitiques marqueurs de la zone de chevauchement (Lasnier et al.,1982 ; Thonat et al., 2014). Ce groupe évolue ensuite vers des formations composites constituées de roches volcaniques basiques-ultrabasiques d'une part, et de roches volcaniques acides rhyo-dacitiques d'autre part. Les formations basiques sont des amphibolites dérivant d'un protolithe de basalte tholéïtique. Il s'agit souvent de roches de haute pression (éclogite ou granulite) rétromorphosées en amphibolites. Les amphibolites sont constituées principalement d'hornblende verte, quartz ± biotite, grenat. Les formations acides sont représentées par des gneiss leptyniques d'origine paradérivé (protolithe grauwackeux) constitués essentiellement de plagioclase, biotite (< 10%), et de rare orthose, mais aussi par des niveaux de gneiss leptyniques d'origine volcanique (protolithe rhyo-dacitique).

- Le groupe des anatexites à biotite-sillimanite (Fig. 143) se compose de roches d'origine gneissique plus ou moins transformées en migmatites. Cette transformation se traduit par des venues leucocrates de composition granitique envahissant plus ou moins la roche. Des petits massifs de granite d'anatexie apparaissent localement dans la série.

La formation des roches du groupe leptyno-amphibolique est liée à l'épisode de rifting sans océanisation. On atteint seulement le stade de transition océan-continent. Cet ensemble a ensuite connu un métamorphisme de haute pression-haute température pendant l'Ordovicien supérieur-Silurien autour de 420 Ma (Ducrot et al., 1983) qui correspond à l'évènement de subduction éo-varisque (Faure et al., 2005). Ce dernier évolue dans un épisode de métamorphisme barrovien vers 405 Ma qui se poursuit durant le Dévonien inférieur par le charriage de l'Unité Supérieure des gneiss vers le Sud. Ces évènements correspondent au stade de la collision éo-varisque (Carme, 1974 ; Bernard-Griffiths et al., 1980 ; Lasnier et al.,1982 ; Faure et al., 2005 ; Thonat et al., 2014).


N
Brioude
Massiac
Langeac
District à antimoine de Brioude-Massiac
702000
708000
714000
720000
726000
732000
738000
744000
6472000
6468000
6464000
6460000
6456000
6452000
6448000
6444000
Schistosité principale ou folisation avec pendage
Principaux axes antiformes
Principaux axes synformes
Failles
Chevauchement Unité Supérieure des Gneiss / Unité Inférieure des Gneiss
km
0 1.5 3 6

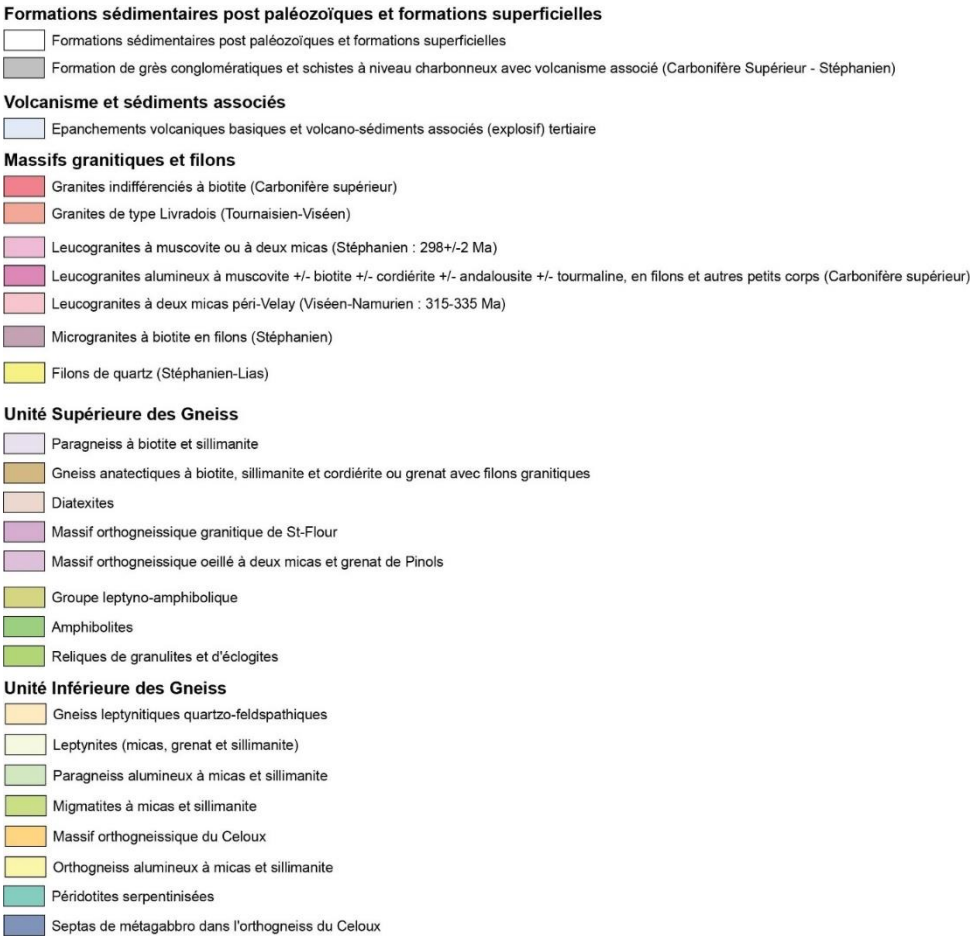


Figure 143 : Carte géologique et structurale de la zone de Brioude-Massiac harmonisée d'après les cartes géologiques au 1/50 000 de Brioude (carte n°766), de Massiac (carte n°765), de St-Flour (carte n°789) et de Langeac (carte n°790), réalisées par le BRGM.

D'après ces auteurs, ce stade serait aussi responsable de la fusion partielle à l'origine des anatexites de l'Unité Supérieure des Gneiss.

La structuration actuelle de la zone se réalise principalement à la fin de la phase de collision varisque au Carbonifère inférieur (340-330). Elle est responsable des plis droits orientés N120-130°E comme l'antiforme de Massiac associé à une schistosité pénétrative qui se développe dans un contexte de métamorphisme schiste vert. Cet épisode correspond à la phase de compression notée D3 (dans la classification de Faure et al., 2005) qui caractérise les domaines internes de la chaine Varisque.

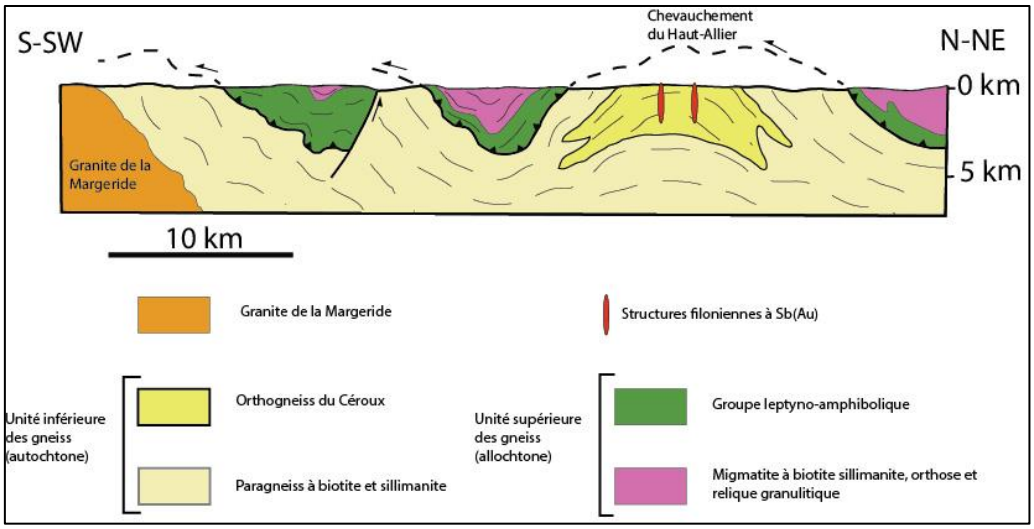


Figure 144 : Coupe simplifiée, nord-sud du district de Brioude-Massiac montrant l'architecture de la zone. Trait de coupe disponible dans la figure 143.

L'évènement thermique du Carbonifère supérieur

L'étape de collision du Tournaisien laisse place à partir de 325 Ma et jusqu'à 290 Ma à deux périodes tectoniques représentant les phases de désépaississement crustal qui sont largement observables dans le Massif central : i) une étape d'extension syn-orogénique (entre 325 et 310 Ma) puis ii) tardi-orogénique entre 310 et 290 Ma (Ledru et al., 1989, 2001 ; Becq-Giraudon, 1993 ; Burg et al., 1994 ; Faure, 1995 ; Faure et al., 2005, 2009).

L'étape **d'extension syn-orogénique** (évènement D4 d'après Faure et al., 2009) est marquée par un étirement généralisé orienté NW-SE, attesté par le développement d'une linéation d'étirement NW-SE dans les granites syn-tectoniques (Faure et al., 2005 ; Talbot et al., 2005a, 2005b). Ces derniers sont des plutons de monzogranite porphyrique à biotite comme celui de la Margeride (partie sud du district) daté à 314 ± 3Ma par méthode U-Pb sur monazite (Pin, 1979).

L'extension tardi-orogénique (310-290 Ma) est-elle associée à une direction maximale d'extension subhorizontale orientée nord-sud à NNE-SSW qui est appelée évènement D5 d'après Faure et al. (2009) (Fig. 145 ; Faure, 1995 : Faure et al., 2005). Cet évènement tectonique est contemporain d'un métamorphisme de haute température et basse pression dans tout le Massif central qui est provoqué par un important flux de chaleur d'origine mantellique. La fusion partielle de la croute s'est effectuée de 315 à 298 Ma (Mougeot et al., 1997). Elle est à l'origine du granite d'anatexie du Velay, daté à 298 ± 8 Ma (Caen-Vachette et al., 1982) qui est contrôlé par ce régime extensif nord-sud (Faure, 1995 ; Ledru et al., 1989, 2001 ; Faure et al., 2005, 2009). Des anatextites associées à cet évènement ont aussi été observées au nord de Massiac (Thonat et al., 2014). Cette période voit aussi la formation des leucogranitiques comme ceux qui recoupent la monzogranite

de la Margeride est qui ont été datés à 298 ± 2 Ma (Couturié et al., 1979) mais aussi de l'ensemble des dykes du secteur de Brioude-Massiac (Sandras, 1988 ; De-Gramont et al., 1990). Dans ce secteur, le magmatisme est rare et réparti en d'essaims de dykes peu étendus < 10 km² (Fig. 143). Deux types de corps intrusifs ont été distingués (Forestier, 1961 ; Koné, 1985 ; Sandras, 1988) :

- Les dykes de leucogranites à deux micas et andalousite sont abondants au nord du district, ils sont orientés NNE et encaissés dans les migmatites de l'unité Supérieure des gneiss (Sandras 1988). Dans la zone de Brioude-Massiac ils sont orientés N30°E, N60°E et parfois N100°E. Macroscopiquement, ils ont une texture très fine, aplitique, leucocrate à rares micas (biotite + muscovite). En lame, le quartz est abondant associé à des plagioclases parfois séricitisés et à l'orthose en gros cristaux subautomorphes (< 5 mm). Des agrégats xénomorphes de biotite plus ou moins chloritisée et la muscovite sont fréquentes, l'andalousite est rare et cristallise en petits cristaux (0,6 à 0,8 mm) dans les orthoses et le quartz (Sandras, 1988).

- Les dykes de microgranites à biotite jalonnent les accidents orientés N170°E dans la partie occidentale du district (Fournial, Vèze) et N15°E dans la région du Livradois. Ils sont subverticaux et leurs puissances sont comprises entre 0,5 et 10 m. La texture est microgrenue de couleur généralement grise avec des phénocristaux de plagioclases séricitisés, de quartz ainsi que de faibles quantités de biotite, muscovite et chlorite (Testard, 1974 ; Sandras, 1988). Leurs proximités avec les minéralisations à Sn/W/As comme celles de Fournial en font un élément important à l'échelle locale. Des datations Rb/Sr sur roche totale ont donné un âge de 350 Ma (Périchaud, 1970).

Dans les niveaux plus superficiels de la croute, l'épisode d'extension tardi-orogénique se caractérise par un volcanique marqué par des brèches, des tufs et des laves rhyolitiques qui se développent au sein de plusieurs bassins houillers comme celui de Brassac-les-Mines situé au nord de la zone d'étude (Thonat et al., 2014). Cet évènement est aussi responsable de la mise en place des bassins sédimentaires détritiques houillers ouverts en demi-graben ou pull-appart senestre, suivant leurs orientations et la cinématique des failles qui contrôlent leurs ouvertures et leurs remplissages sédimentaires (Fig. 145 ; Faure, 1995 ; Ledru et al., 2001 ; Faure et al.,2009). Ces failles bordières sont décrochantes et ont fonctionné en régime cassant comme la faille du Sillon Houiller ou celle d'Argentat (Fig. 145). Les bassins sont comblés par des dépôts de sédiments détritiques fluvio-lacustres (conglomérats, poudings, grés, pélites-ampélites, niveaux de houilles). Dans le secteur d'étude les bassins de Brioude orienté NE-SW (Fig. 143) et de Langeac orienté NW-SE (plus au sud) ont été formés durant cette période.

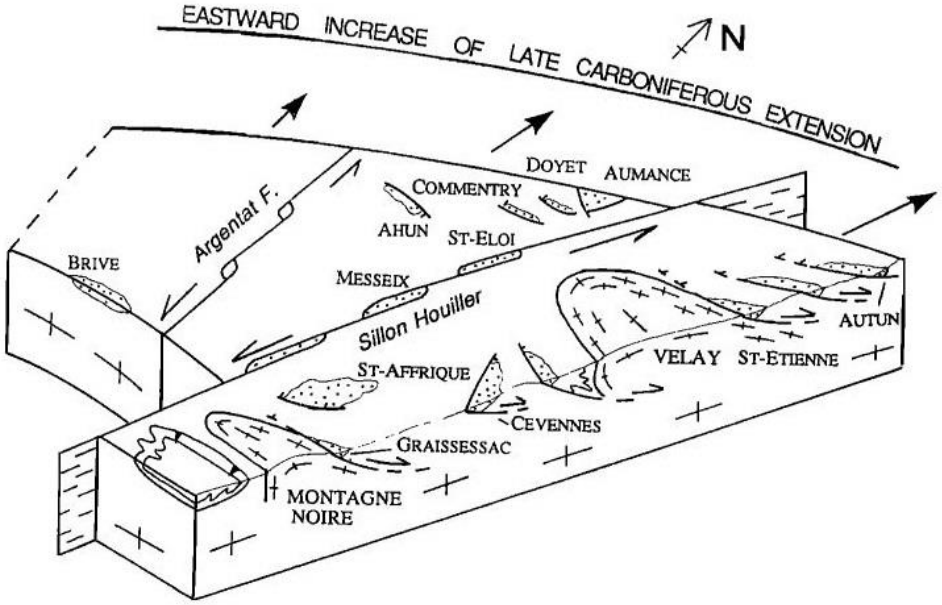


Figure 145 : Représentation schématique de l'ensemble des évènements mis en place durant l'extension d'axe Nord-Sud enregistrée entre le Stéphanien et le Permien inférieur : 310-290 (d'après Faure, 1995).

La structuration de la zone de Brioude-Massiac ainsi que son évolution tectonique jusqu'au Permien est semblable au secteur du Limousin, mais présente un magmatisme moins bien développé (Sandras, 1988 ; Ledru et al., 1989).

Les formations sédimentaires et volcaniques post-varisques

A l'oligocène une phase extensive à lieu en relation avec la mise en place de la chaine Alpine, elle correspond à la plus grande phase de fracturation depuis l'époque tardi-varisque. Cet événement tectonique est contrôlé par une direction d'étirement maximal est-ouest (Blès et al., 1989 ; Michon et Merle et al., 1998 ; Merle et Michon, 2001). Cette tectonique extensive provoque la création d'important fossés d'effondrement orientés nord-sud comme celui de la Limagnes (Fig. 142), mais aussi la reprise de la subsidence des bassins stéphaniens comme celui de Brioude qui conduit à une sédimentation en milieu plus profond et le développement de niveaux carbonatés (marnes et calcaires) liés aussi à un dépôt détritique. A partir de l'oligocène (autour de 10 Ma), des formations volcaniques aériennes à dominante basiques (basaltes) envahissent la région (Cantal puis Cézallier). Le volcanisme du Puy de Dôme est le plus tardif avec une mise en place entre 0,156 Ma et 7 000 ans (Lasnier et al.,1982 ; Thonat et al., 2014).

6.1.3. Historique et importance économique

Le district de Brioude-Massiac regroupe pas moins de 200 indices à antimoine associés pour la plupart à des quantités variables d'or (Sandras, 1988), c'est pourquoi l'ensemble des minéralisations à antimoine du

district sera noté : minéralisation à antimoine-or ou Sb(Au). La production historique du district s'élève à 40 000 t d'antimoine entre 1830 et 1930. Cette production provient d'une trentaine de filons, dont les cinq principaux sont la Bessade, Ouche, le Fraisse, Pressac, la Chassagne et qui ont compté pour plus de la moitié de la production (Périchaud, 1970 ; De Gramont et al., 1990). Il est le second district plus important de France après celui de la Lucette (Mayenne) et le premier du Massif central. Les minéralisations y sont de nature filonienne au même titre que celles du Massif armoricain. L'originalité de cette zone est de rassembler en plus de l'antimoine d'autres minéralisations filoniennes de natures très variées, comme les gîtes à étain-tungstène (Sn, W) ou à tungstène-arsenic-or (W-As-Au) comme ceux de Bonnac-Scoufour, ainsi que des à sulfosels de plomb-antimoine et à barytine et fluorine (Fig. 146).

L'antimoine ou encore le plomb et l'argent des minéralisations des Anglais ou de la Rodde (Fig. 146) ont été probablement travaillées à l'origine par les Gallo-Romains. La stibine fut activement recherchée à partir du XVII^{ème} siècle et exploitée artisanalement à Lubilhac et à La Bessade. La véritable ruée vers l'antimoine commence réellement au début du XIX^{ème} siècle dans cette région. La minéralisation de la Bessade fut la plus importante du secteur avec 8 500 t Sb métal produites entre la fin du XIX^{ème} siècle et les années 1930, date à laquelle l'activité fut stoppée à cause de la crise économique mondiale de 1929 qui avait fait s'effondrer les cours de l'antimoine. La mine d'Ouche fut exploitée la plus longtemps entre 1826 et 1967 par plusieurs périodes d'activité entrecoupées de périodes d'arrêts. Elle produit 8 000 t Sb métal (Périchaud, 1970). En parallèle ont été exploitées, par ordre d'importance, les minéralisations à fluorine barytine qui ont produit dans la région de Langeac 1,3 Mt CaF_2 jusqu'en 1980 (De Gramont et al., 1990) ainsi que celles à plomb-zinc et une production très limitée de tungstène et étain. L'or fut recherché dans la zone de Bonnac-Scoufour (Fig. 146) entre 1880 et 1911. La zone de Bonnac fut peu travaillée avec le percement de 270 m de galerie. Il n'y a jamais eu à proprement parler d'exploitation. La zone de Scoufour fut la plus travaillée avec le percement de 2 700 m de galerie. Seules 250 t de minerai provenant des travaux de Scoufour ont été enrichis en laverie et auraient fournis 25 t de minerai renfermant 60 à 80 g/t Au (Périchaud, 1970).

L'exploration fut relancée à partir des années 1980 par le BRGM qui découvrit en 1984-1985, dans des minéralisations à antimoine, de l'or à des teneurs insoupçonnées (plusieurs dizaines de g/t sur échantillons) (Sandras, 1988). Plusieurs structures présentaient un potentiel en antimoine et or, mais seules celles du secteur du Terret ou de Lubilhac (structure de Vernière) ont été explorées par des travaux miniers sous-terrains, ce qui a permis d'estimer un potentiel compris entre 2 000 et 4 000 t Sb métal (De Gramont et al., 1990). Le secteur de Bonnac-Scoufour connu aussi un regain d'intérêt dans les années 1985. Il fut exploré pour l'or par la société Hexamines. Les travaux engagés amenèrent à la réalisation de sondages, aucun document n'a été retrouvé sur cette période de travaux. Le potentiel aurifère de ces structures reste inconnu.

6.1.4. Etat de l'art sur les minéralisations

De nombreuses études scientifiques ont été conduites sur les minéralisations du secteur. Les travaux menés par Périchaud (1970), Roger (1971), Sandras (1988), ont porté sur l'étude de la morphologie des minéralisations et leur minéralogie. Ceux de Marcoux et Bril (1986) ont permis de contraindre leurs signatures isotopiques en plomb. Une étude des inclusions fluides et des isotopes du soufre a été réalisée par Bril (1982) ainsi qu'une étude des altérations hydrothermales (Bril et Beaufort, 1989). Des contraintes géochronologiques par datation K/Ar sur micas blancs des minéralisations ont été apportés par Bril et al. (1991). L'ensemble de ces travaux a abouti à la distinction de deux grandes périodes minéralisatrices et à l'établissement d'un modèle métallogénique à l'échelle du district dont les caractéristiques seront synthétisées dans cette partie.

La minéralisation en antimoine du secteur se présente sous la forme de filons de quartz minéralisés en stibine. Elle consiste en une succession de lentilles riches, de quelques dizaines à une centaine de mètres d'allongement, horizontale et verticale, entrecoupées de zones stériles (Périchaud, 1970). Les minéralisations à W-As-Au de Bonnac-Scoufour sont spatialement associées à celles à Sb(Au) (Fig. 146). Elles se présentent à Bonnac sous la forme de filons de quartz à fort pendage et discordants sur le bâti métamorphique alors que ceux du groupe de Scoufour ont un pendage très faible proche de celui de l'encaissant (Périchaud, 1970). Les minéralisations à W-As-Au ainsi que 90 % des minéralisations à Sb(Au) sont encaissées dans les formations de l'Unité Inférieure des Gneiss. Les plus gros gisements d'antimoine se trouvent en bordure ou à l'intérieur de l'orthogneiss du Céroux (Fig. 146). La liaison avec les dykes de leucogranites tardi-varisques est bien établie pour les minéralisations à W-As-Au mais reste très floue pour celles à Sb(Au). La paragenèse des minéralisations à W-As-Au (Sandras, 1988) est à arsénopyrite et wolframite dominantes associées à la bismuthinite, le bismuth natif, la tétradymite et l'or visible (Périchaud, 1970 ; Bril, 1982). Pour les minéralisations à Sb(Au), la stibine y est majoritaire, accompagnée par l'arsénopyrite, la sphalérite, la pyrite, la berthiérite et de rares grains d'or visibles, dont la position dans la paragenèse semble liée au dépôt de l'arsénopyrite (Sandras, 1988).

Deux grandes phases minéralisatrices ont été définies par les auteurs :

- La première phase minéralisatrice, appelée « mésothermale » (300 - 400°C) regroupe à la fois les minéralisations filoniennes à W-As-Au et celles à Sb(Au) et rares sulfosels de Pb/Sb. Les deux types de minéralisations montrent une nature, et une évolution des fluides en deux stades successifs : i) un premier stade précoce, à fluides de composition aquo-carbonique et peu salée (température de fusion de la glace entre -5,3 et -0,5°C), de haute température (autour de 350 - 400°C) dont l'origine est supposée magmatique,

qui évoluerait tardivement ii) vers un stade de plus faible température (200 - 300°C) avec des fluides aqueux et très peu salés. Cette évolution est interprétée comme une dilution progressive des fluides magmatiques précoces par des fluides supposés d'origine météorique (Bril et Beaufort, 1989). La signature isotopique en soufre $\delta^{34}S$ des sulfures des 2 types de minéralisations est proche et positive (0 à +9‰) ce qui confirme leurs dépôts au sein d'un même évènement tectonique et hydrothermal (Bril et Beaufort, 1989). D'après ces auteurs la formation des 2 types de minéralisation serait le résultat d'une zonation péri-granitique centrée sur les essaims de dykes de leucogranites ou microgranites tardi-varisques situés dans la partie ouest du district, proche de la zone de Bonnac-Scoufour. Dans ce modèle, les minéralisations à W-As-Au seraient situées dans le cœur de ce système et les minéralisations à Sb(Au) occuperaient quant à elles une position périphérique. Ces dernières sont de plus faible température et montrent des signes de dilution plus prononcés des fluides magmatiques. Ce modèle expliquerait aussi leurs répartitions spatiales. L'antimoine aurait été initialement préconcentré dans les paragneiss de Massiac. Ce stocke primaire aurait été lessivé et reconcentré par les fluides hydrothermaux pour former les minéralisations (Roger, 1971). Les âges de mise en place de ces deux minéralisations sont très proches (méthode K-Ar sur muscovite ou phengite ; Bril et al., 1991), autour de 250 Ma pour les minéralisations à Sb(Au) et de 240 Ma pour celles à W-As-Au, ce qui est en accord avec le modèle proposé.

- Une seconde phase minéralisatrice, épithermale (< 170°C), d'âge liasique regroupe i) les minéralisations à quartz sphalérite et sulfosels de Pb/Sb abondant (semseyite et bournonite), ii) les filons à quartz barytine et sulfures de Pb-Zn-Cu, iii) les filons à barytine dominante avec des sulfures de Pb-Zn-Cu associés à de rares sulfosels de Pb/Sb, iv) les filons à fluorine dominante associés ou non à des sulfures de Pb-Zn et sulfosels Pb. La signature isotopique du Pb des sulfosels de Pb/Sb de ces minéralisations ainsi que les signatures en $\delta^{34}S$ de leurs sulfures (jusqu'à -8‰) sont distinctes des minéralisations du premier stade (Marcoux et Bril, 1986). Elles tendent à démontrer que le plomb présent dans ces minéralisations serait hérité des minéralisations de la première phase, acquis par des processus de lessivage-reconcentration ou télescopage par les fluides hydrothermaux liasiques, d'origine météorique.

La zone de Brioude-Massiac a été choisie comme site témoin dans l'étude des minéralisations à antimoine du Massif central à cause de son importance, mais aussi du fait de la relation spatiale particulière entre les minéralisations à Sb(Au) et celles à W-As-Au, avec l'idée de poursuivre l'étude engagée dans le district de la Lucette (Chapitre 5) sur la relation entre l'antimoine, l'or et tungstène. Le modèle métallogénique proposé semble avoir quelques faiblesses notamment une incohérence entre les âges des minéralisations à Sb(Au) et W-As-Au qui semblent trop jeunes (240-250 Ma) par rapport à ceux des granites tardi-varisques pourtant à l'origine de la formation des minéralisations (Périchaud, 1970 ; Bril et Beaufort, 1989 ; Bril et al., 1991) qui eux sont classiquement datés dans le Massif central entre 320-300 Ma. De plus, ce

modèle repose en grande partie sur l'existence d'un granite caché qui n'est pas démontré. Les essaims de dykes cartographiés sont peu étendus (< 10 km²) et très dispersés et paraissent donc insuffisants pour fournir une quantité de fluides et un moteur thermique nécessaire pour minéraliser une zone aussi vaste (1000 km²).

Trois questions émergent dans ce district :

1. La mise en place des minéralisations à Sb(Au) et à W-As-Au sont-elles associées à un même épisode hydrothermal d'origine magmatique ?

2. Quels sont les mécanismes de formation des deux types de minéralisations ?

3. Est-il possible d'affiner l'âge de mise en place des deux types de minéralisations ?

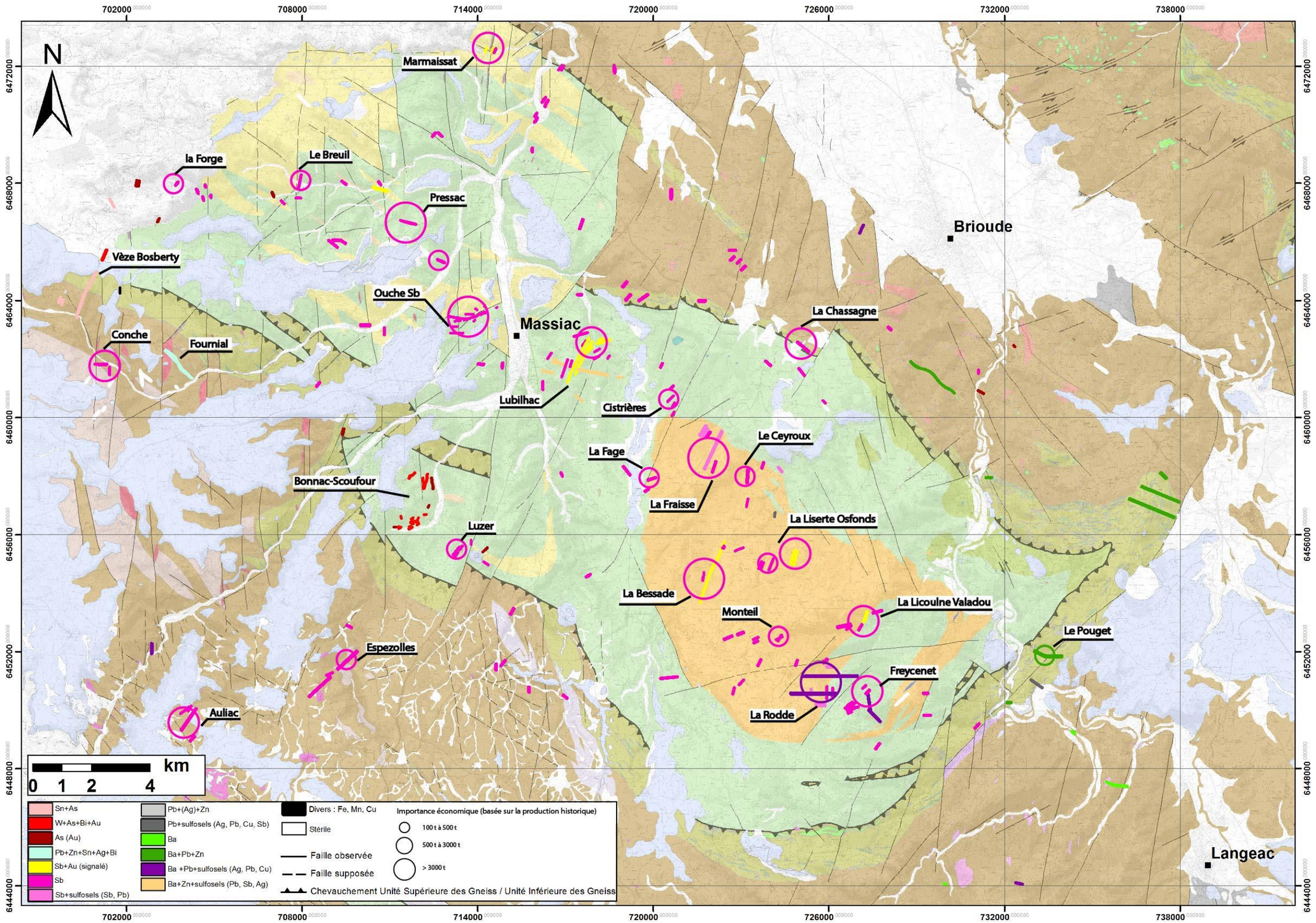


Figure 146 : Carte métallogénique des différentes minéralisations du district avec leurs importances économiques. Données économiques et structurales des minéralisations d'après Périchaud (1970). La légende des lithologies est la même que celle de la figure 143.

6.2. Contrôles structuraux des minéralisations à antimoine-or et tungstène-arsenic-or

6.2.1. Introduction et objectifs

Les principaux secteurs minéralisés : Ouche, La Bessade-Osfonds, Marmaissat, Pressac, Lubilhac, Luzer et Bonnac-Scoufour (Fig. 147) ont été visités dans le but de rechercher des affleurements et des échantillons des faciès minéralisés, et pour vérifier les positions des anciens travaux et l'orientation des structures. Des mesures structurales ont été acquises pour caractériser le contrôle structural de mise en place des minéralisations.

Les structures minéralisées à Sb(Au) ont été observées en place dans le secteur de Lubilhac, Ouche, et celles à W-As-Au dans le secteur de Bonnac-Scoufour (Fig. 147). En accord avec les observations de Périchaud (1970) et Sandras (1988), les 2 types de minéralisations ainsi que leur contrôle structural sont grandement similaires. C'est pour cette raison que le secteur de Lubilhac (Fig. 147) sera uniquement détaillé dans cette partie, car il est le plus représentatif des minéralisations à Sb(Au) du secteur, au même titre que celui de Bonnac-Scoufour pour l'étude des minéralisations à W-As-Au.

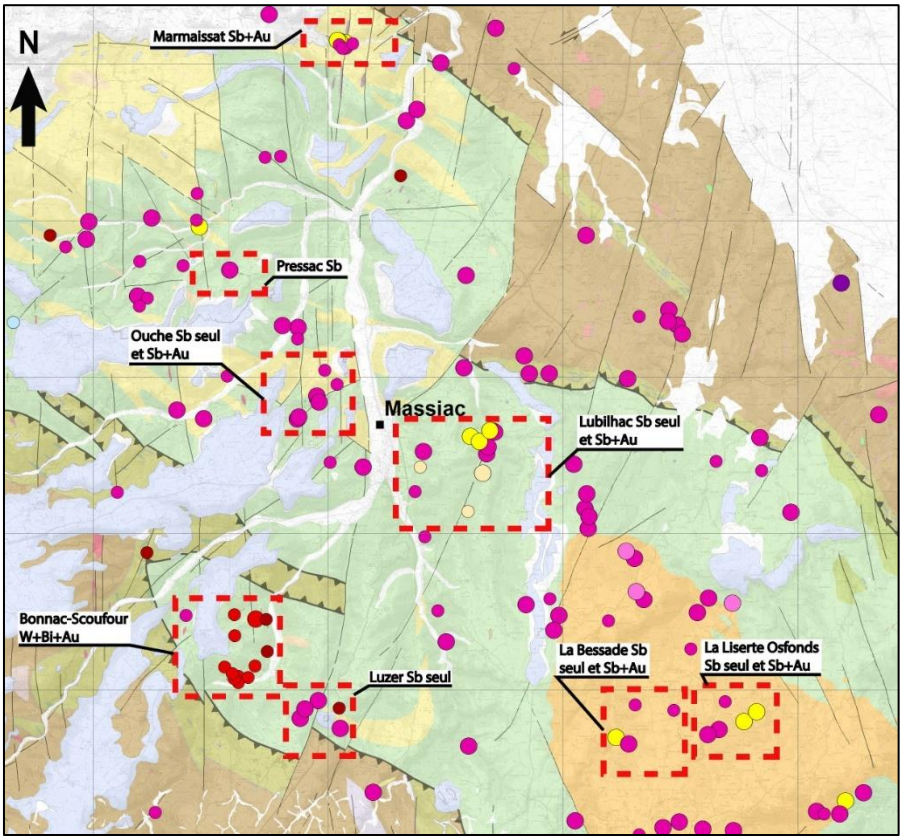


Figure 147 : Carte de localisation des principaux secteurs minéralisés du district de Brioude-Massiac qui ont été visités.

6.2.2. Les minéralisations à antimoine-or de Lubilhac et Ouche

Contrôle structural

Le secteur de Lubilhac se situe à l'est de Massiac. Il regroupe 7 structures filoniennes minéralisées en antimoine avec de faibles teneurs en or, qui ont produit environ 2 000 t Sb métal. Il est structuralement localisé dans la terminaison nord de l'antiforme de Massiac. La minéralisation se développe dans des structures filoniennes quartzeuses qui sont réparties en deux familles d'orientations principales, i) N20-30°E à fort pendage, 65-85° vers le NW (Fig. 148, 149, 150) sont les mieux représentées et les ii) N60-70°E (Fig. 148, 149) aussi à forts pendage, 65-85°vers le NW (Fig. 148, 149, 151). L'ensemble des structures recoupe l'encaissant formé par les paragneiss de Massiac dont la foliation varie entre N30 et N100°E avec un pendage relativement faible entre 30 et 40°. A l'approche des minéralisations la foliation à tendance à venir se paralléliser à la direction des structures. La structure filonienne à barytine et sulfosels des Anglais, orientée N110°E (Fig. 148) est tardive par rapport aux minéralisations à antimoine et fait partie du groupe des minéralisations liasiques.

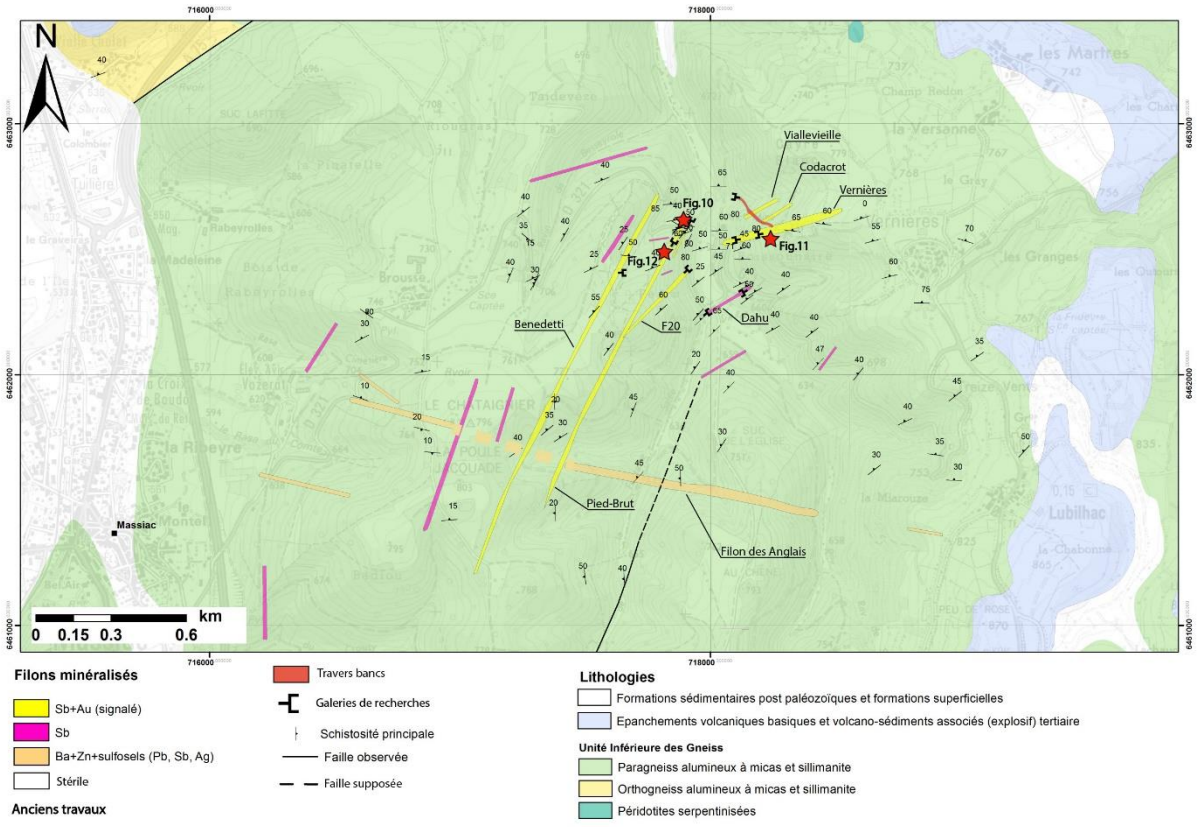


Figure 148 : Carte géologique et structurale des structures filoniennes minéralisées en antimoine et or du secteur de Lubilhac avec leurs localisations. Les photos des affleurements présentés dans cette partie (Fig. 150, 151, 152) sont localisées par les étoiles rouges.

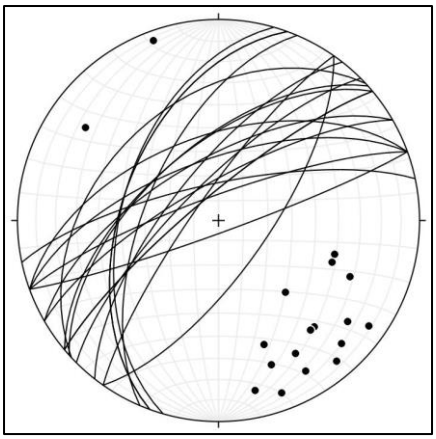


Figure 149 : Stéréogramme (hémisphère inférieur) présentant les données structurales acquises sur les structures filoniennes minéralisées de Lubilhac. N= 20 mesures, les points noirs sont les pôles des structures minéralisées.

Ces structures ont une puissance variable comprises entre 10 cm et 5 m. Les affleurements le long de la structure de Pied-Brut, N20-30°E et Vernière N60-70°E (Fig. 148) exposent l'architecture typique des minéralisations à antimoine du district. Les parties périphériques de la structure filonienne observées dans ce secteur sont occupées par une zone où le paragneiss encaissant est fortement hydrothermalisé et fracturé sur une distance d'une dizaine de mètres, en moyenne de chaque côté de la structure. Il est à noter que les structures filoniennes à Sb(Au) sont sécantes sur les dykes de leucogranites (observation proche du filon F20) ce qui confirme les observations de Sandras (1988). Les changements de pendage à l'approche des épontes de la structure filonienne dessinent des crochons de faille normale avec un abaissement du bloc supérieur vers le NW (Fig. 150, 151). La caisse filonienne est souvent délimitée par des miroirs de failles striés et des salbandes argileux. Les stries montrent le plus souvent des pitchs variables entre 50 et 80° vers le N-NE (Fig. 150B) ce qui est en accord avec le mouvement en faille normale principal de ces structures et confirme la géométrie des crochons de faille. Une composante décrochante secondaire semble associée à la mise en place de ces minéralisations. Les miroirs de faille striés suggèrent des mouvements dextres observés le long des structures filonienne N20-30°E, qui restent cependant difficiles à estimer. De plus, plusieurs familles de stries à plus faibles pitchs indiquant des cinématiques différentes ont été observées sur les mêmes plans de faille sans qu'aucune relation chronologique ait pu être déduite par rapport aux stries à fort pitchs indiquant un jeu normal. Le cœur de la caisse filonienne est composé de cataclasite à éléments de paragneiss hydrothermalisés et quartz blanc laiteux stériles cimentés par du quartz calcédonieux et des produits argileux sombres, faiblement minéralisé en antimoine. La minéralisation riche se présente sous la forme de filons lenticulaires de quartz calcédonieux sombres imprégnés de pyrite, arsénopyrite et stibine en cristaux ou amas disséminées. Elle encadre le faciès de cataclasite (Fig. 150) ou peut occuper la position centrale de la structure filonienne comme pour la structure filonienne de Vernière (Fig. 151). Le contact entre le filon minéralisé en antimoine de Vernière et sa roche encaissante est marqué par des crochons en faille normale (Fig. 151).

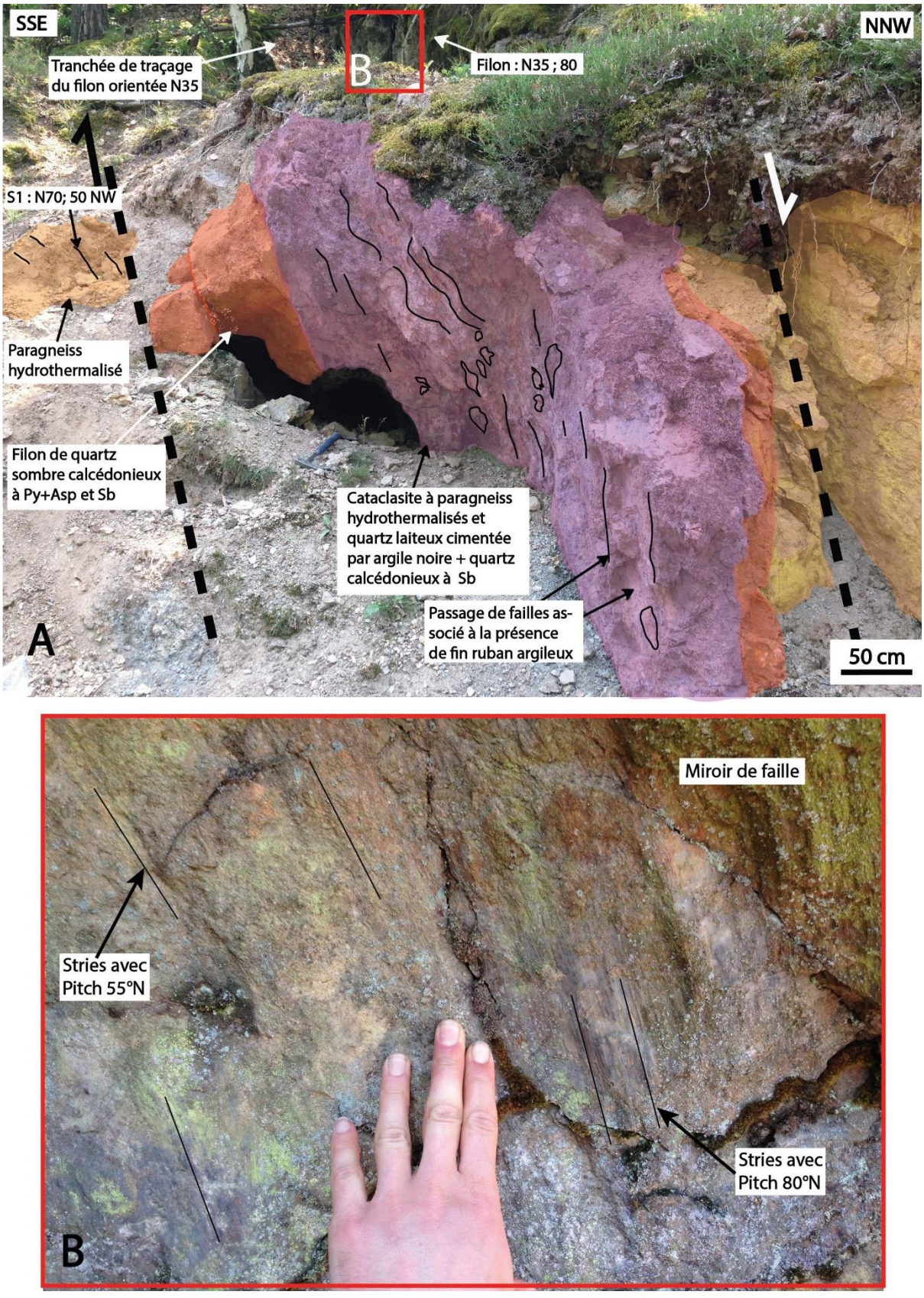


Figure 150 : A) photo de la structure filonienne principale de Pied-Brut qui montre la structuration de la caisse filonienne. B) Détail du miroir de faille de la structure minéralisée montrant des stries à fort pendage vers le nord.

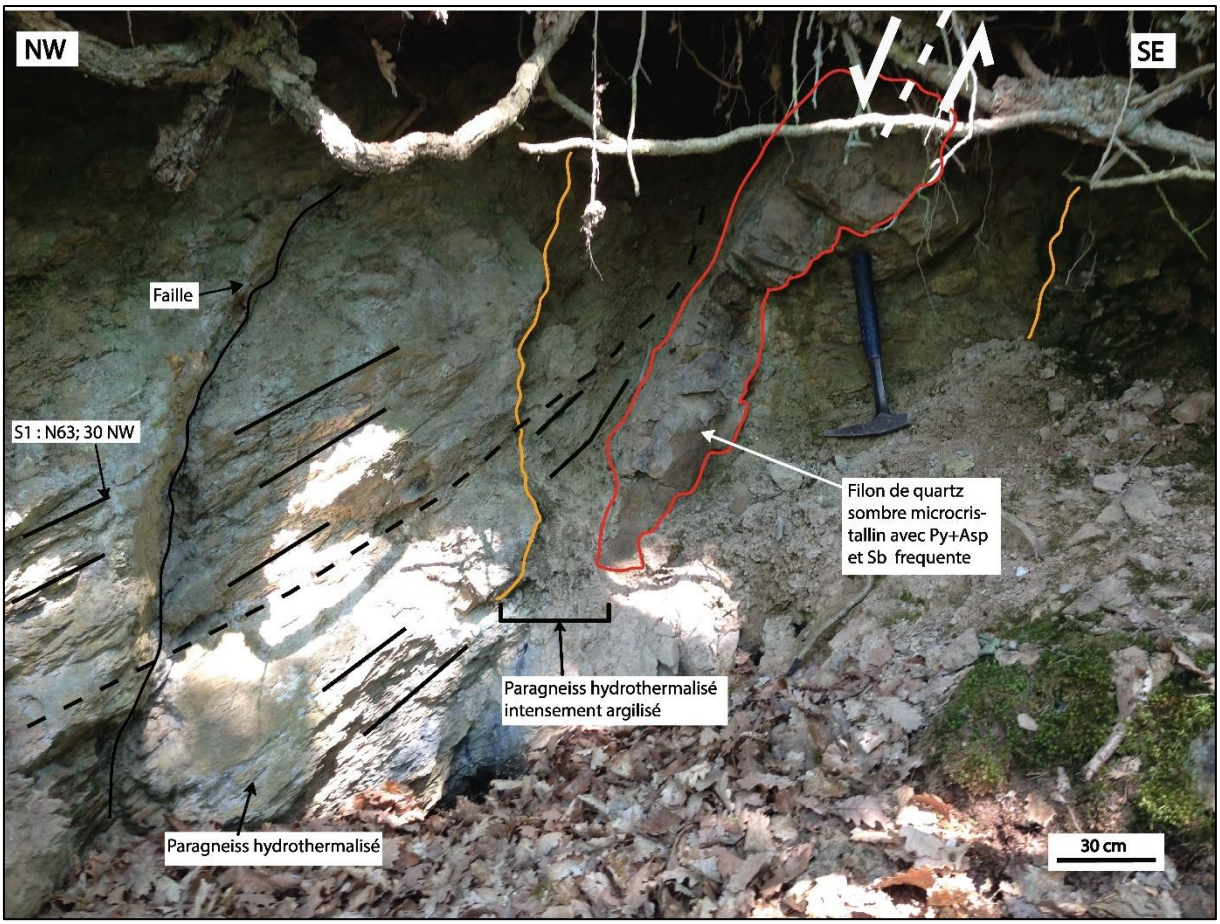


Figure 151 : Photo de la tête de la structure filonienne de Vernière qui montre un filon de quartz à stibine à l'intérieur d'une caisse filonienne composée de cataclasite. Les crochons de failles indiquent une cinématique normale.

Un ensemble de 6 structures filoniennes minéralisées en Sb(Au) constitue le secteur de l'ancienne mine d'Ouche (Fig. 146 et Annexe 14). Elles sont proches du contact avec les unités de leptyniques et des paragneiss de Massiac plus au sud et sont sub-parallèle à la S1 qui est dans le secteur aussi à fort pendage (Annexe 14). Les structures filoniennes minéralisées sont orientées N90-100°E à pendage sub-vertical (Fig. 152). Elles montrent les mêmes caractéristiques en termes de remplissage et de structuration de la caisse filonienne (Fig. 152) que les minéralisations de Lubilhac et appartiennent donc au même évènement minéralisateur. Des cinématiques ont pu être déduite sur un affleurement de la structure filonienne du Père-Lachaise (Fig. 152 et Annexe 14 pour la localisation). Le miroir de faille orienté N96°E avec un pendage à 85° orienté légèrement vers le SW, associé à une éponte de la structure filonienne minéralisée montre des stries à faible pitch autour de 15° vers l'ouest (Fig. 152A). De petit filonnets de quartz en peignes sont orientés N25°E avec un pendage à 75° vers le NW. Ils correspondent vraisemblablement à des fentes de tension de type T dans un modèle de Riedel indiquant un jeu décrochant sénestre principale, compatible avec le pitch des stries (Fig. 152B).

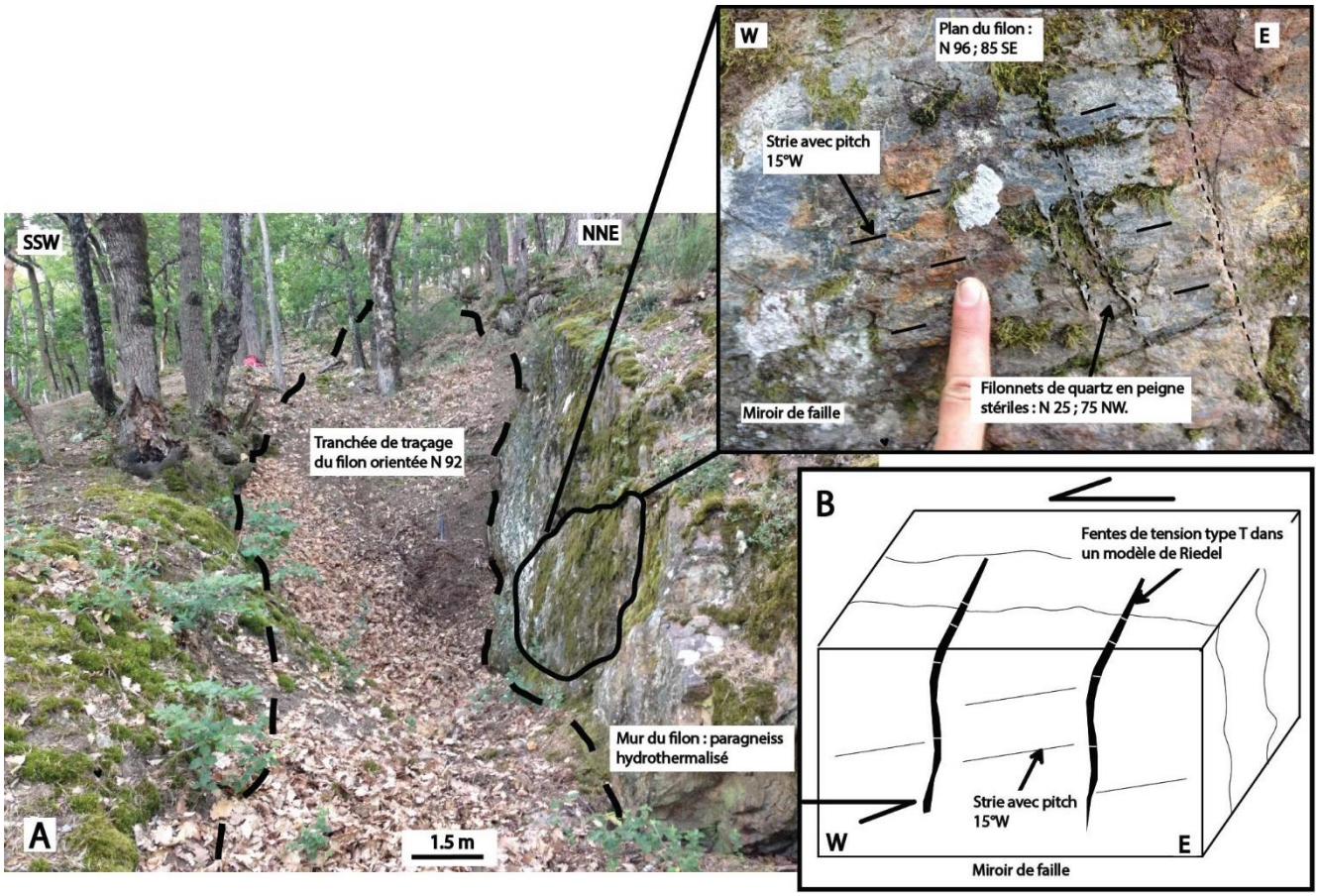


Figure 152 : A) Photo de l'affleurement de la structure filonienne orientée N90°E du Père-Lachaise à Ouche avec détails des observations structurales. B) interprétation du jeu en décrochement principale senestre de la structure filonienne. Voir Annexe 14 pour localisation de l'affleurement.

Les faciès minéralisés

La minéralisation se présente sous la forme de 2 faciès différents, celui i) d'encaissant hydrothermalisé et cataclasé et celui ii) de quartz filonien. Ils sont similaires entre les minéralisations de Lubilhac et Ouche c'est pourquoi seuls les faciès de Lubilhac seront présentés dans cette partie.

Le faciès **d'encaissant hydrothermalisé et cataclasé** (Fig. 153) est formé de clastes centimétriques de paragneiss hydrothermalisés ainsi que de rares clastes de quartz blanc laiteux stérile cimentés par un quartz blanc gris précoce (Qzp, Fig. 153). Les bordures des clastes sont anguleuses et ces dernières montrent des mouvements de rotation plus ou moins importants (Fig. 153) indiquant une bréchification tectonique assistée par les fluides. Les clastes de paragneiss montrent la présence de cristaux disséminés de pyrite et arsénopyrite. L'ensemble est recoupé par des filonnets de quartz gris plus translucide (noté Qz2 ; Fig. 153) associé à des baguettes abondantes de stibine. Ce faciès n'est que faiblement minéralisé en antimoine. Les marques de l'altération hydrothermale du paragneiss sont en premier : son intense silicification qui le rend difficilement

érodable, ainsi que son blanchissement (Fig. 153) et la néoformation de micas blancs en proportion importante par rapport à l'encaissant sain.

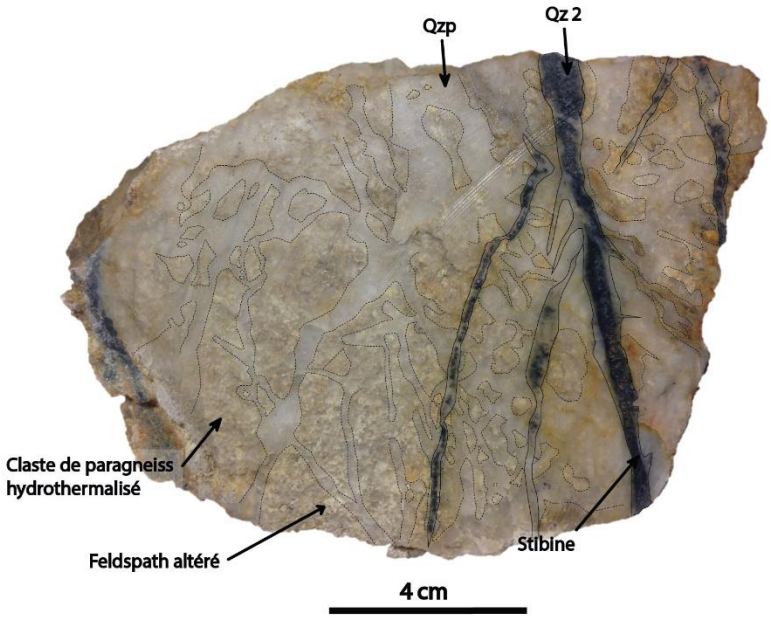


Figure 153 : Echantillon du faciès encaissant hydrothermalisé et bréchifié provenant des haldes de la minéralisation de Pied-Brut.

Le faciès de **quartz filonien** est plus riche en minéraux métallique (Fig. 154). Il bréchifie l'ensemble du faciès précédent et dépose la génération de quartz calcédonieux sombre (noté Qz1), riche en pyrite et arsénopyrite disséminé ou en amas de petits cristaux (Fig. 154). Ce faciès est lui-même recoupé et bréchifié par une génération de quartz blancs translucides en peignes et géodique (Qz2) qui accompagne le dépôt abondant de stibine (Fig. 154). Les contacts entre la deuxième génération de quartz est net avec le quartz Qz1 et les clastes à bordures anguleuses traduisent un phénomène de fracturation en domaine cassant. Les différentes générations de quartz associées à la mise en place de différents minéraux métalliques confirment le caractère polyphasé à l'origine de la formation de la minéralisation à antimoine.

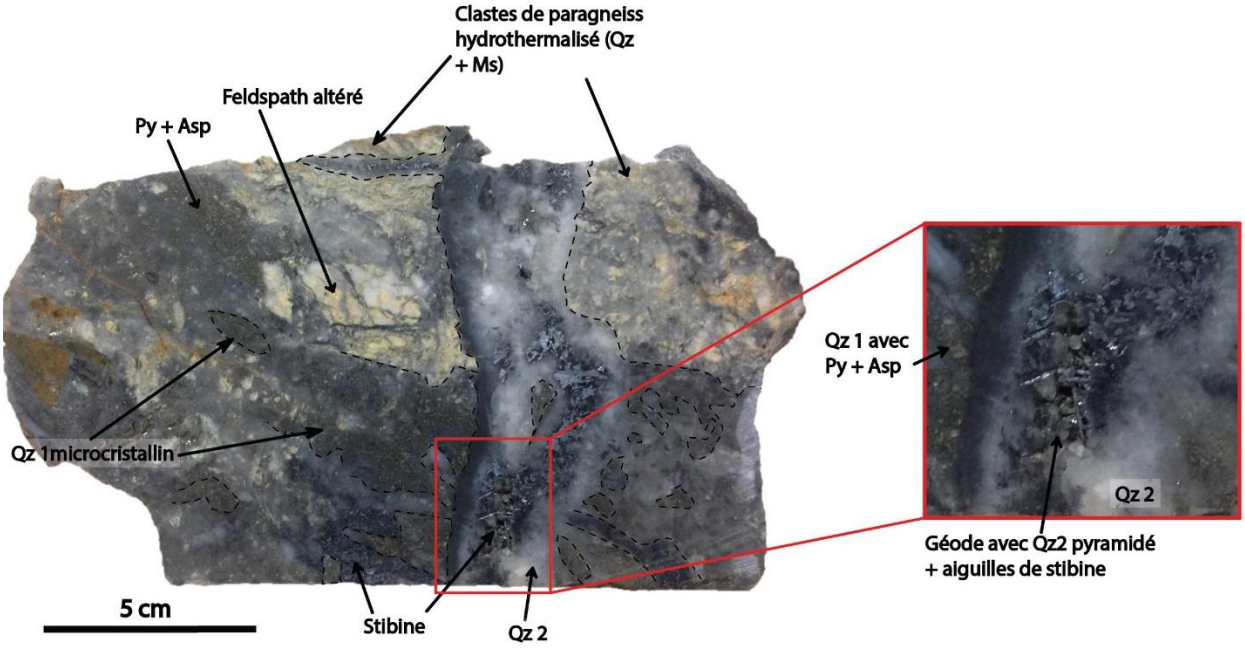


Figure 154 : Echantillon du faciès de quartz filonien fortement minéralisé, provenant des haldes de la minéralisation de Pied-Brut.

6.2.3. Les minéralisations à tungstène-arsenic-or de Bonnac-Scoufour

Contrôle structural des filons de Bonnac

Le secteur de Bonnac-Scoufour se situe au sud de Massiac. Il regroupe une multitude de filons de quartz minéralisés à wolframite, arsénopyrite et or (W-As-Au). Ces minéralisations filoniennes sont spatialement associées aux minéralisations à antimoine du district comme celles de Luzer qui se localisent plus au sud (Fig. 155). La zone est structuralement localisée dans une antiforme d'axe N130-140°E proche du contact avec l'unité Supérieure des gneiss située plus au Sud.

Les filons minéralisés dans la zone de Bonnac sont sub-parallèles à la direction des dykes de leucogranite à 2 micas et andalousite qui présentent une texture aplitique (Fig. 155, 156). La composition chimique de ces derniers est homogène peralumineuse proche de celles des dykes de leucogranites du Chatelet mais moins que ceux de Beauvoir. Le magma à l'origine de leur formation proviendrait de la fusion partielle de la croûte (Sandras, 1988).

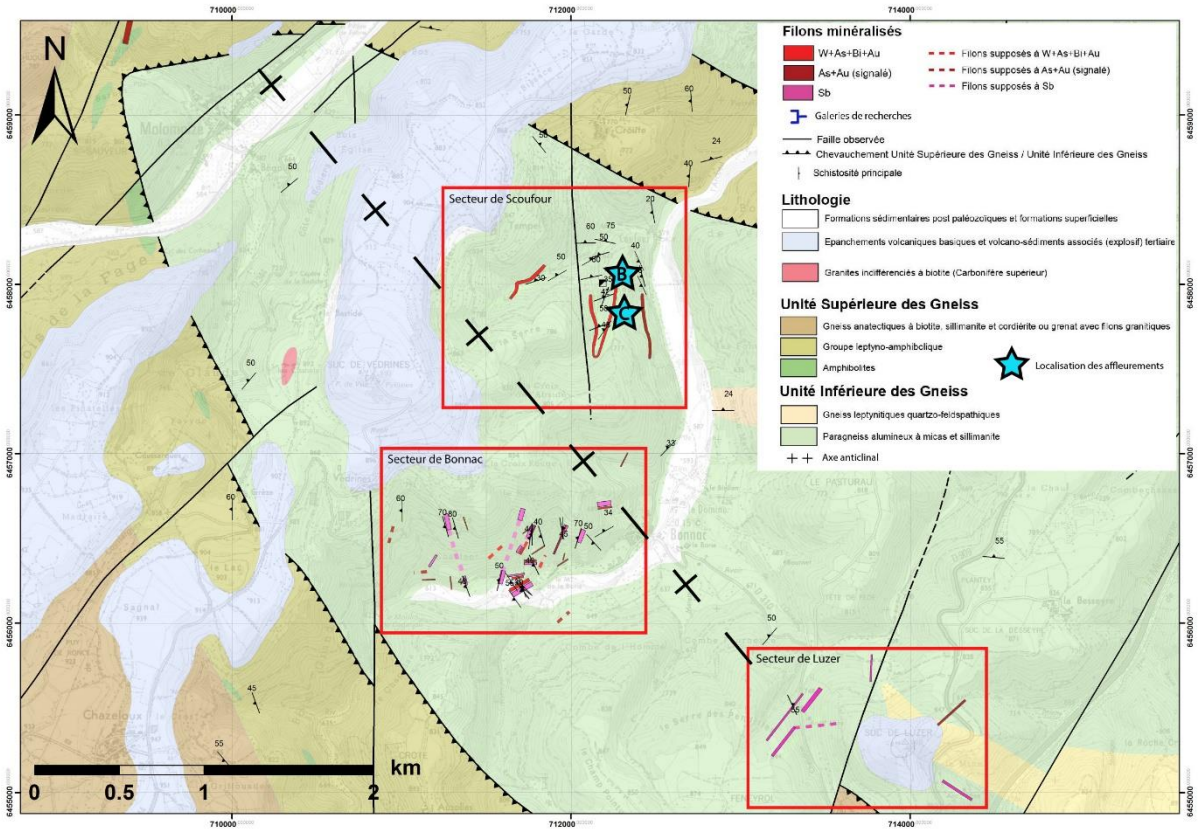


Figure 155 : Carte géologique et structurale de la zone de Bonnac-Scoufour avec localisation des minéralisations principales.

Les dykes de leucogranites de puissance métrique à plurimétrique sont répartis en trois familles d'orientation, N20-30°E, N60°E et plus rarement N100°E et montrent un pendage vers le NW ou vers le SE autour de 50-65° (Fig. 156). Les filons de quartz minéralisés montrent les mêmes directions avec une direction prédominante proche de N30°E (filon Riolet, Ravin de Bonnac, Androl, Rode) et N60°E (Costillon, Naphegyi) mais des pendages différents de ceux des dykes entre 30-40° vers le SE pour l'ensemble de la zone (Fig. 156, 157, 158).

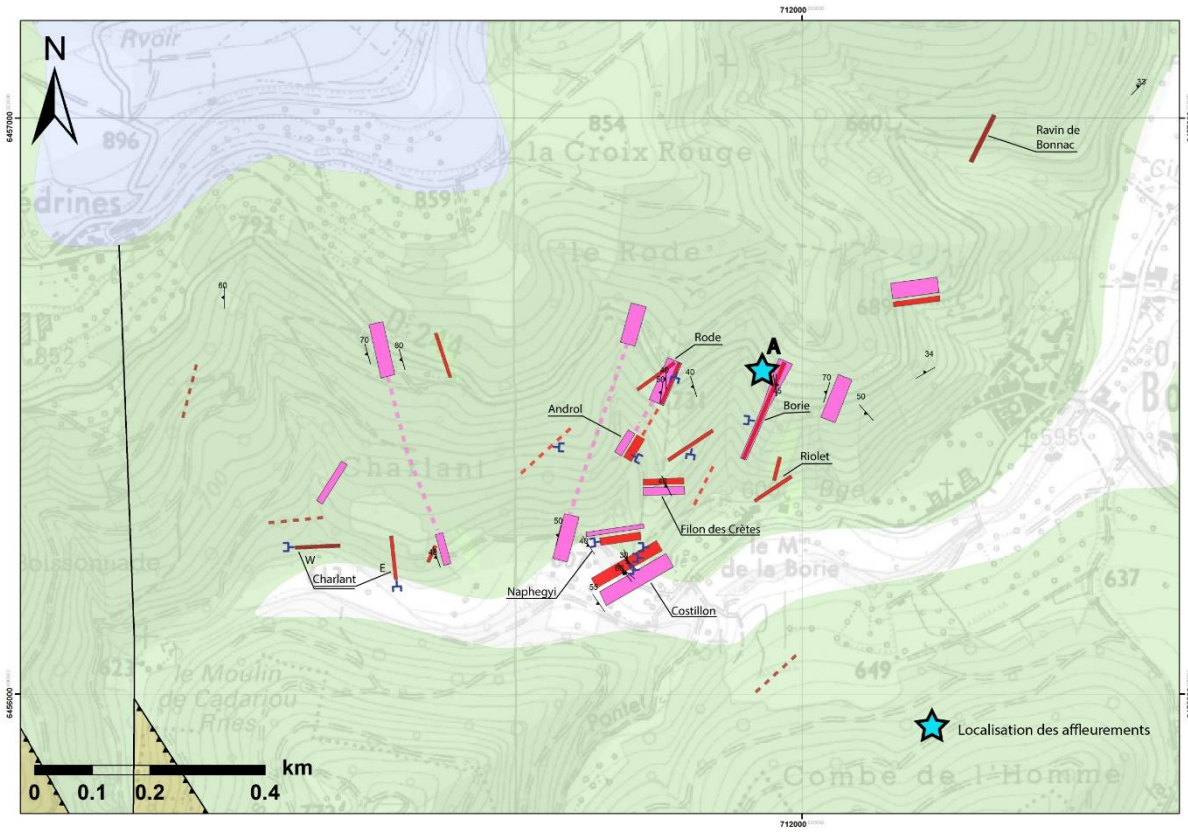


Figure 156 : Carte géologique et structurale de détail de la zone de Bonnac montrant la relation entre minéralisation et dykes de leucogranite, avec localisation des affleurements.

Les filons de quartz minéralisés ont une allure très lenticulaire avec des variations d'épaisseur extrêmement fortes. Ils sont situés soit au toit ou au mur de ces dykes (Fig. 157). Leurs épontes sont nettes, l'encaissant direct semble peu affecté par la mise en place des filons (pas de développement d'une caisse filonienne ou de halos d'altération importants). Des plans de faille délimitent les filons de quartz. Leurs puissances sont assez faibles entre 1 cm et 20 cm très localement. La minéralisation observable se dispose en rubans parallèles à la direction du filon (Fig. 157). Les cinématiques sont difficilement observables, sur le filon de Costillon orienté N62 ; 38SE la forme lenticulaire du filon évoque un mouvement en faille normale (Fig. 157).

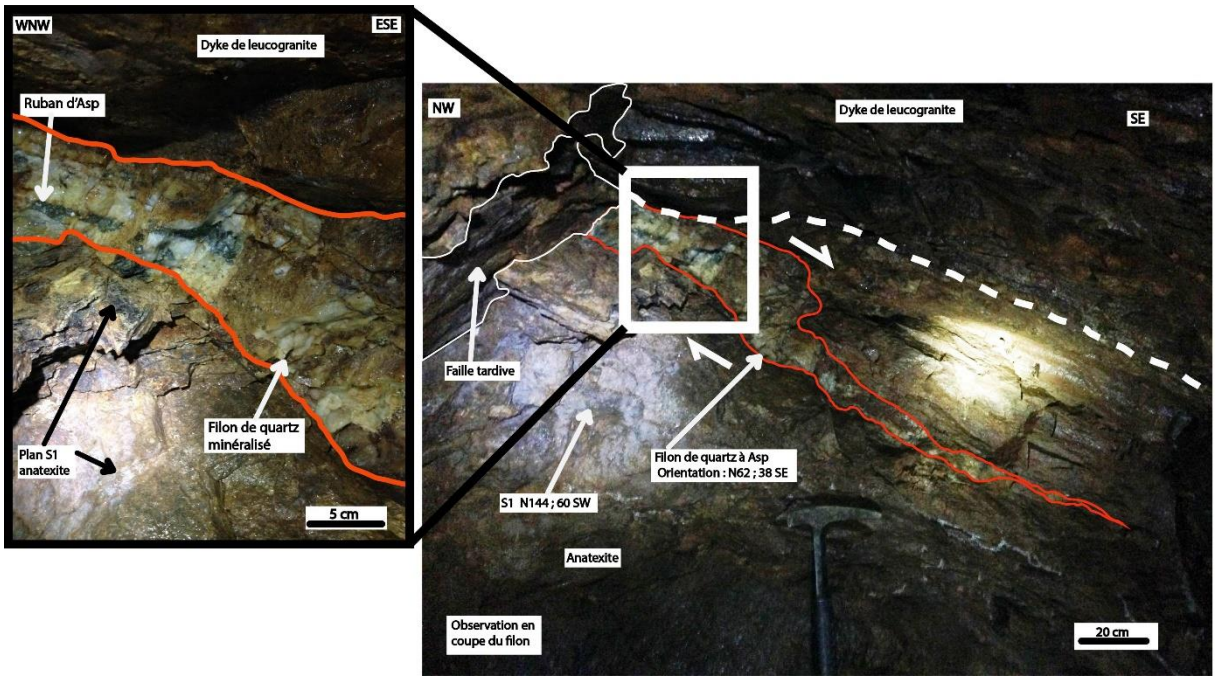


Figure 157 : Photo du filon de quartz de Costillon (Fig. 156) mise en place suivant un jeu normal et minéralisé en arsénopyrite.

Les relations entre les dykes et la minéralisation ont été observées sur l'affleurement A (Fig. 158). Les dykes recoupent la schistosité de l'encaissant qui forment des crochons de failles au contact des dykes, indiquant une mise en place en jeu normal (Fig. 158). Ces derniers sont ensuite recoupés et bréchifiés par les filons de quartz minéralisés en W-As-Au qui recoupent aussi les crochons de failles normales des dykes (Fig. 158). La minéralisation est donc postérieure à la mise en place de l'essaim de dyke de leucogranite du secteur. Elle ne fait que réemprunter les couloirs tectoniques existants. Les filons de quartz ont des bordures nettes avec l'encaissant et montrent un remplissage massif, les épontes ne semblent pas affecter par des déplacements ou des rotations (Fig. 158, 159) ce qui indique une formation en fentes de tension. Des plans montrant des miroirs de faille sont fréquemment visibles aux épontes des filons de quartz (Fig. 159). Des stries sont parfois visibles lorsque le plan a été préservé de l'altération météorique. Les stries observées sur les miroirs de faille associés aux filons minéralisés orienté N20-30°E à pendage moyen vers le SE de 30-40° laissent apparaitre un pitch très fort, sub-parallèle à la ligne de plus grande pente (Fig. 159B). Une fois projetée sur le plan horizontal, la direction de cette strie donne une orientation N100-110°E. Des pitchs plus faibles avec des valeurs autour de 40° vers le NE ont aussi été observés avec des marches indiquant un jeu principal à composante normale (Fig. 159D). Ces plans de faille sont ici contemporains de filonnets centimétriques orientés N43°E à pendage de 50° vers le SE (Fig. 159C, D).

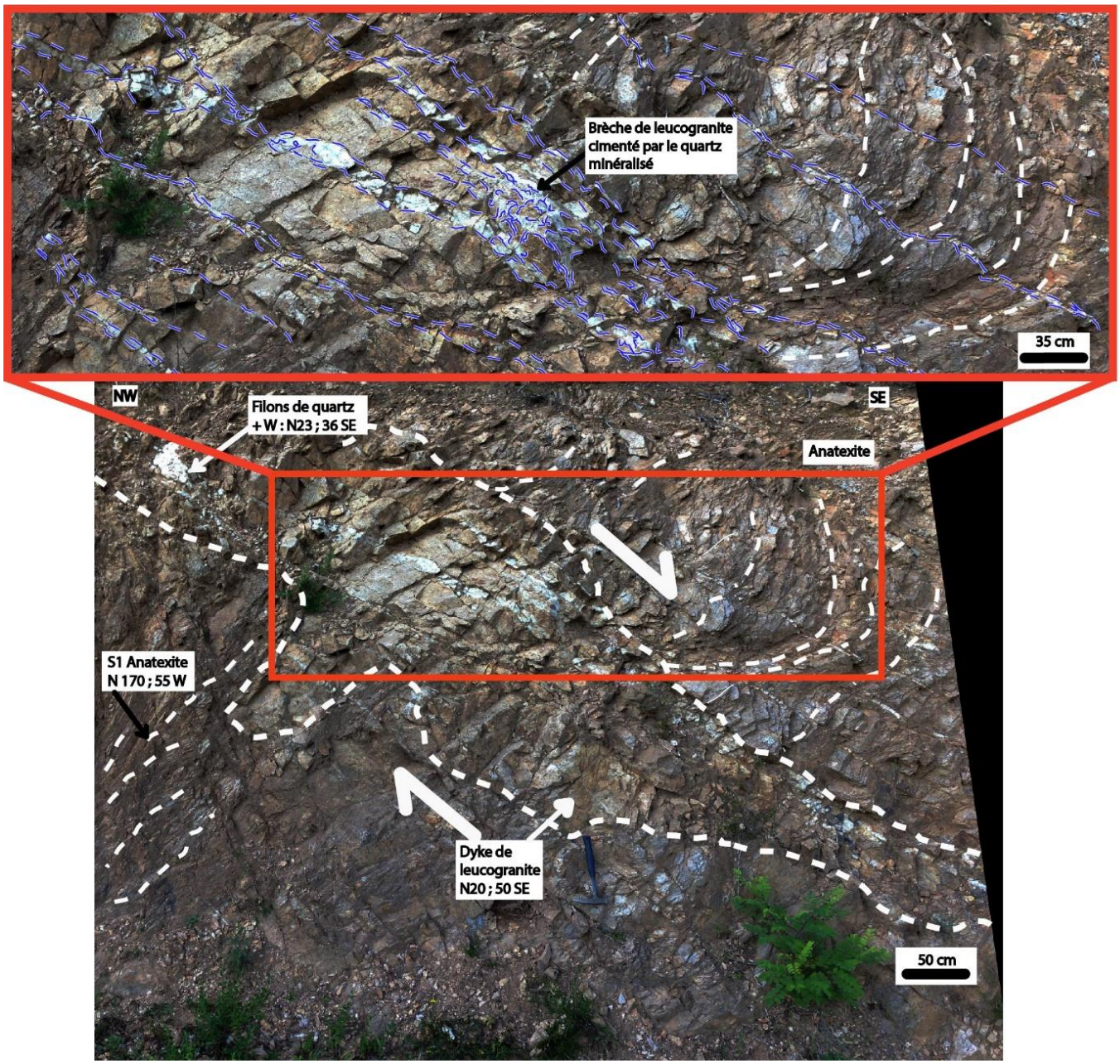


Figure 158 : Photo d'un réseau de filonnets de quartz à arsénopyrite et wolframite avec détail des relations avec le dyke de leucogranite. Affleurement A (Fig. 156).

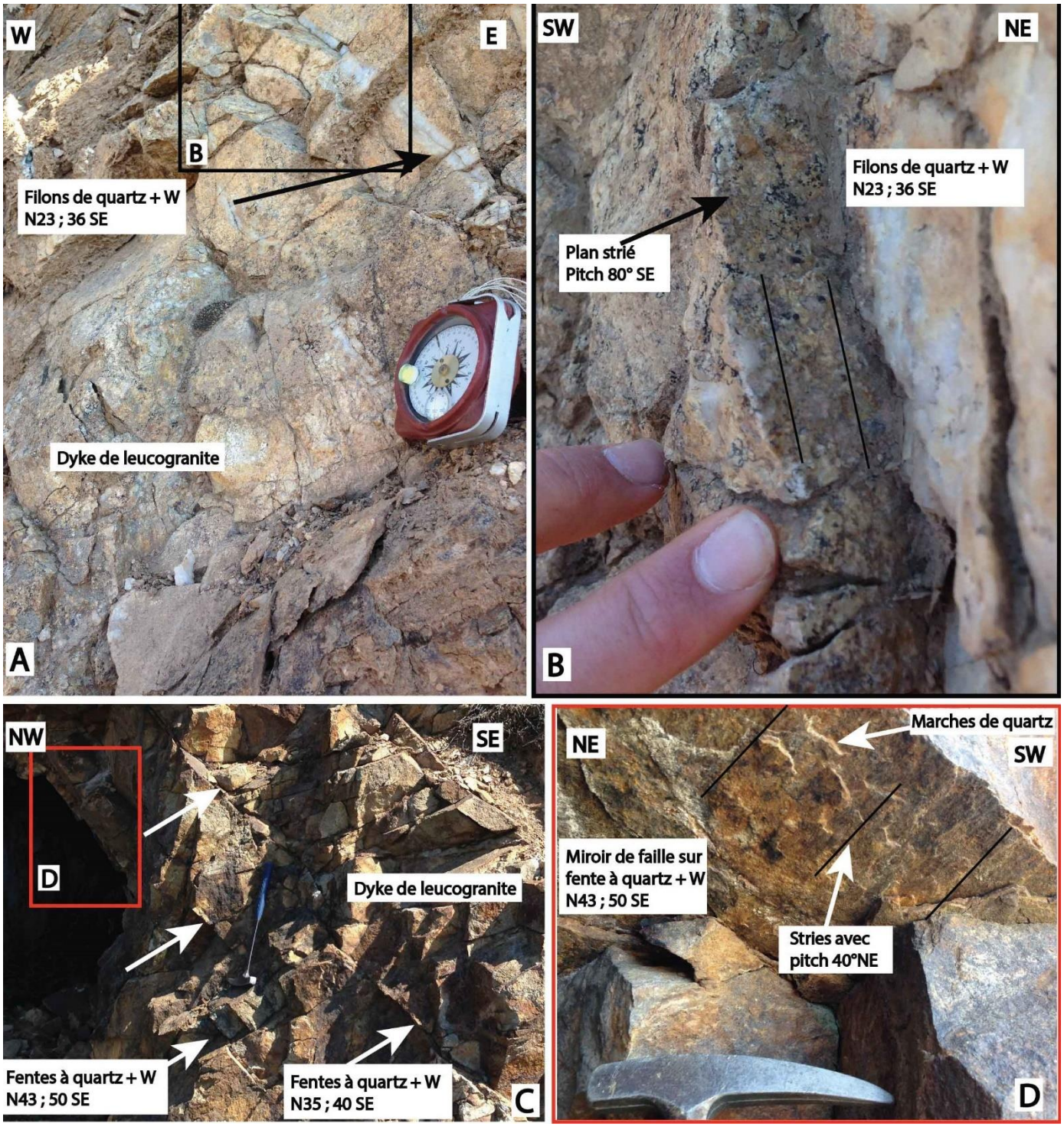


Figure 159 : Photos du détail de l'affleurement précédent (Fig. 158), affleurement A (Fig. 156), montrant les différents types de structures ainsi que leurs cinématiques. A) détail du réseau de filonnets minéralisés recoupant le dyke de leucogranite. B) Détail d'un plan de faille associé aux filonnets minéralisés avec des stries à fort pitch. Photos du détail de l'affleurement de la Rode (Fig. 156). C) Filonnets de quartz centimétriques bien réglés recoupant le dyke de leucogranite. D) Zoom sur un plan de faille associé aux filonnets minéralisés montrant un pitch moyennement élevé et des marches indiquant un jeu à composante principale normale.

Une autre famille de structures, plus discrète a été relevée sur les affleurements A et de la Rode (Fig. 156). Elle se présente sous la forme de petites failles de quelques centimètres de puissance orientées N60-

65°E à pendage subvertical dirigé vers le SE (Fig. 160). Elles ont un remplissage d'argiles ou de roches broyées. Cette famille de structure est tardive car elle recoupe à la fois les dykes et les filons de quartz minéralisés. De rares plans de faille laissent apparaître des stries avec un pitch sub-horizontal entre 10 et 15° vers le SW (Fig. 160B).

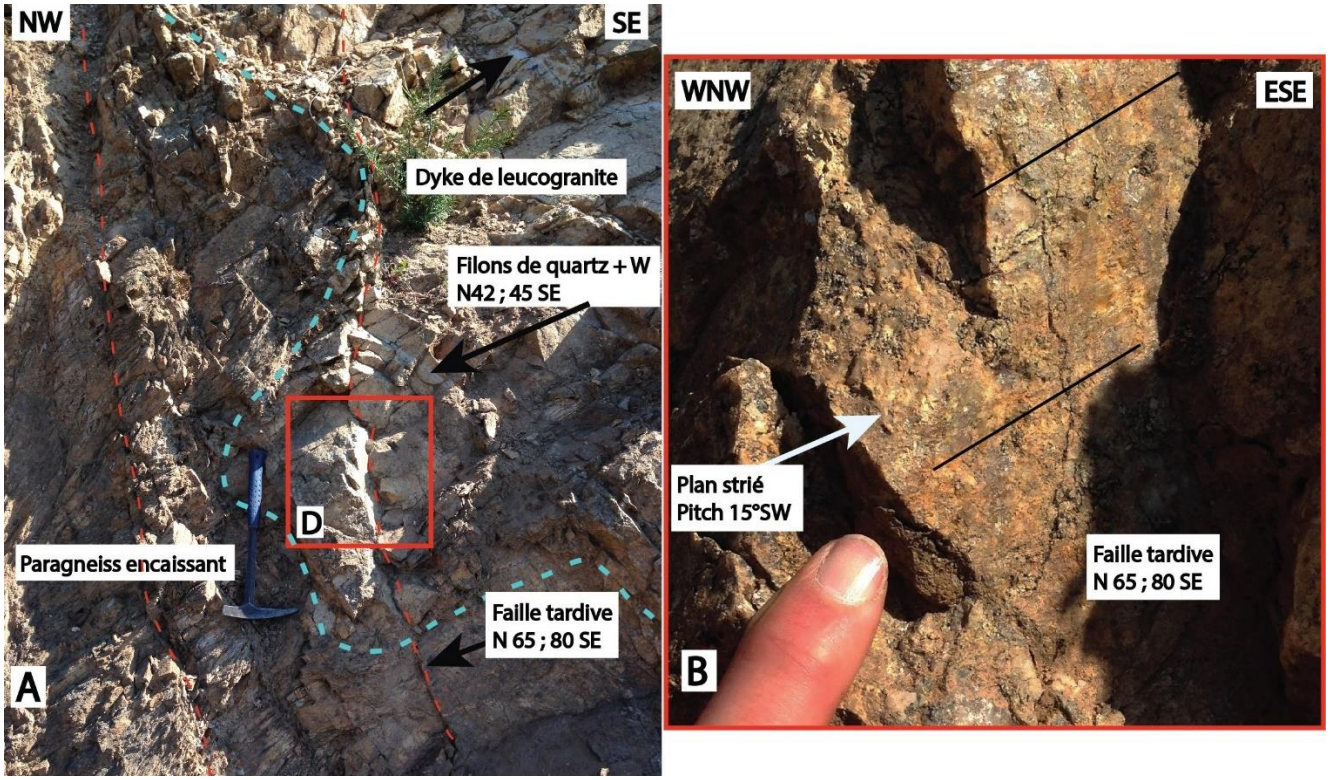


Figure 160 : C) Failles tardives découpant le dyke de leucogranite et les filonnets minéralisés. D) Détail d'un plan de faille tardive montrant des stries avec un pitch faible.

Contrôle structural des filons plats de Scoufour

La morphologie de la minéralisation à W-As-Au dans le secteur de Scoufour, plus au Nord (Fig. 155) est différente. Elle se présente sous la forme de plusieurs filons de quartz orientés N10-30°E à pendage très faible compris entre 10 et 20° vers le SE (plateures). Leur puissance est nettement plus importante que pour les minéralisations précédentes avec en moyenne de 30-40 cm, et pouvant fréquemment dépasser le mètre (Fig. 161). Ici aucun dyke de leucogranite n'est associé à la minéralisation, les filons de quartz sont encaissés dans les paragneiss de Massiac. Une zone d'altération et de bréchification de l'encaissant est observée sur une puissance comprise en 1 et 2 mètres de part et d'autre du filon de quartz (Fig. 161).

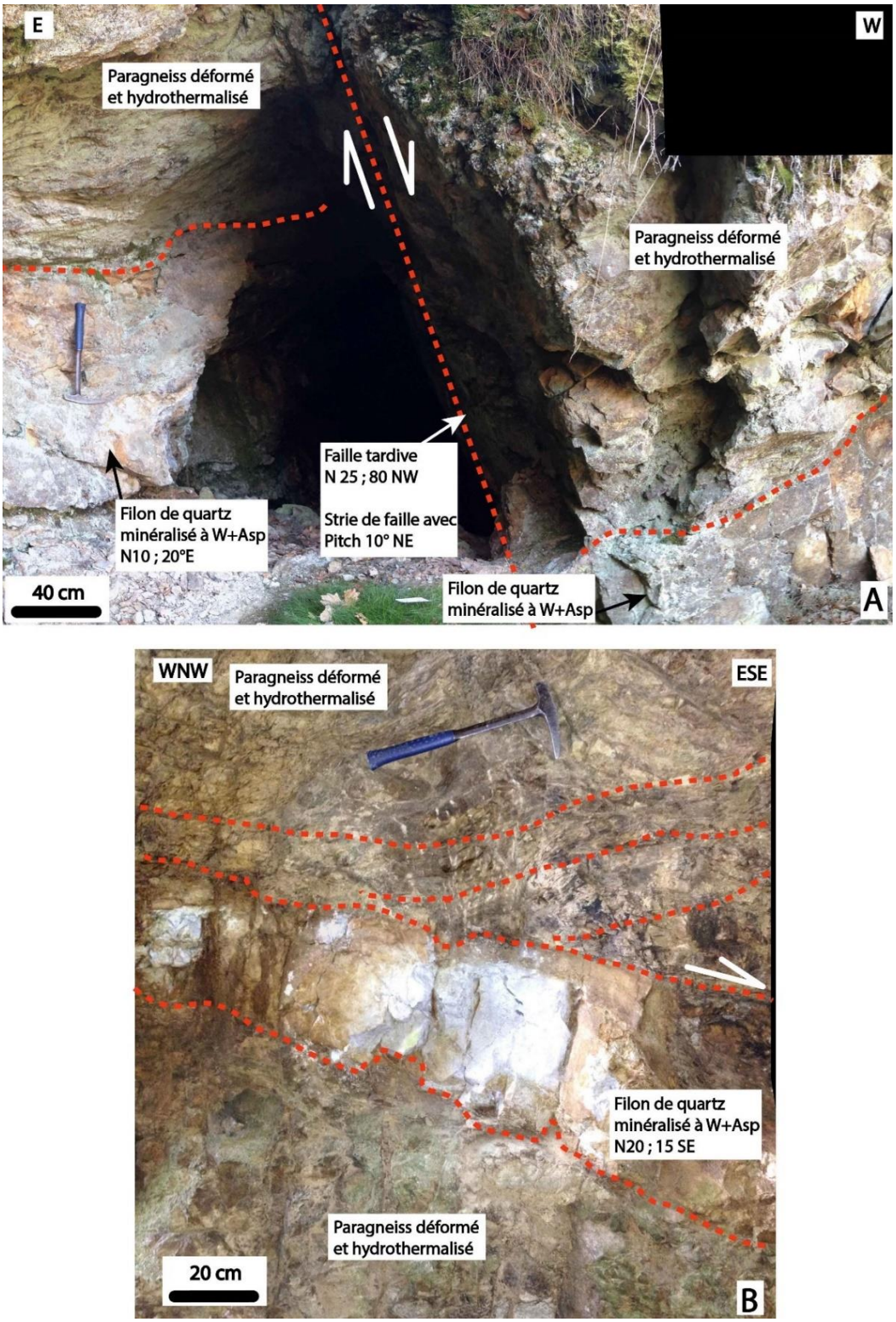


Figure 161 : Photos de l'affleurement de la couche Ferbert inférieure dans la zone de Scoufour (Fig. 155). A) Affleurement B, (Fig. 155). Filon de quartz minéralisé en arsénopyrite et wolframite à pendage très faible recoupé et décalé par une faille tardive sub-verticale. B) Photos de l'affleurement C (Fig. 155) de la couche Ferbert inférieure, crochon de faille normal au toit du filon de quartz minéralisé, faiblement penté.

L'altération du paragneiss encaissant est caractérisée par un blanchissement dû à la disparition des biotites très fréquentes dans le paragneiss. Ces dernières sont remplacées par des muscovites néoformées qui accompagnent la silification dominante de l'encaissant. Ces transformations pourraient faire penser à une greisenification (Jébrak et Marcoux, 2008) de l'encaissant. Des failles tardives puissantes de quelques centimètres à 40 cm, orientées N20-25°E avec un pendage subvertical vers le NW décalent les structures minéralisées suivant un jeu principal décrochant (pitch 10° NE) associé à une faible composante normale (Fig. 161A). Le rejeu des structures est faible et estimé à quelques mètres (Fig. 161A). Leurs remplissages sont similaires à celui des structures tardives de Bonnac.

La mise en place de ces failles tardives suivant un jeu décrochant semble affecter l'ensemble du secteur et correspond vraisemblablement à un évènement tectonique unique cassant, malheureusement la nature du jeu décrochant n'a pas pu être déterminée sur le terrain. Les crochons de failles observés au toit du filon de quartz minéralisé de la couche Ferbert inférieure (Fig. 161B) semblent indiquer des cinématiques de mise en place en faille normale, compatibles avec les cinématiques observées dans la zone de Bonnac sur le même type de filon.

Les faciès minéralisés

Les échantillons prélevés sur les filons affleurants ou sur les haldes situées à l'entrées des galeries de la zone de Bonnac-Scoufour montrent un seul faciès minéralisé qui est le même dans les 2 secteurs quel que soit l'orientation des filons. Il se présente sous la forme d'un quartz massif blanc à gris et à éclat gras qui contient des amas de muscovite centimétriques. L'arsénopyrite est le minéral métallique le plus abondant, il se présente en amas ou rubans (Fig. 162A) centimétriques. Il est à noter que les rubans sont souvent parallèles entre eux. La wolframite est aussi abondante, présente en cristaux isolés ou en amas pouvant dépasser le centimètre. La scheelite est très fréquente et se localise dans ou à proximité de la wolframite qu'elle pseudomorphe (Fig. 162), ou dans des fractures qui dans certains cas sont perpendiculaires à la direction des rubans d'arsénopyrite (Fig. 162A).

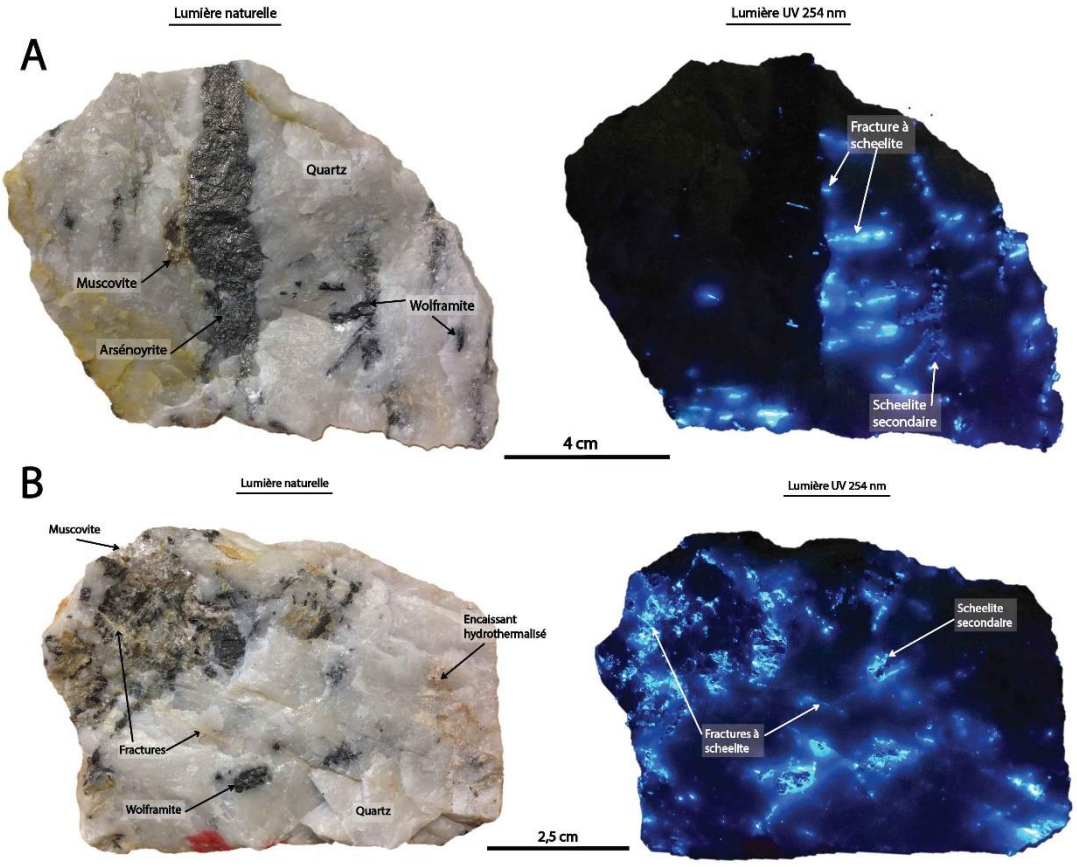


Figure 162 : A) Quartz minéralisé en arsénopyrite, wolframite et scheelite de l'échantillon provenant des haldes du filon Androl (Bonnac ; Fig. 155,156), observé en lumière naturelle et sous lumière UV (254 nm). B) Quartz minéralisé en arsénopyrite, wolframite et scheelite de l'échantillon provenant des haldes du filon de Ferbert inférieure (Scoufour ; Fig. 155), observé en lumière naturelle et sous lumière UV (254 nm).

6.3. Etude minéralogique des structures filoniennes à antimoine-or et tungstène-arsenic-or

6.3.1. Textures et minéralogie des minéralisations à antimoine-or

Introduction

Cette étude a été réalisée sur 59 lames minces et 20 sections polies réparties sur les minéralisations à Sb(Au) du secteur de Lubilhac (filon Pied-Brut, Vernière et F20), Marmaissat, la Bessade, Ouche (Fig. 146 pour la localisation). La composition géochimique des sulfures a été déterminée à la microsonde électronique de l'ISTO paramétrée à 20 kV et 40 nA (Annexe 19 pour détail des conditions analytiques).

La paragenèse à antimoine est assez similaire entre les différentes structures filoniennes du district. C'est pourquoi la paragenèse ainsi que l'évolution paragénétique globale seront présentées et illustrées par les observations des minéralisations de Lubilhac, Ouche et Marmaissat, qui sont les plus représentatives du district. Le lecteur pourra trouver la minéralogie détaillée de chacune des minéralisations du district dans Périchaud (1970). Sur la base des observations effectuées, l'évolution de la minéralisation peut être divisée en 3 stades qui cristallisent de manière successive :

- Stade 1 : stade précoce à arsenic
- Stade 2 : stade intermédiaire à métaux de base
- Stade 3 : stade antimoine (or)

Stade 1 : stade précoce arsénié

Une première génération de quartz (noté Qz1) se dépose à la faveur de la bréchification de l'encaissant. Ce quartz précoce se présente sous la forme de cristaux microcristallins (Fig. 163). Il occupe un grand volume au sein de la minéralisation. Il correspond au quartz calcédonieux sombre observé sur les échantillons macroscopiques (Fig. 154 par exemple). Les grains ont des bordures peu anguleuses, et interpénétrées ce qui correspond à des textures en mosaïque (Bouchot et al., 1994 ; Dong et al., 1995). Il est synchrone du dépôt d'arsénopyrite qui constitue le principal minéral de ce stade (Fig. 163). A Lubilhac et Marmaissat, la pyrite est présente en association avec l'arsénopyrite et est la phase dominante, alors qu'à la Bessade et Ouche c'est l'arsénopyrite qui est dominante (Fig. 163C, D). Les quartz Qz1 montrent des surcroissances de quartz qui contiennent de rares cristaux de sphalérite (Fig. 163A, B).

Les arsénopyrites sont le plus souvent présentes en petits cristaux < 100 µm noyés dans le quartz microcristallin. Son habitus correspond à des cristaux automorphes qui cristallisent en baguettes à sections losangiques, ils peuvent être zonés et contenir de petites inclusions de pyrrhotite. A Ouche cet assemblage est recoupé par une fracture à stibine (Fig. 163C, D). La pyrite se présente en petits cristaux automorphes d'habitus dodécaédrique avec des tailles < 100 µm.

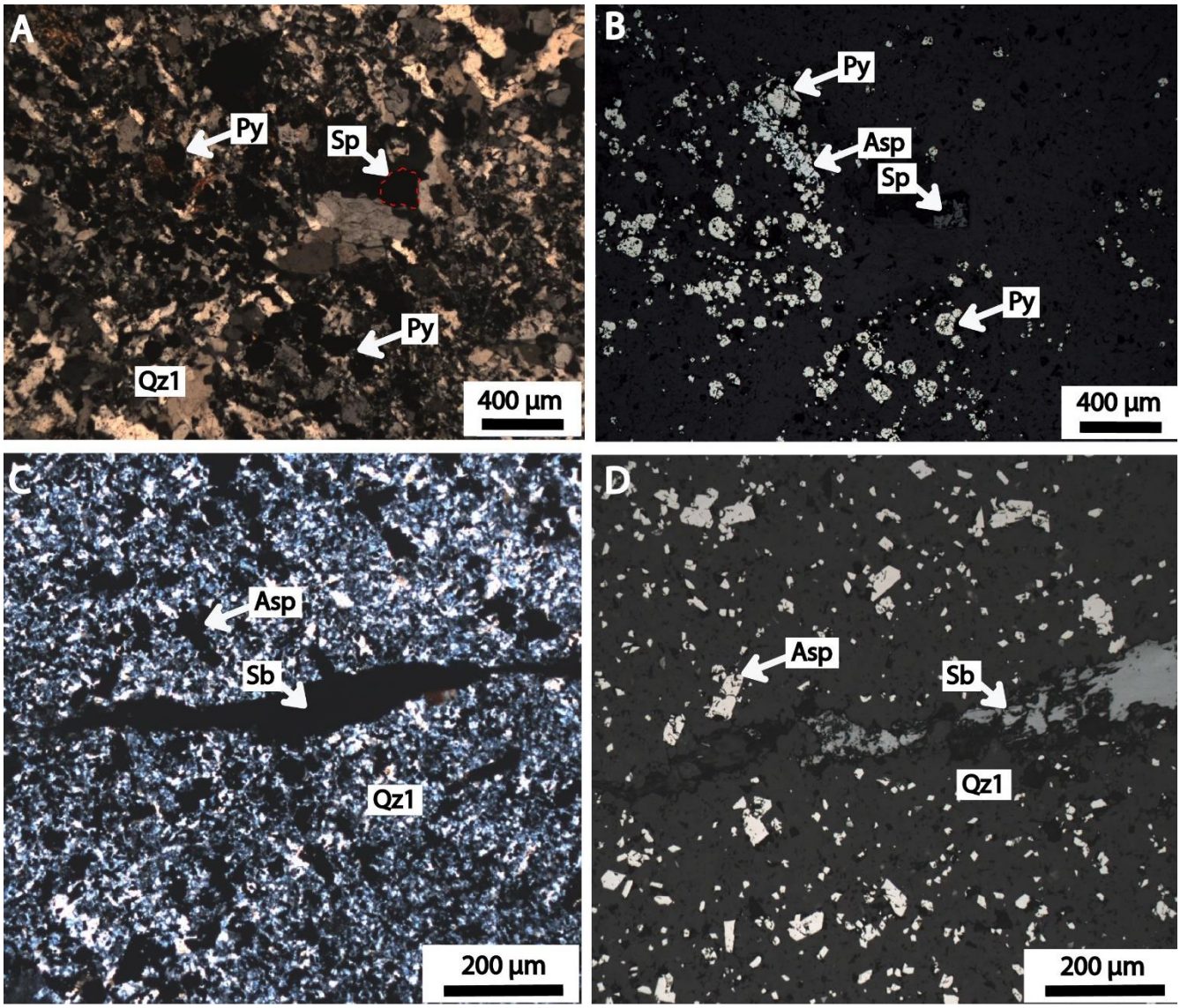


Figure 163 : A) Quartz microcristallin (Qz1) contenant la pyrite (Py) et l'arsénopyrite en petits cristaux automorphes (Asp). La sphalérite (Sp) est associée à des grains de quartz de taille plus importante, Lubilhac filon Pied-Brut, lumière transmise polarisée et analysée. B) Même cliché que la photo précédente observée en lumière réfléchie, la pyrite est majoritaire par rapport à l'arsénopyrite. C) Quartz microcristallin Qz1 contenant des cristaux automorphes d'arsénopyrite (Asp) avec peu de pyrite, l'assemblage est recoupé par une fracture à stibine (Sb), Ouche, lumière transmise polarisée et analysée. D) Même cliché que la photo précédente observée en lumière réfléchie, les arsénopyrites (Asp) sont fracturées.

Il est à noter qu'à Marmaissat la mise en place du quartz microcristallin (Qz1) est précédée par un dépôt discret de quartz précoce (noté Qzp, Fig. 164) macrocristallin à bordures golfées et présentant une faible extinction roulante. Il est associé à la cristallisation de baguettes de muscovite et de séricite (Fig. 164) contemporaine de la cristallisation d'une génération d'arsénopyrite précoce noté Asp1 qui se présente sous la forme de grand cristaux automorphes (taille > 100 µm) fortement fracturés. Cet épisode précoce est très discret dans la paragenèse et n'a été observé qu'à Marmaissat.

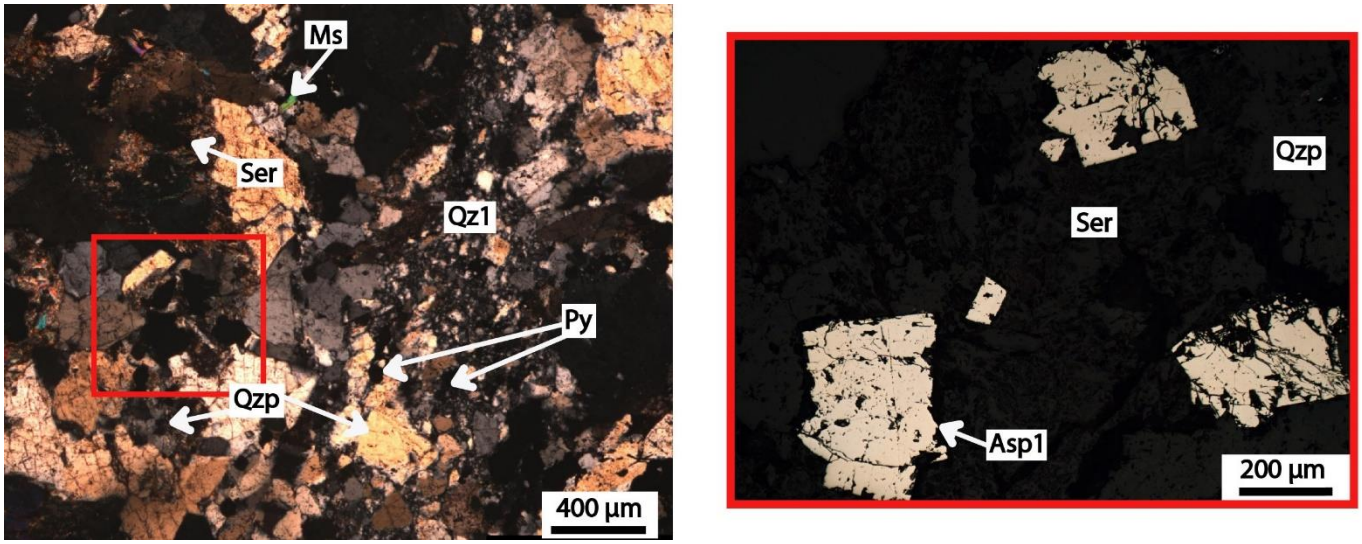


Figure 164 : Arsénopyrites précoces (Asp1) en grand cristaux isolés (> 100 µm) associées au quartz précoce (Qzp) macrocristallin faiblement déformé et la séricite (Ser) et la muscovite (Ms). Le quartz Qzp est bréchifié par l'arrivée du quartz microcristallin (Qz1) et de la pyrite (Py), Marmaissat.

Stade 2 : stade intermédiaire à métaux de base

Sa répartition, très variable au sein des minéralisations du district, possède toujours les mêmes caractéristiques. La sphalérite est le minéral le plus abondant. Elle se présente sous la forme de grands cristaux arrondis > à 200 µm (Fig. 165A). Elle est fréquemment observée proche des arsénopyrites qui sont incluses ou fracturées et recoupées par la sphalérite (Fig. 165A). La sphalérite se dépose soit en cristaux isolés soit dans des cristaux de quartz macrocristallin pyramidé (Qz2 ; Fig. 165A). Ce quartz semble contemporain du dépôt du stade 2, et cristallise en épitaxie sur le quartz microcristallin (Qz1 ; Fig. 166A). La pyrite remplit les fractures des arsénopyrites du stade 1 comme à Marmaissat (Fig. 165B), mais semble aussi cogénétique de l'arsénopyrite du stade 1 à Lubilhac par exemple. Des inclusions de quelques microns de chalcopyrite sont observées fréquemment dans la sphalérite (Fig. 165D). Des inclusions résiduelles de berthiérite déstabilisée sont fréquentes dans les plages de stibine (Fig. 165E). A Ouche, elles peuvent être observées très fréquemment en baguettes de taille > 100 µm. La sphalérite ainsi que la pyrite, l'arsénopyrite et la berthiérite sont toutes contenues et fracturées par la stibine (Fig. 165C).

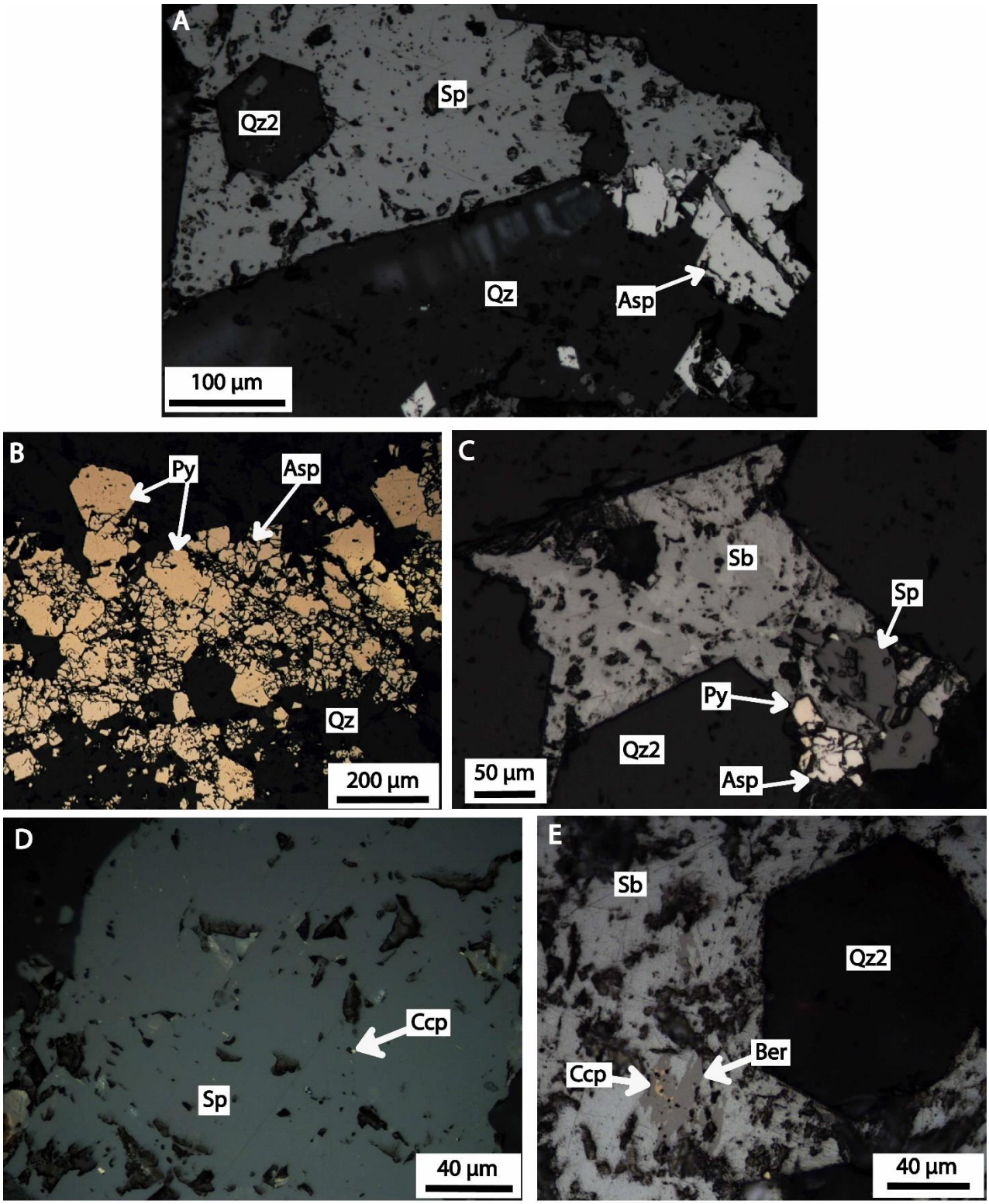


Figure 165 : A) Sphalérite (Sp) qui inclut un quartz macrocristallin pyramidé (Qz2) et qui recoupe des cristaux d'arsénopyrite (Asp), la Bessade. B) Gros cristaux d'arsénopyrite (Asp) intensément fracturés et cimentés par des cristaux sub-automorphes de pyrite (Py), Marmaissat. C) Plage de stibine (Sb) associée au quartz pyramidé automorphe (Qz2). Plage de stibine qui contient des arsénopyrites (Asp), de la pyrite (Py) et de la sphalérite (Sp) fracturée et présentant des bordures corrodées, Marmaissat. D) Détail d'une plage de sphalérite (Sp) avec de nombreuses micro-inclusions de chalcopyrite (Ccp), Marmaissat. E) Inclusion résiduelle de berthiérite (Ber) associée à des fines inclusions de chalcopyrite (Ccp) dans une plage de stibine (Sb) associée au quartz Qz2.

Stade 3 : stade antimonifère (or)

La stibine se dépose massivement durant ce dernier stade. Elle remplit des vides laissés lors de la cristallisation du quartz Qz2 (Fig. 166). La cristallisation de la stibine provoque la corrosion et la formation de bordures golfées sur certaines plages de quartz Qz2 (Fig. 166A, B, C). De plus son dépôt est synchrone de l'arrivée d'une nouvelle génération de quartz (Qz3) qui a été observée dans le secteur de Lubilhac. Cette génération est peu développée et vient cristalliser dans les vides entre les cristaux de quartz (Qz2). Elle se présente sous forme de grains arrondis de taille moyenne, autour de 100 µm et d'aspect hyalin (Fig. 166A). La stibine cristallise en agrégat. Elle est postérieure à l'ensemble des minéraux des phases précédentes qu'elle englobe ou fracture et notamment l'arsénopyrite du stade 1 (Fig. 165C, E). 25 stibines provenant des minéralisations d'Ouche, la Bessade et Lubilhac (Annexe 19) indiquent des teneurs variables en arsenic comprises entre 0,16 et 1,27 %. Dans de rares cas, comme à la Bessade, le dépôt de stibine s'accompagne de celui de tétraédrite qui fracturent les sphalérites du stade 2 (Fig. 166D). De fines inclusions d'antimoine natif sont aussi observées dans des plages de stibine à Ouche (Fig. 166E) et à Marmaissat. Leurs bordures nettes et lobées suggèrent un dépôt synchrone à la stibine.

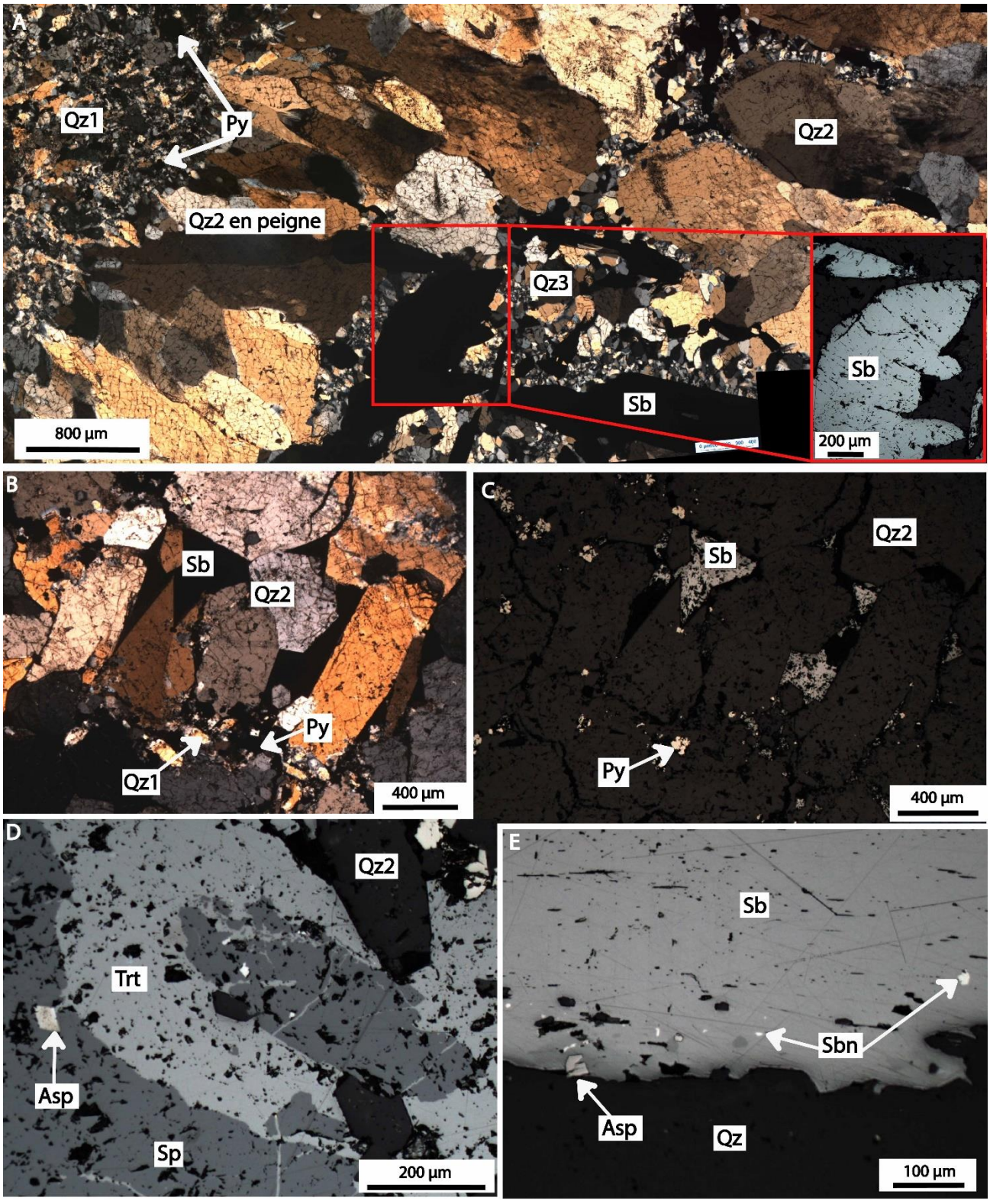


Figure 166 : A) Relation entre le quartz microcristallin (Qz1) contenant la pyrite (Py) et l'arsénopyrite (Asp) et le quartz macrocristallin en peigne (Qz2). La stibine (Sb) vient tardivement avec la cristallisation d'une nouvelle génération de quartz (Qz3) à grain arrondi d'aspect hyalin qui vient cristalliser dans les vides entre les cristaux de quartz (Qz2), Lubilhac, filon de Pied-Brut. B) Quartz microcristallin (Qz1) associé à la pyrite (Py) avec cristallisation en surcroissance, du quartz macrocristallin en peigne (Qz2), la stibine (Sb) vient combler les vides laissés par le quartz Qz2, Marmaissat, lumière transmise polarisée et analysée. C) Même cliché que la photo précédente observée en lumière réfléchie. D) Détail des bordures du quartz pyramidé macrocristallin (Qz2) au contact de la stibine (Sb), Marmaissat. E) Stibine (Sb) avec un cristal d'arsénopyrite (Asp) fracturé et des inclusions d'antimoine natif (Sbn), Ouche.

Habitus et place de l'or dans la paragénèse

Sur l'ensemble des lames et sections observées, l'or visible est très rare. Il a été rencontré uniquement sur une section à Marmaissat et dans une lame mince provenant de la Bessade. La taille des plages d'or est faible entre < 1 µm et 50 µm. Aucun grain d'or n'a été observé ni dans les arsénopyrites ni dans les pyrites pourtant très proches de l'or (Fig. 167A, E). A Marmaissat, les plages d'or ont une forme dendritique avec des bordures fortement corrodées et squelettiques. Elles sont inclues dans des plages de berthiérites déstabilisées en stibine ou dans la stibine ou encore proches du contact berthiérite-stibine (Fig. 167). La composition de ces grains d'or a été déterminée au MEB par spectrométrie EDS (energy dispersive spectrometry) sur une population de 8 grains. L'or se présente sous la forme d'or natif quasiment pur avec des teneurs en argent extrêmement faibles (< 1 % poids). L'or est aussi observé sous forme d'aurostibite (Fig. 167C, F), en association avec des grains d'or natif (Fig. 167C) ou encore avec de l'antimoine natif inclus dans des plages de stibine (Fig. 167F). Un alliage composé à 73 % d'or et 27 % d'antimoine a aussi été mis en évidence, en inclusion dans la stibine et lié à l'aurostibite et l'or natif (Fig. 167C). Il n'a pas été possible de rattacher cette composition chimique à une espèce minérale connue. A la Bessade, de petits grains d'or de quelques microns ont été observés dans une plage de tétraédrite (stade à antimoine) qui fracture la sphalérite (Fig. 168). De la miargyrite ($AgSbS_2$) a aussi été observée en inclusion dans la tétraédrite. Ses bordures nettes et lobées indiquent un dépôt contemporain des 3 espèces. La composition de cet or, dans ce secteur a été étudiée à la microsonde par Sandras (1988). Ses résultats montrent une composition d'électrum avec des teneurs en argent autour de 20 %.

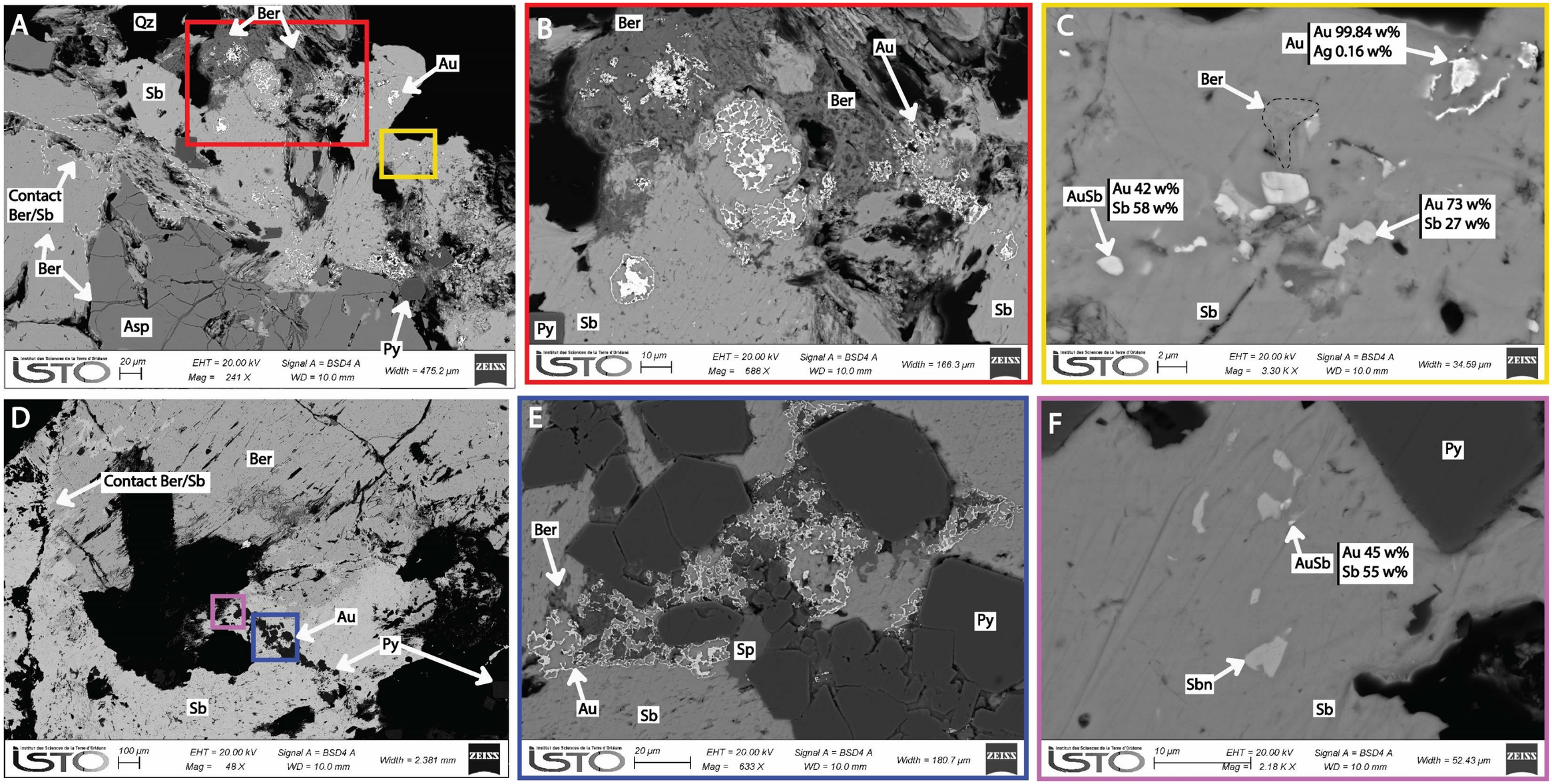


Figure 167 : A) Cliché MEB (électrons rétrodiffusés), montrant l'or natif (Au) sous forme dendritique contenu dans une plage de stibine (Sb) proche de berthiérite (Ber) déstabilisée. L'arsénopyrite (Asp) est recoupé par la stibine et la berthiérite. Py : pyrite. Marmaissat. B) Zoom sur les grains d'or (Au) dendritiques inclues à la fois dans la berthiérite (Ber) et la stibine (Sb). C) Zoom sur un groupe de grains d'or natif (Au) contenu dans une plage de stibine (Sb) associée avec de l'aurostibite (AuSb) et un alliage d'or et d'antimoine d'espèce non identifiée (analyses MEB-EDS). D) Or natif (Au) associé à des pyrites (Py) fracturées proche du contact entre berthiérite (Ber) déstabilisée et stibine (Sb), Marmaissat. E) Zoom sur les grains d'or natif (Au) de forme dendritique, dans une plage de stibine (Sb) proche de pyrite fracturée (Py). Sp : sphalérite. F) Zoom sur des cristaux d'aurostibite (Ausb) associés à l'or natif (Au) et l'antimoine natif (Sbn), en inclusion dans une plage de stibine (Sb).

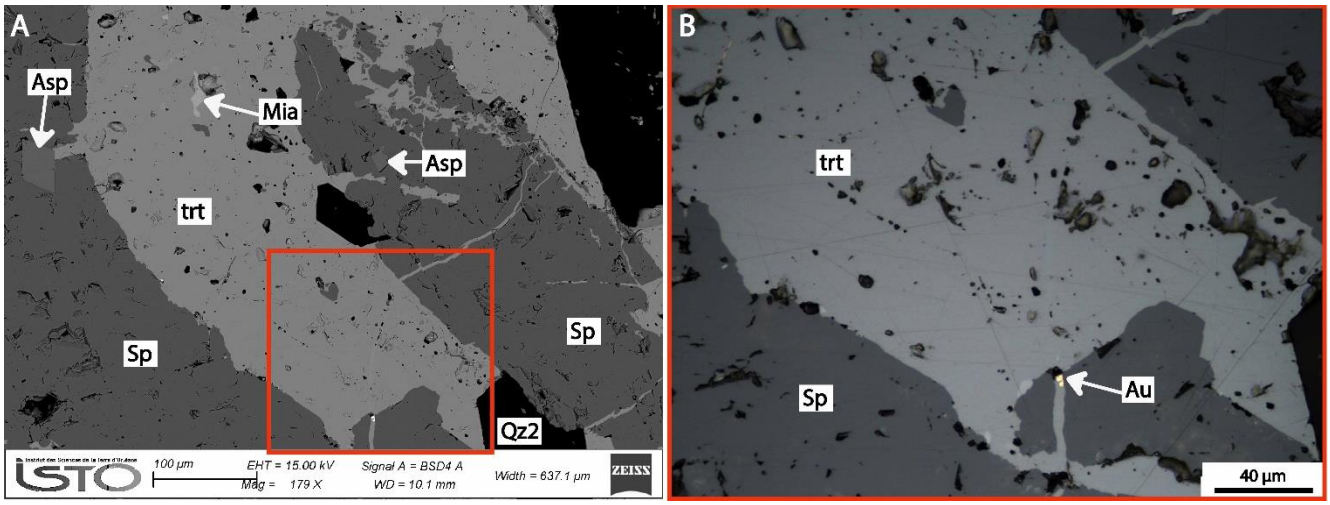


Figure 168 : A) Cliché MEB (électrons rétrodiffusés) montrant la sphalérite (Sp) fracturée et cimentée par la tétraédrite (Ttr) associée à des inclusions de miargyrite (Mia). Des cristaux d'arsénopyrite (Asp) sont englobés dans les sphalérites. B) Zoom (lumière réfléchie) sur une fracture à tétraédrite (Ttr) et or (Au) qui recoupe la sphalérite (Sp). La Bessade.

6.3.2. Textures et minéralogie des minéralisations à tungstène-arsenic-or

Introduction

Les observations des minéralisations à W-As-Au du secteur de Bonnac ont été acquises sur les filons de Costillon, Androl, le filon des Crêtes et le filon de la Rode et sur le filon de Ferbert inférieur pour Scoufour. La paragenèse et son évolution sont très similaires sur les 2 secteurs c'est pourquoi leurs résultats seront regroupés dans cette partie. Sur la base des observations effectuées, l'évolution de la minéralisation peut être divisée en 3 stades qui cristallisent de manière successive :

- Stade 1 : stade précoce à tungstène
- Stade 2 : stade à arsenic et tungstène
- Stade 3 : stade à bismuth, or et métaux de base

Stade 1 : stade précoce à tungstène

A la faveur de l'ouverture de la caisse filonienne, un assemblage à wolframite dominante et löllingite (Fig. 169A, B) se dépose dans un quartz initial noté Qz1 qui se présente sous la forme d'un quartz macrocristallin (taille grain > 500 µm) peu déformé (faible extinction ondulante) et riche en inclusions fluides. Il correspond au faciès de quartz massif blanc à gris et éclat gras observé à l'échelle macroscopique qui

constitue la majeure partie de la gangue. La wolframite se dépose en grandes baguettes, dont la longueur est > 1 mm (Fig. 169A). La löllingite, également en grands cristaux sub-automorphes est associée à la wolframite sans qu'aucun critère de recoupement ne soit observé entre ces 2 minéraux. En cathodoluminescence, le quartz Qz1 montre des cristaux imbriqués avec des bandes de croissance régulières sans signe de déformation importante, ses bordures au contact de la löllingite sont nettes et régulières (Fig. 169C). La composition des wolframites a été analysée au MEB par spectrométrie EDS ses fortes teneurs en fer pourraient suggérer qu'il s'agisse de ferbérite mais en l'absence d'analyse microsonde il n'est pas possible de l'affirmer avec certitude.

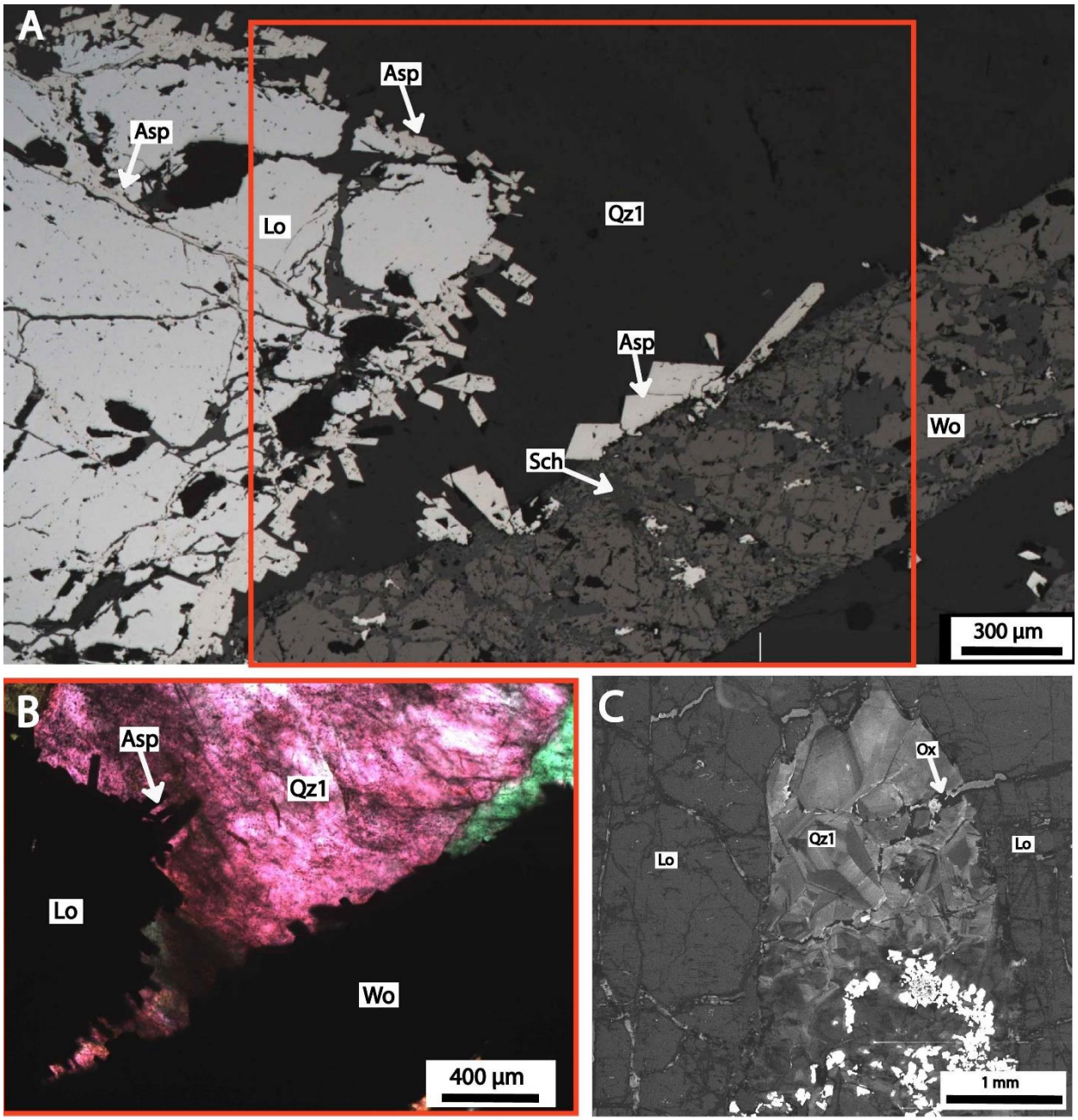


Figure 169 : A) Wolframite (Wo) en grandes baguettes associée à de grands cristaux de löllingite (Lo) contenus dans le quartz macrocristallin précoce noté Qz1, qui sont fracturées et corrodées par la scheelite (Sch) et l'arsénopyrite (Asp), Bonnac, filon Androl. B) Même image que la précédente observée en lumière transmise, polarisée et analysée montrant la relation entre le quartz Qz1 et

l'assemblage du stade 1. C) Image en cathodoluminescence montrant les relations entre la löllingite (Lo) et le quartz Qz1 macrocristallin peu déformé Bonnac, filon Costillon.

Des apatites ont été observées dans le quartz Qz1 mais aussi en contact avec les wolframites (Fig. 170), elles ont une forme automorphe et montrent une grande taille (> 100 µm). Elles sont fracturées par la scheelite au même titre que la wolframite (Fig. 170).

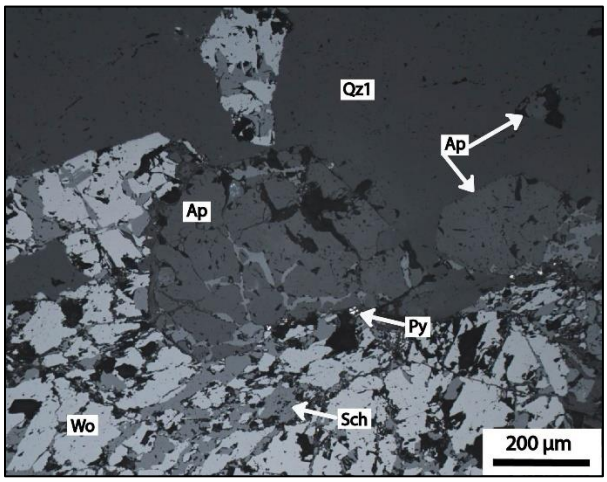


Figure 170 : Assemblage à wolframite (Wo) et apatite (Ap) fracturé par la scheelite (Sch), Scoufour.

Stade 2 : stade à arsenic et tungstène

Le début du stade 2 est marqué par un intense épisode de déformation qui affecte principalement le quartz initial Qz1. Il se traduit par des processus de recristallisation dynamique des grains de quartz Qz1 qui montrent une forte extinction ondulante, des rotations de sous-grains avec des bordures de grains golfées ou dentelées (Fig. 171), ainsi que la mise en place d'une génération de quartz néoformé, au dépend du quartz précoce Qz1 (Fig. 171). Cette génération est nommée quartz (Qz2). Elle montre une nette extinction roulante et une forte réduction de la taille des grains (Fig. 171). Lorsque le quartz Qz2 est bien développé, il est fréquent d'y retrouver des lambeaux de quartz Qz1 (Fig. 171A).

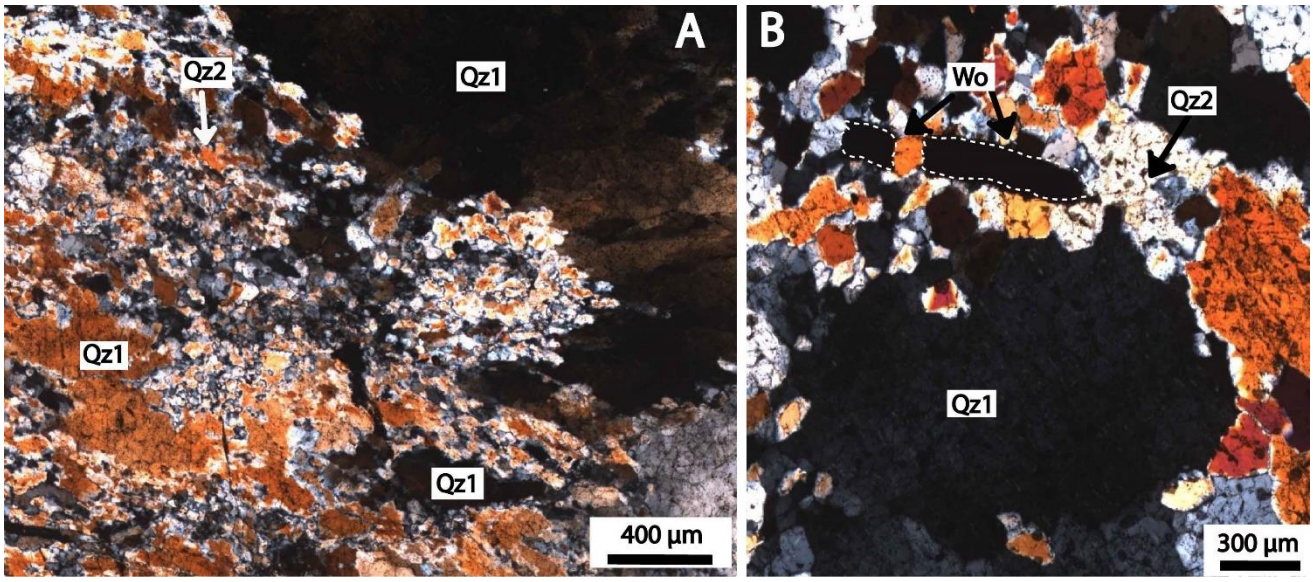


Figure 171 : A) Quartz précoce, macrocristallin Qz1 affecté par une intense déformation à l'origine de la formation d'un quartz microcristallin (Qz2) néoformé par la recristallisation dynamique de Qz1. Des reliques de Qz1 noyées dans le quartz néoformé sont observées dans la partie droite de la photo, Scoufour. B) Reliques de quartz précoce (Qz1) dans une matrice de quartz Qz2 provenant de processus de recristallisation dynamique de Qz1. Des clastes de wolframites (Wo) sont contenus dans le quartz Qz2, Bonnac filon Androl.

La déformation de la gangue est fortement hétérogène car dans certaines zones l'assemblage du stade initial (stade 1) a été préservé et la gangue ne présente pas de forte déformation (Fig. 169C). Ces caractéristiques montrent que la minéralisation a subi, après un remplissage initial, un épisode de déformation ductile/cassante qui s'est développé entre 400 et 500°C d'après les estimations de Stipp et al. (2002). Cet épisode de déformation est contemporain de la fracturation des minéraux déposés lors du stade 1 comme la wolframite (Fig. 171B) ou la löllingite (Fig. 172A, B) ainsi que du dépôt syntectonique de la scheelite en pseudomorphose partielle ou totale de la wolframite (Fig. 169A, Fig. 170 et Fig. 172C, D) et de l'arsénopyrite. L'arsénopyrite se dépose abondamment dans les fractures des löllingites et de la wolframite (Fig. 169A et Fig. 172C) en petites cristaux (autour de 100 µm) automorphes, de forme losangique. L'arsénopyrite avec la scheelite sont les minéraux dominants de ce stade. Ils sont accompagnés par une venue discrète d'oxyde de niobium et titane, uniquement observé en inclusion dans les scheelites de Scoufour (Fig. 172D). 7 analyses EDS ont permis d'affiner leurs compositions chimiques, le niobium en est son principale constituant avec 65 % poids puis le fer (25 %) suivi du MnO (4,5 %), du tungstène (2,4 %), du titane (2,2 %) et du scandium (0,9 %). Ce type d'oxyde n'avait jamais été observé jusqu'à maintenant. Des oxydes de composition similaire ont été observés par Harlaux et al. (2015) dans le gisement de tungstène de Puy-les-Vignes, dans le NW du Massif central. Des pyrites automorphes sont contenues dans des fractures postérieures au dépôt de la scheelite (Fig. 172D).

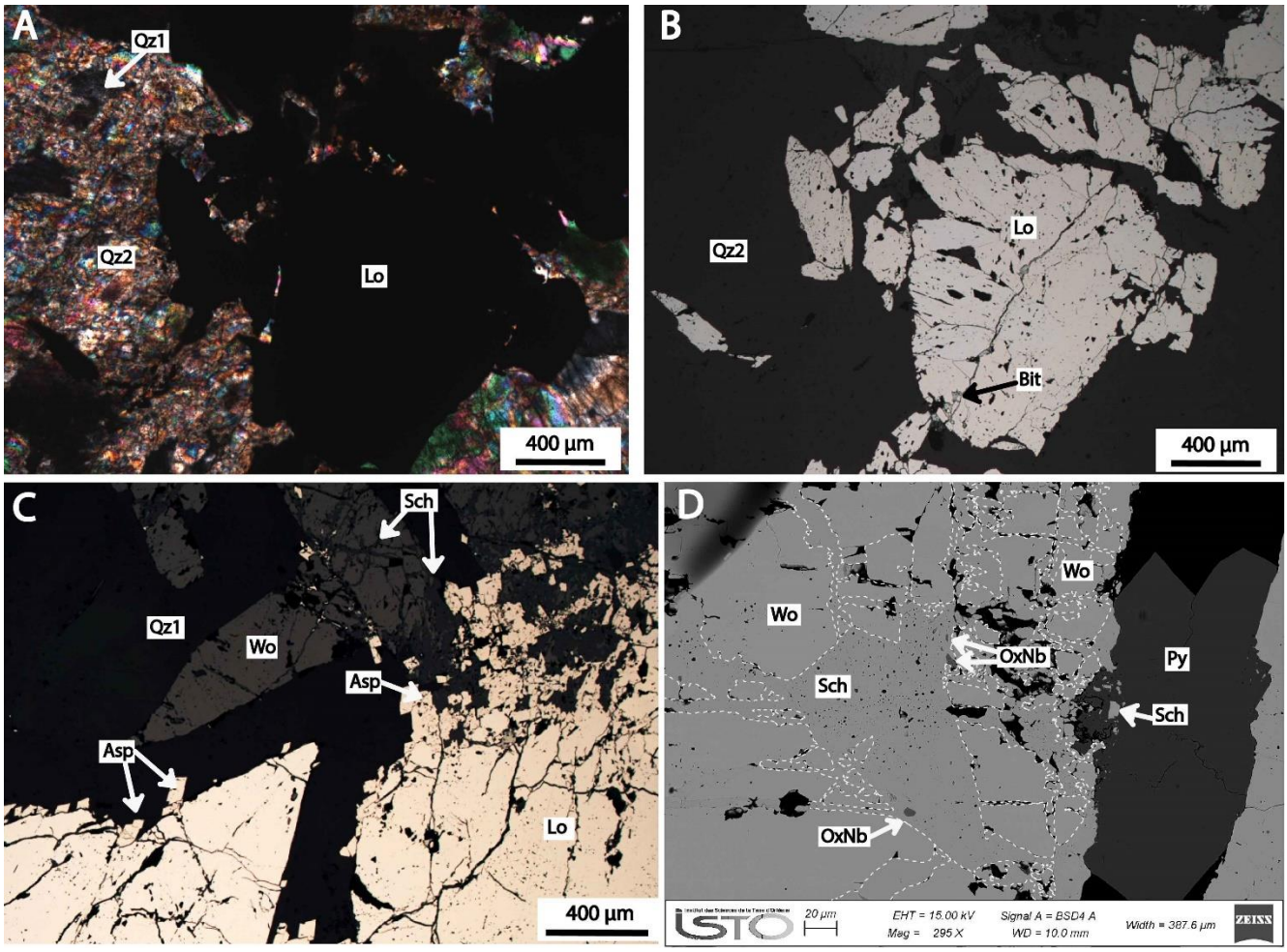


Figure 172 : A) Cristaux de löllingites (Lo) fracturés dans le quartz microcristallin (Qz2) et reliques de quartz (Qz1), Bonnac, filon Androl. B) Même image que la précédente observée en lumière réfléchie. C) Assemblage du stade 1 à wolframite (Wo) et löllingite (Lo) fracturé et corrodé par l'arsénopyrite (Asp), la scheelite (Sch). Bonnac, filon Androl. D) Cliché MEB de la scheelite contenant des inclusions d'oxyde de niobium, titane (OxNb). La pyrite (Py) est tardive et recoupe la scheelite (Sch), Scoufour.

Stade 3 : stade à bismuth, or et métaux de base

L'assemblage minéralogique de ce stade est assez complexe et dominé par des sulfures, des éléments natifs, des tellures associés à l'or. Il se dépose dans le réseau de déformation ductile-cassant du quartz néoformé Qz2 et plus précisément entre les joints grains de ce dernier (Fig. 173A), ou associé à des bandes d'inclusions fluides dans une génération de fractures nouvelles qui recoupe les quartz antérieurs sans les décaler (Fig. 173B, C). Ils sont aussi contenus dans une nouvelle génération de quartz (noté Qz3) qui précipite dans les fractures des amas de löllingite et d'arsénopyrite précédemment formés (Fig. 174A, B, C, D). Les minéraux de ce stade peuvent aussi former des filonnets sécants sur les minéraux antérieurs (Fig. 174E). Le quartz Qz3 est peu développé par rapport aux 2 générations précédentes. Il présente un habitus en grains sub-automorphes de taille moyenne (autour de 100 µm), peu déformé (très faible extinction roulante) et limpide. Il ne contient que très peu d'inclusions (fluides ou solides) par rapport aux autres quartz, et de ce fait se caractérise par une réflectance supérieure. Il peut aussi montrer un habitus fibreux lorsqu'il remplit des

fractures dans la löllingite, la direction des fibres est sub-perpendiculaire à la direction des épontes (Fig. 174A). Lorsque le quartz Qz3 remplit totalement les petites fractures il se trouve sous une forme xénomorphe (Fig. 174C, D). Ces caractéristiques indiquent une fracturation cassante responsable de la mise en place de la paragenèse à bismuth, tellure et or.

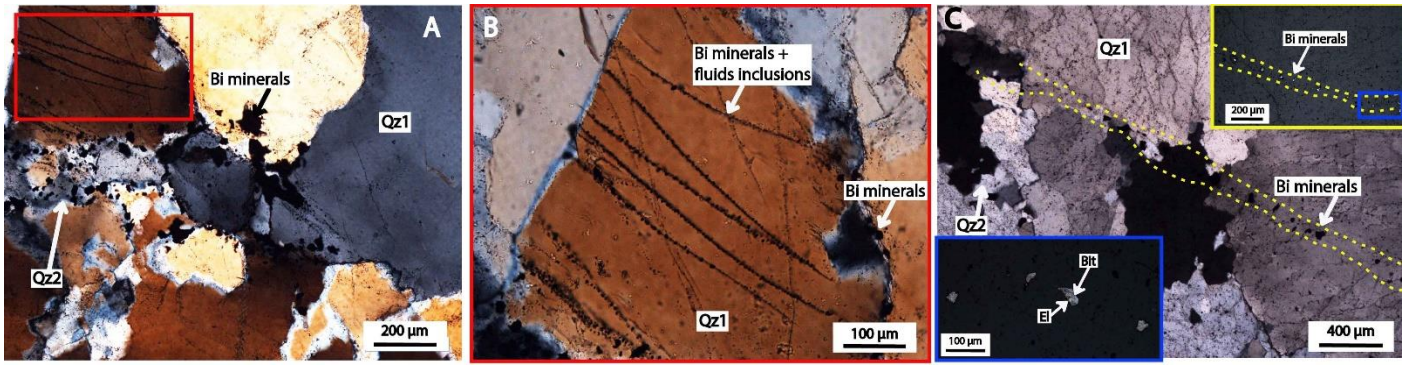


Figure 173 : A) Quartz précoce Qz1 avec bordures crénelées, et quartz néoformé par processus de recristallisation dynamique (Qz2) contenant des inclusions de minéraux de bismuth piégés entre les joints de grains, Scoufour. B) Zoom sur un cristal de quartz précoce (Qz1) recoupé par des micro-fractures composées d'inclusions de minéraux de bismuth et de bandes d'inclusions fluides. C) Quartz précoce (Qz1) déformé avec des bordures golfées et crénelées indiquant des processus de recristallisation dynamique associés à la mise en place de quartz néoformé (Qz2). Le quartz Qz2 est recoupé par une microfracture remplit de quartz moins riche en inclusions fluides (plus luminescent) contenant des inclusions de bismuthinite (Bit) avec de l'électrum (El), Scoufour.

Par ordre d'importance, la bismuthinite et le bismuth natif sont les minéraux dominants de ce stade. L'hedleyite (Bi_7Te_3) et la phase porteuse du tellure, elle montre une forme xénomorphe en association avec le bismuth natif et la bismuthinite (Bi_2S_3 ; Fig. 174). Le bismuth natif est fréquemment présent en plage ovoïde inclus ou entouré par la bismuthinite (Fig. 174 et Fig. 175). Il est aussi observé en inclusions de quelques microns alignées le long des plans de clivage de la löllingite, dans l'arsénopyrite ou le long de leurs bordures (Fig. 176A, B). Des minéraux en traces contenant de l'antimoine comme la tétraédrite ainsi que des sulfures de bismuth et d'antimoine proches de la composition de l'horobetsuite ($(Bi,Sb)_2S_3$) ont été identifiés au MEB (Fig. 175), ils sont inclus dans les plages d'hedleyite, et complètent cette paragenèse.

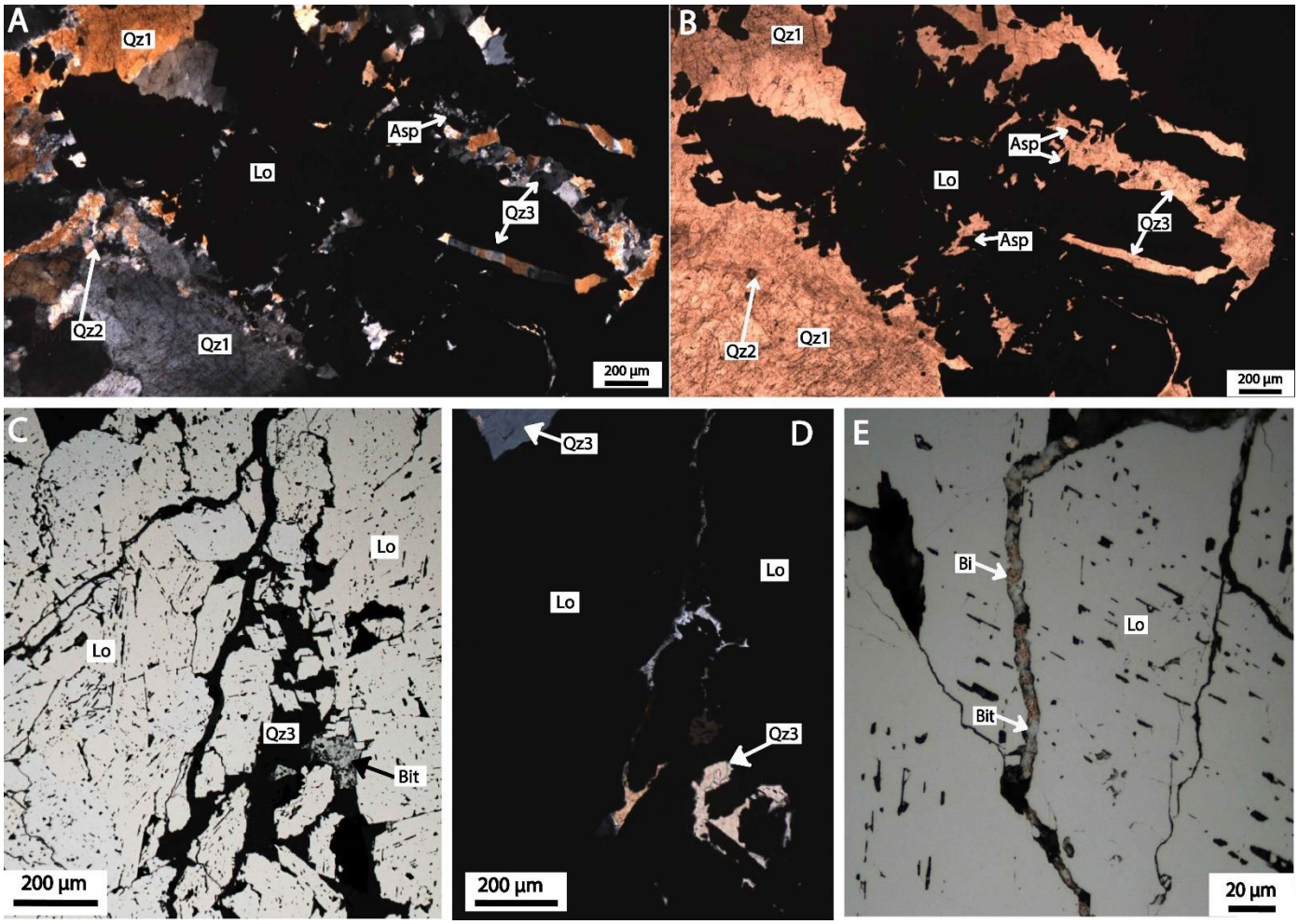


Figure 174 : A) Quartz précoce Qz1 déformé avec quartz néoformé (Qz2) et amas de löllingite (Lo) avec surcroissances de cristaux d'arsénopyrite (Asp) fracturés par un quartz à habitus fibreux et hyalin (Qz3) possédant une réflectance supérieure au quartz Qz1 et Qz2, Scoufour. B) Même photo que la précédente observée en lumière transmise, polarisée non analysée. C) Amas de löllingite (Lo) intenséments fracturés et cimentés par le quartz hyalin (Qz3) contenant de la bismuthinite (Bit), Bonnac, Filon de la Rode. D) Même photo que la précédente observée en lumière transmise, polarisée et analysée. E) Löllingite (Lo) recoupée par une fracture à bismuth natif (Bi) et bismuthinite (Bit), Bonnac, filon Androl.

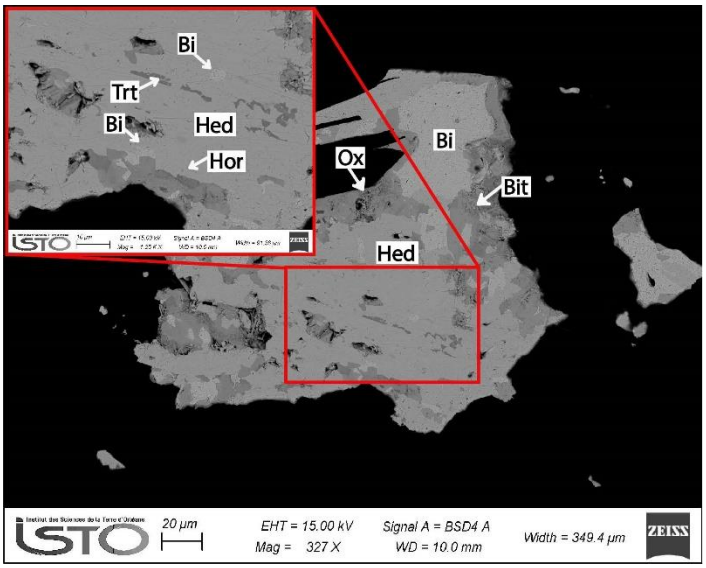


Figure 175 : Cliché MEB (électron rétrodiffusé) illustrant la complexité de la paragenèse à bismuth tellure or du stade 3. Des plages de bismuth natif (Bi) en forme arrondie en contact avec de la bismuthinite (Bit) sont en inclusion dans une plage d'hedleyite (Hed).

Elle porte aussi des minéraux traces comme la tétraédrite (Ttr) et l'horobetsuite (Hor). Des oxydes indéterminés sont aussi présents (Ox). Scoufour.

Habitus et place de l'or dans la paragénèse

Les grains d'or ont été fréquemment observés dans les lames aussi bien dans les filons de Bonnac qu'à Scoufour. Ils sont de petite taille comprise entre 1 µm et 50 µm pour les plus importants. Ils possèdent une composition d'électrum et sont majoritairement en association intime avec les minéraux de bismuth. Les grains d'or se présentent la plupart du temps en inclusions xénomorphes à bordures nettes dans le bismuth natif ou la bismuthinite qui fracturent les minéraux des paragenèse antérieures comme la löllingite, la wolframite ou l'arsénopyrite (Fig. 176A, B, C, E). L'or est rarement observé en grain isolé dans le quartz ou seul en remplissage de fracture de la löllingite (Fig. 176D). Les grains de grande taille (entre 50 et 100 µm) sont rares et ont surtout été observés dans la chalcopyrite qui bréchifie et cimente l'arsénopyrite, et semblent légèrement postérieur aux dépôts de bismuth natif, bismuthinite (Fig. 177). De la sphalérite et de la tétraédrite ainsi que de rares plages de galène sont aussi synchrones du dépôt de chalcopyrite et de la cristallisation d'un quartz automorphe à habitus pyramidé (Qz4), non déformé, dans la chalcopyrite (Fig. 177B). Cette paragenèse à métaux de base associée à la venue aurifère ainsi que les caractéristiques du quartz Qz4 suggèrent un dépôt dans un environnement cassant. La présence rare de maldonite (Au_2Bi) de quelques microns a été identifiée au MEB, elle est aussi en liaison étroite avec le bismuth natif (Annexe 15).

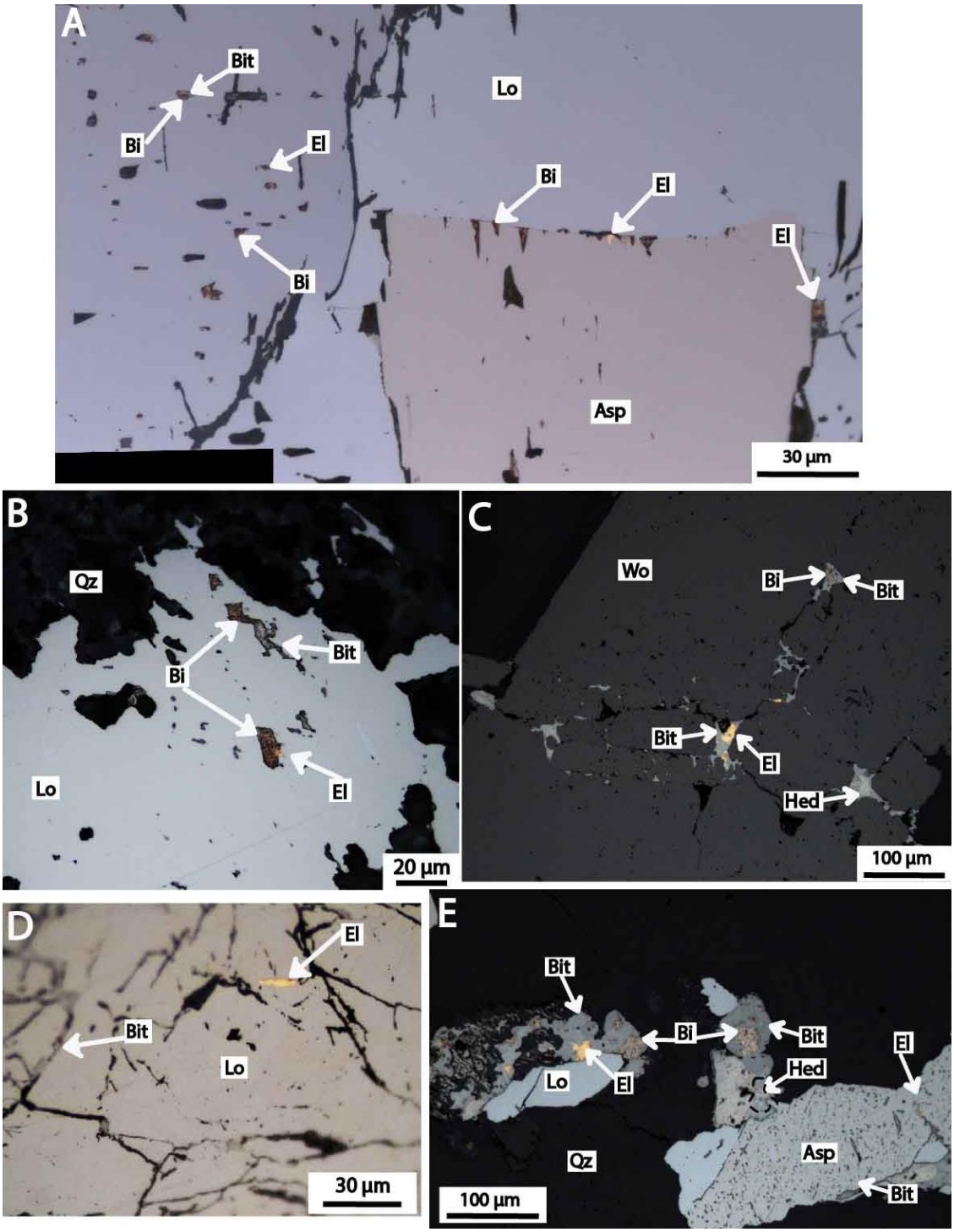


Figure 176 : A) Inclusions de bismuth natif (Bi), bismuthinite (Bit) et d'électrum (El) dans la löllingite (Lo) et l'arsénopyrite (Asp). Il est à noter que la fréquence des inclusions d'or peut être importante. Bonnac, filon Costillon. B) Löllingite (Lo) avec inclusions de bismuth natif (Bi) et bismuthinite (Bit) et d'électrum (El). L'électrum se trouve également dans les inclusions de bismuth natif. Scoufour. C) Wolframite (Wo) fracturée et comblée par la bismuthinite (Bit), l'électrum (El), l'hedleyite (Hed) et le bismuth natif (Bi), Scoufour. D) löllingite (Lo) fracturée et remplie par la bismuthinite (Bit) et l'électrum (El), Bonnac filon Costillon. E) Löllingite résiduelle (lo) corrodée et fracturée par l'arsénopyrite (Asp), elle-même refracturée et cimentée par le bismuth natif (Bi) entouré de bismuthinite (Bit), avec inclusions d'hedleyite (Hed) et d'électrum (El), Scoufour.

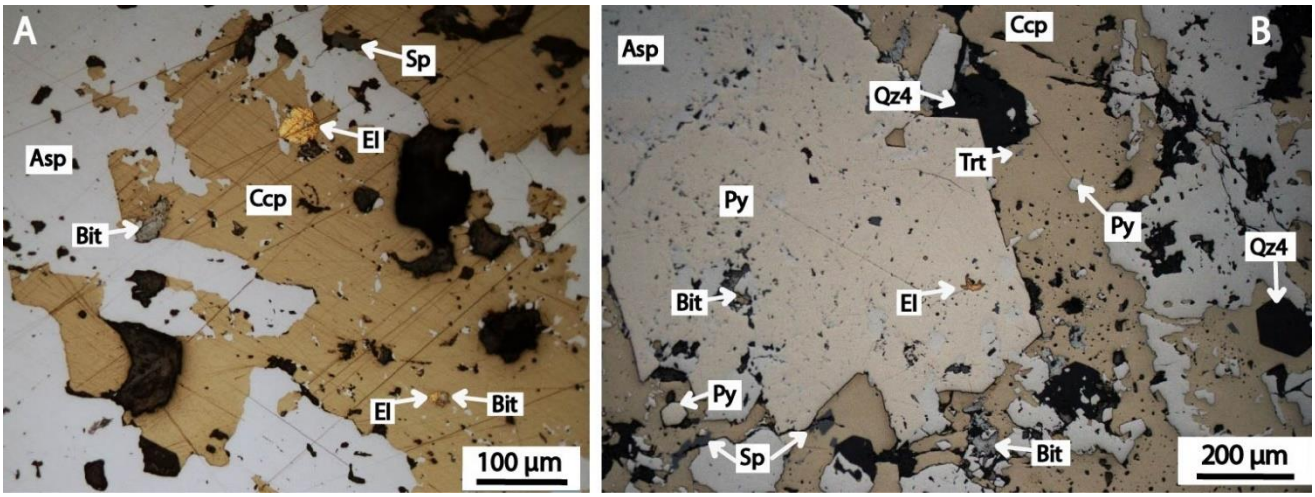


Figure 177 : A) Arsénopyrite fracturé et cimenté massivement par la chalcopyrite (Ccp) avec inclusions de bismuthinite (Bit), sphalérite (Sp) et d'électrum (El). Il est à noter la présence de clastes anguleux d'arsénopyrite dans la chalcopyrite, Scoufour. B) Arsénopyrite (Asp) intensément fracturée avec lambeaux inclus dans la pyrite (Py). La chalcopyrite (Ccp) recoupe l'ensemble et montre des inclusions de bismuthinite (Bit) de sphalérite (Sp) tétraédrite (Trt). De l'électrum (El) est observé dans un cristal de pyrite (Py). Un quartz automorphe et pyramidé (Qz4) est inclus dans la chalcopyrite. Scoufour.

6.3.3. Composition géochimique comparative des sulfures

Les arsénopyrites

106 analyses microsondes ont été effectuées sur les arsénopyrites du district de Brioude-Massiac (Annexe 19), auxquelles ont été ajoutées 161 analyses tirées de la bibliographique (Bril, 1983 ; Sandras, 1988). L'ensemble des données a permis de caractériser la composition chimique des arsénopyrites des minéralisations à Sb(Au) des secteurs de Osfond, La Bessade, Marmaissat, Lubilhac, Rochebasse (Fig. 146) ainsi que de celles présentes dans le stade 2 des minéralisations à W-As-Au de Bonnac (filon Androl), Vèze et Bosberty (Fig. 146). Les éléments comme le Ni, Co et sont absents de leurs compositions chimiques, l'or n'a été mesuré que dans 2 analyses à Rochebasse (Sandras, 1988).

La composition chimique des arsénopyrites des minéralisations à Sb(Au) montre une grande unicité (Fig. 178) avec des teneurs en arsenic qui fluctuent entre 39,80 et 45,38 % (% poids) et des teneurs en antimoine variables entre 0 et 3,31 %. La substitution classique entre le fer et l'arsenic est observée (Fig. 178A). L'antimoine semble s'incorporer dans les arsénopyrites par substitution avec l'arsenic (Fig. 178B), et confirme les observations de Sandras (1988). Les caractéristiques chimiques principales de ces arsénopyrites sont résumées dans le tableau 14. Les températures de formation des arsénopyrites du stade 1 des minéralisations à Sb(Au) (Table.14) ont pu être estimées grâce à leurs teneurs en arsenic, d'après le diagramme de Kretschmar et Scott (1976), en faisant l'hypothèse que l'arsénopyrite est en équilibre avec la pyrite. La température estimée de formation est très variable entre < 300 °C jusqu'à 410 °C (Table.14). Ces données ont été

comparées avec celles obtenues par étude microthermométrique sur les inclusions fluides au même stade dans la paragenèse (Bril, 1982). Cette méthode plus robuste donne des températures de piégeage de la minéralisation comprises entre 260 et 350°C, situées dans l'intervalle de valeurs obtenues par le géothermomètre de Kretschmar et Scott (1976) confirme ce résultat.

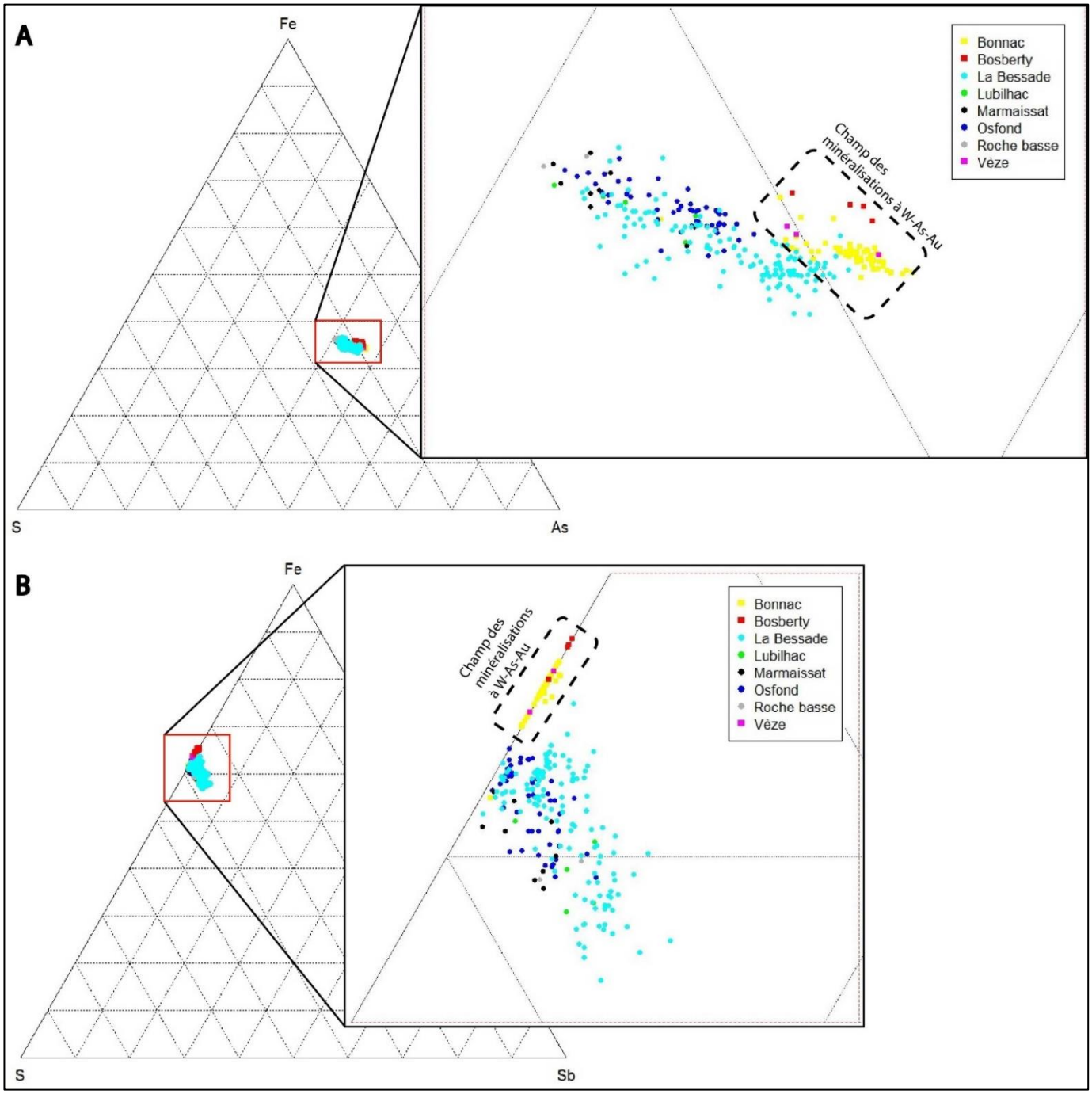


Figure 178 : A) Composition des arsénopyrites de quelques minéralisations à Sb(Au) et à W-As-Au dans le diagramme ternaire S-Fe-As. B) Composition des arsénopyrites de quelques minéralisations à Sb(Au) et à W-As-Au dans le diagramme ternaire S-Fe-Sb. Les teneurs sont en % poids. Analyses des arsénopyrites de la Bessade, Marmaissat, Lubilhac d'après Sandras (1988) ; Roche basse, Bosberty, Vèze d'après Brill (1983). Celles de Bonnac et Osfond proviennent de ces travaux.

La composition chimique des arsénopyrites des minéralisations à W-As-Au montre des compostions très différentes par rapport aux précédentes (Fig. 178 et Table. 14). Les teneurs en arsenic y sont plus importantes,

comprises entre 42,76 et 46,79 % (% poids) avec des teneurs en antimoine inférieures à la limite de détection (Table.14). Les arsénopyrites riches en antimoine sont donc uniquement des marqueurs des minéralisations à antimoine. Les estimations de température réalisées d'après le diagramme de Kretschmar et Scott (1976) sont dans la même gamme de valeur que celles déduites des mesures des inclusions fluides (Table.14). Elles se sont formées à plus haute température que celles des minéralisations à Sb(Au), entre 350 et 430 °C.

Samples	Number of analysis	S (W%)	Std	Fe	Std	As	Std	Sb	Std	Au	Std	Total	As (at%)	Std	T (°C) Kretschmar and Scott, 1976	Trapping temperature (°C) estimated after fluids inclusions study (Bril, 1982)
Asp from Bonnac W-As-Au veins (data from this study and Bril, 1983)	60	19.30	0.50	34.40	0.32	45.70	0.68	0.01	0.03	bdl		99.41	33.4	0.66	**430°C**	**> 350°C**
Asp from Vèze W-As-Au veins (data from Bril, 1983)	3	19.74	0.63	34.87	0.26	45.39	0.89	bdl		bdl		100	32.8	0.87	**380°C**	**> 350°C**
Asp from Bosberty W-As-Au veins (data from Bril, 1983)	4	19.10	0.46	35.43	0.19	45.47	0.63	bdl		bdl		100	33.0	0.61	**400°C**	**> 350°C**
Asp from Marmaissat Sb veins (data from Bril, 1983)	9	22.17	0.77	35.08	0.94	41.09	0.62	0.85	0.52	bdl		99.19	29.3	0.85	**300-320°C**	**260 from 350 °C**
Asp from Rochebasse Sb veins (data from Bril, 1983)	2	22.45	0.67	35.48	0.14	40.03	0.08	1.52	0.26	0.52	0.47	100	28.4	0.33	**< 300°C**	**260 from 350 °C**
Asp from La Bessade Sb veins (data from this study and Sandras, 1989)	133	20.74	0.80	33.98	0.59	43.25	1.56	1.15	0.80	bdl		99.12	31.4	1.30	**410°C**	**260 from 350 °C**
Asp from Lubilhac Sb veins (data from Sandras, 1989)	5	21.50	0.65	34.17	0.33	40.83	1.13	1.56	0.60	bdl		98.06	29.6	1.01	**310-330°C**	**260 from 350 °C**
(data from this study and Bril, 1983)	51	21.51	0.50	35.10	0.35	42.57	1.03	0.68	0.50	bdl		99.86	30.3	0.85	**360°C**	**260 from 350 °C**

dbl = below detection limit Std = standard deviation

Tableau : 14 Compilation des résultats microsondes obtenus sur les arsénopyrites du stade précoce (stade 1) pour les minéralisations à Sb(Au) et du stade 2 des minéralisations à W-As-Au avec calcul du géothermomètre de l'arsénopyrite (Kretschmar et Scott, 1976) et comparaison avec les données de microthermométrie des inclusions fluides du même stade (Bril, 1982).

Pour les 2 types de minéralisation, il semble d'après les données microsondes que les arsénopyrites ne soient par aurifères. Les 2 analyses ayant données des teneurs supérieures au seuil de détection ont été réalisées à proximité de grains d'or qui ont pu contaminer l'analyse (Sandras, 1988). Des analyses LA-ICP-MS ont été réalisées sur ces minéralisations pour doser l'or dans les arsénopyrites, mais les résultats n'ont pas pu être exploitables.

Les pyrites

Les pyrites de la minéralisation à W-As-Au de Bonnac (filon Androl) ont été analysées et les résultats ont été comparés à ceux obtenus sur plusieurs minéralisations à Sb(Au) du district (Marmaissat, Lubilhac, la Bessade, Liserte, Osfond et Ouche). Les 36 analyses réalisées (Annexe 19) ont été complétées par les données de Sandras (1988) que l'auteur a effectué sur Marmaissat, la Liserte et Lubilhac.

Les compositions des pyrites analysées et provenant des différentes minéralisations à Sb(Au) sont très similaires entre elles. Ce sont pyrites arséniées avec des teneurs en arsenic entre 0,1 et 3,16 % (Fig. 179). Les teneurs en fer sont comprises entre 44,66 et 46,96 %. Celles des minéralisations à W-As-Au ont une

composition distincte des précédentes (Fig. 179), ce sont des pyrites non arséniées avec des teneurs en fer importantes autour de 60 %.

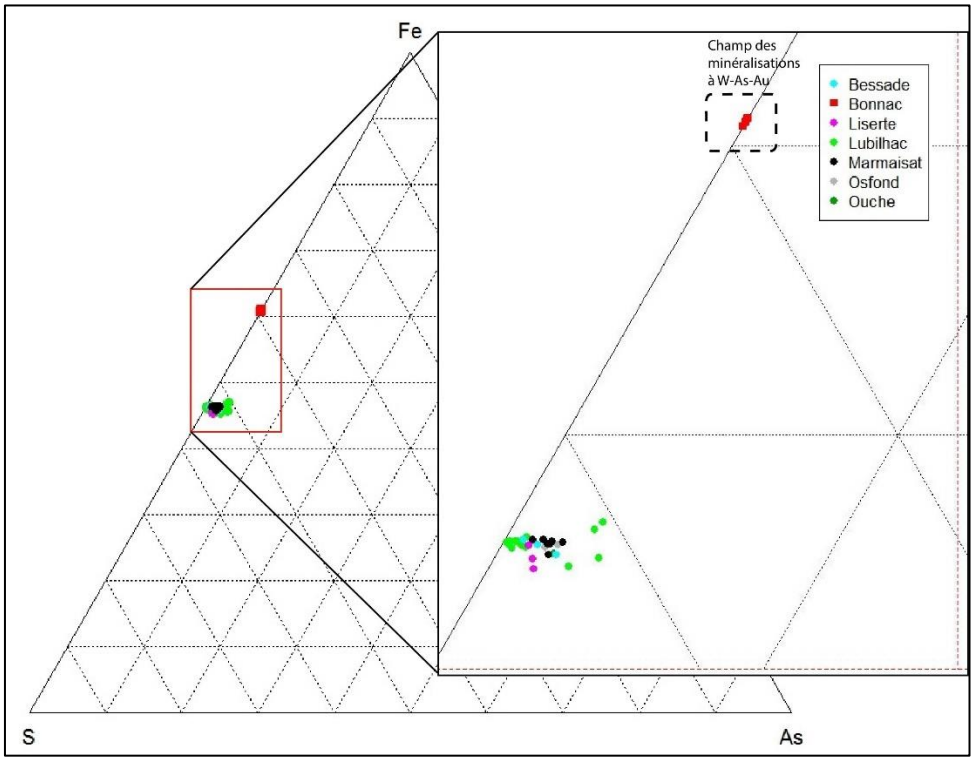


Figure 179 : Composition des pyrites de quelques minéralisations à Sb(Au) et à W-As-Au dans le diagramme ternaire S-Fe-As. Les données provenant de la Liserte (proche Bessade) ont été acquises par Sandras (1988). Celles de Marmaissat et Lubilhac ont été acquises lors de cette étude mais aussi des données de Sandras (1988).

Composition des grains d'or

Les analyses microsondes effectuées sur les grains d'or localisés dans les stibines provenant d'anciennes berthiérites déstabilisées confirment la grande pureté des grains d'or natif (Table.15). Les analyses ne bouclent pas en 100 % en raison de la petite taille des grains d'or. En complément 10 analyses microsondes ont été réalisées sur les grains d'or de Scoufour associés aux minéraux de bismuth et à la chalcopyrite, la composition en argent est variable avec une moyenne autour de 16,7 % poids ce qui indique que l'or se présente sous forme d'électrum (Table.15). La variabilité de la teneur en argent n'a pas été jugée suffisante pour discriminer 2 générations de grains d'or différents au sein du stade 3.

Minéralisation	Echantillons	Nombre d'analyses	Ag (W%)	Std	Au	Std	Total	Pureté de l'or (Morisson et al., 1990)
Filon W-As-Au de Scoufour	Au associé aux minéraux de bismuth et à la chalcopyrite	10	16.7	5.70	82.60	6.92	99.30	832
Filon à Sb de Marmaissat	Au associé aux stibines provenant de la déstabilisation de berthiérite	6	0.46	0.18	92.40	2.67	92.86	995
Std = écart-type								

Tableau : 15 Compilation des résultats microsondes obtenues sur les grains d'or du stade à antimoine des filons à Sb(Au) (Marmaissat) et de ceux provenant du stade à bismuth des minéralisations à W-As-Au (Scoufour), avec calcul de l'indice de pureté des grains d'après, Morisson et al. (1990).

6.4. Résultats géochronologiques

6.4.1. Objectifs et méthodologie

Les apatites hydrothermales formées lors du stade précoce à wolframite (stade 1 ; Fig. 170 et Fig. 180) des minéralisations de Bonnac (filon Androl) et de Scoufour ont été examinées en lames mince et 15 cristaux ont été sélectionnés. L'objectif de l'étude étant d'apporter de nouvelles contraintes géochronologiques absolues sur l'âge de mise en place des minéralisations à W-As-Au de ce secteur afin d'affiner le modèle métallogénique de ce type de gisement et ses relations par rapport à la minéralisation à Sb(Au).

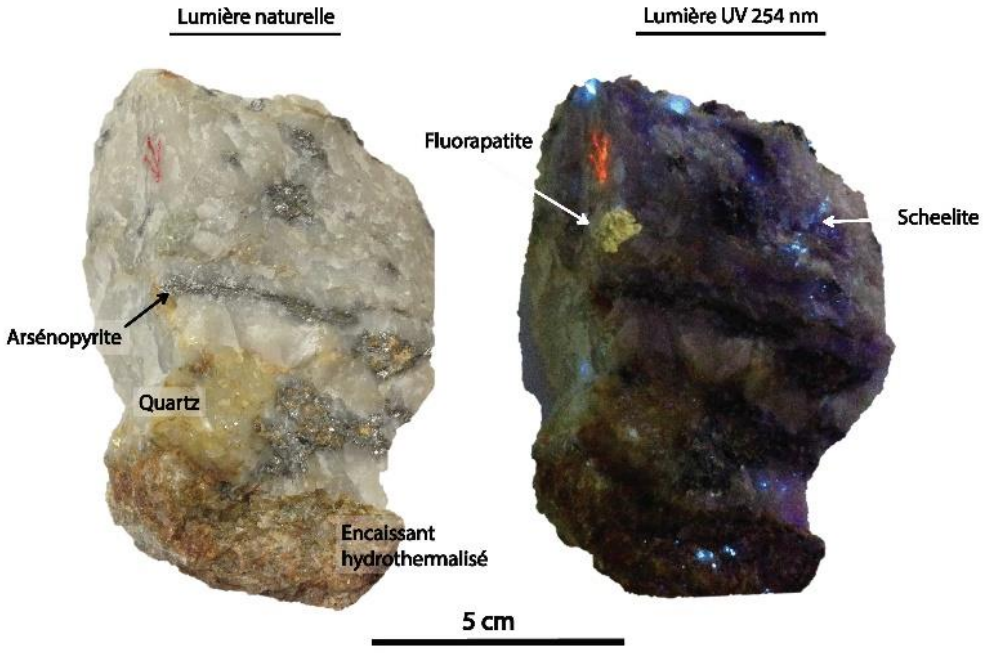


Figure 180 : Echantillon de quartz minéralisé en arsénopyrite et scheelite du filon Androl à Bonnac. Son observation sous lumière UV (254 nm) indique la présence de scheelite et d'apatites.

10 analyses microsonde ont été réalisées pour caractériser la nature de ces apatites qui montrent toutes des teneurs > 3 % en fluor ce qui indique que ce sont des fluorapatites. Le calcul des formules structurales précise des fluorapatites n'a pas pu être effectué car les analyses présentaient toutes des excès de fluor qui pourraient être dues à des problèmes de diffusion du fluor lors de l'ablation des échantillons (Stormer et al., 1993 ; Pyle et al., 2002). Les apatites sélectionnées pour la datation ont été observées en cathodoluminescence (MEB-CL Tescan). Elles n'ont pas montré de cœur hérité visible, seul des zonations de croissance ont été observées (Annexe 16).

La datation U-Pb sur ces apatites a été réalisée in-situ par la méthode LA-ICP-MS en collaboration avec Marc Poujol du laboratoire Géosciences Rennes. Un laser ESI NWR193UC excimer couplé à un ICP-MS quadripole Agilent 7700x et équipé d'un double système de pompage a été utilisé (Paquette et al., 2014). Les conditions expérimentales ainsi que le protocole suivi sont reportés en annexe 12. Des informations additionnelles sur le protocole utilisé pour la datation U-Pb des apatites peuvent être trouvées dans Pochon et al. (2016).

6.4.2. Résultats obtenus

Les résultats U-Pb obtenus ont été reportés dans le diagramme de Tera-Wasserburg (Fig. 181), les données analytiques sont disponibles en annexe 17. La droite de discordia n'a pas été contrainte par la composition isotopique en $^{207}Pb/^{206}Pb$ car aucune donnée n'est disponible dans ce secteur. Les données provenant des apatites de la minéralisation de Scoufour ont une composition en $^{207}Pb/^{206}Pb$ variable entre 0,1849 et 0,7010. Les données s'alignent sur une droite discordante, l'intercept inférieur de la droite donne un âge de 315,6 ± 2,8 Ma (MSWD = 3,7). Les données provenant des apatites de la minéralisation de Bonnac ont une composition en $^{207}Pb/^{206}Pb$ variable entre 0,1138 et 0,4747 qui s'aligne sur une droite discordante, l'intercept inférieur de la droite donne un âge de 323,4 ± 3,2 Ma (MSWD = 2,4). Comme il a été montré dans les parties précédentes que le contrôle structural et la minéralogie sont identiques pour les minéralisations de Bonnac et Scoufour, l'âge moyen de formation des minéralisations à W-As-Au est de 318,5 ± 2,3 Ma (MSWD = 4,1 ; Fig. 181).

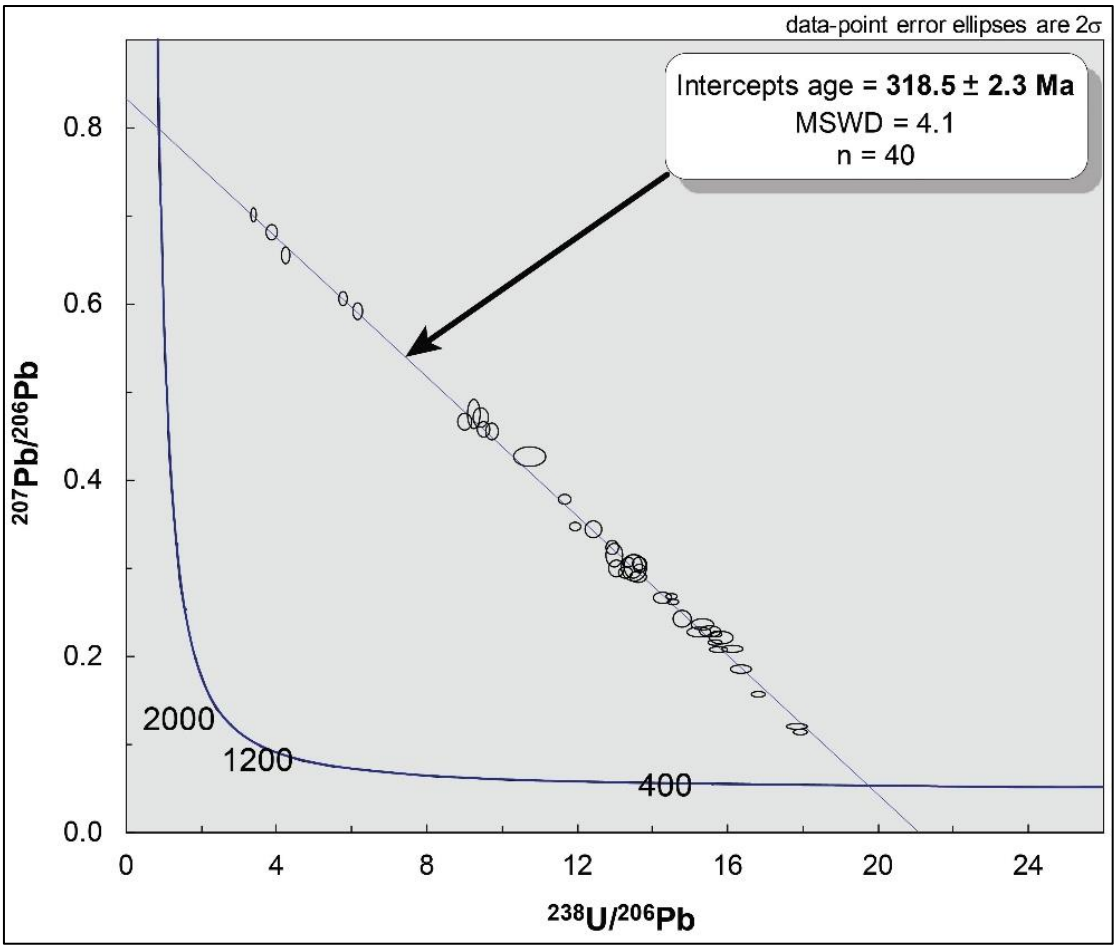


Figure 181 : Diagramme Concordia de Tera-Wasserburg obtenue sur les apatites hydrothermales des minéralisations de Bonnac-scoufour. n = nombre d'apatite analysée sur les échantillons provenant de Bonnac (Filon Androl) et de provenant de Scoufour.

6.5. Synthèse et discussion des résultats

6.5.1. Mécanismes de formation et évolution des minéralisations à antimoine-or

La mise en place des minéralisations à Sb(Au) du district de Brioude-Massiac a été contrainte sur 4 secteurs différents (Lubilhac, Ouche, Marmaissat, la Bessade, Fig. 146 pour localisation) et montre des caractéristiques très similaires. Elle est polyphasée et son évolution peut être divisée en 3 étapes successives, résumées dans la Figure 182. Chaque stade correspond à la formation d'une génération différente de quartz minéralisé. La bréchification tectonique de l'encaissant marque le début de la formation de la minéralisation. Elle est à l'origine de la création d'une porosité de fracture importante. Une première venue de quartz macrocristallin précoce (Qzp), observée seulement à Marmaissat est contemporaine d'un premier dépôt d'arsénopyrite. Un nouvel incrément dans la fracturation cassante amène à la cristallisation important (stade

1) de quartz microcristallin (Qz1- Fig. 182) qui colmate les vides créés précédemment. Il est synchrone du dépôt de l'assemblage à arsénopyrite dominant et pyrite arséniée légèrement postérieur. La température de dépôt de ce stade est moyenne, entre 260 et 350°C (inclusions fluides et géothermomètre de l'arsénopyrite). Ce stade est suivi du dépôt d'un stade intermédiaire à métaux de base composé principalement de sphalérite et berthiérite (stade 2) incluses dans une nouvelle génération de quartz macrocristallin, pyramidé qui forme des textures en peignes (quartz Qz2) par croissance en épitaxie sur la génération précédente. Durant le dernier stade de formation (stade 3), la paragenèse antimonifère se met en place massivement, en remplissage des cavités ouvertes durant la cristallisation de Qz2. La mise en place de ce stade se fait à plus basse température entre 125 et 275°C par des fluides aqueux et de très faible salinité (température de fusion de la glace entre 0 et -0,8°C) qui sont caractéristiques de fluides météoriques (Bril, 1982). Elle est synchrone de la venue aurifère principale qui précipite sous la forme d'or natif (Marmaissat) et plus rarement (uniquement à la Bessade) sous forme de petits grains d'électrum dans la tétraédrite. Le comportement de l'antimoine ici est grandement similaire aux minéralisations du Massif armoricain. Ce métal est introduit de manière précoce dans la minéralisation sous forme d'arsénopyrite riche en antimoine sans pour autant qu'il y soit exprimé minéralogiquement avant le dernier stade de formation.

L'or ne semble ici pas avoir été préconcentré durant la phase précoce (stade 1) car les arsénopyrites ne semblent pas aurifères. Les analyses multi-éléments sur roche totales réalisées par Sandras (1988) montrent une forte corrélation entre les teneurs en arsenic et en or dans ces minéralisations qui pourrait traduire la présence d'or invisible dans les arsénopyrites, comme dans le district de la Bellière (chapitre 4). Des analyses LA-ICP-MS s'avèrent être nécessaires pour confirmer cette caractéristique.

L'or s'exprime minéralogiquement dans le dernier stade de formation de la minéralisation. Dans la totalité des cas, il est cogénétique des stibines formées par déstabilisation d'anciennes berthiérites. Les textures très dendritiques de l'or, sa grande pureté et son association avec l'aurostibite et l'antimoine natif sont des arguments en faveur de processus de remobilisation lors de la transformation berthiérite-stibine plutôt que d'une précipitation de fluides saturés en or. Dans ce schéma l'or pourrait se trouver préconcentré dans le réseau cristallin des berthiérites déstabilisées du stade 2. Cette hypothèse a été proposée par Picot et Marcoux. (1987), elle semble être la plus adaptée pour expliquer les fortes teneurs en or dans ces minéralisations. Des analyses ponctuelles LA-ICP-MS des teneurs en or dans les berthiérites ont été réalisées pour tenter de vérifier cette hypothèse, malheureusement la trop grande variabilité des résultats associés à de très probables pollutions du signal par la présence de micros grains d'or invisible au microscope n'ont pas permis de préciser cette hypothèse. Ces phénomènes de reconcentration de l'or associés à la transformation berthiérite-stibine ont été pour la première fois investiguer avec des méthodes actuelles dans cette étude et ce mécanisme semble être très important pour expliquer la forte présence d'or visible dans le district. De plus nombreuses analyses seraient nécessaires pour confirmer ce résultat.

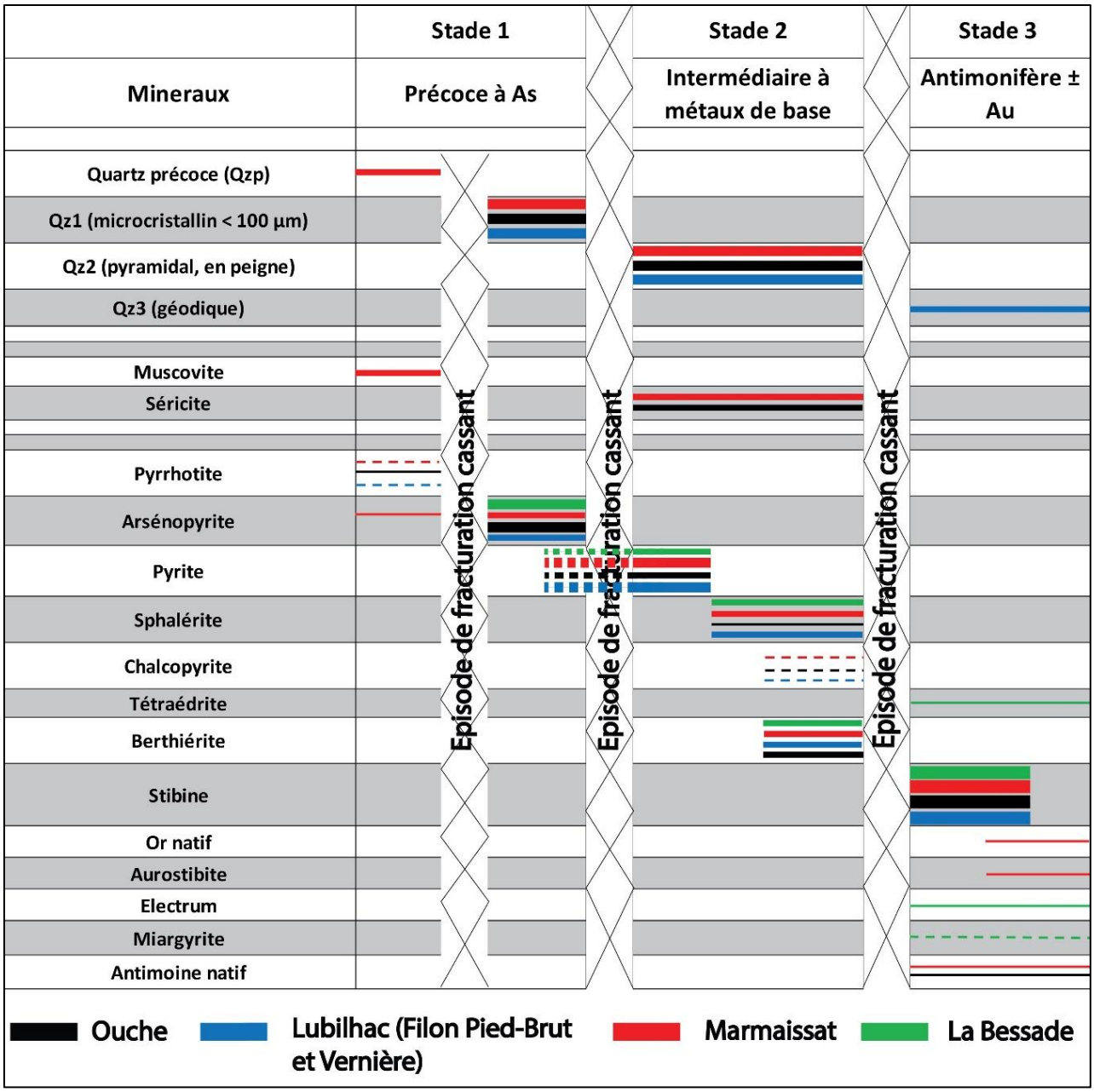


Figure 182 : Succession paragénétique de la minéralisation à Sb(Au) des principales minéralisations du district de Brioude-Massiac (Fig. 146 pour la localisation des minéralisations).

Les textures de cristallisation, des différentes générations de quartz sont similaires à celles observées dans le Massif armoricain ainsi que dans les gisements filoniens de type épithermal formés dans des niveaux très superficiels de la croute (e.g. Dowling and Morison, 1988 ; White and Hedenquist, 1990 ; Dong et al., 1995 ; Kontak et al., 1996 ; Simmons et al. 2005 ; Chauvet et al. 2006 ; Shimizu 2014). Cela suggère que la minéralisation à Sb(Au) de Brioude-Massiac se dépose proche de la surface, dans les 5 premiers kilomètres de la croute ce qui est confirmé par les déformations cassantes qui contrôlent sa mise en place (aucune évidence de déformation ductile/cassante ou ductile), en régime de pression hydrostatique. Les caractéristiques

précédentes sont en faveur d'un processus de formation par remplissage d'ouverture successif, ou encroutement (Jébrak, 1992 ; Gaboury et Daigneault, 2000), qui pourrait se former grâce à un mécanisme de type « suction pump » (Sibson, 1987). Ici aussi, la mise en place du quartz microcristallin au stade 2 est interprétée comme le résultat de la cristallisation d'un gel de silice durant une rapide chute de pression (Bouchot, 1994) ce qui est cohérent avec le mécanisme de formation proposé. Les habitus du quartz macrocristallin, pyramidé Qz2 résultent eux d'une croissance lente contrôlée par le colmatage progressif de la zone de faille.

6.5.2. Mécanismes de formation et évolution des minéralisations à tungstène-arsenic-or

La mise en place de la minéralisation à W-As-Au de Bonnac-Scoufour est-elle aussi polyphasée et son évolution peut être divisée en 3 étapes successives, résumées dans la Figure 183. Chaque stade correspond à la mise en place d'une génération différente de quartz minéralisé. La première étape (stade 1 ; Fig. 183) débute par le remplissage massif de la structure par un quartz précoce macrocristallin (Qz1) présentant des déformations faibles contemporaines du dépôt abondant d'un assemblage de haute température à wolframite et löllingite. Ensuite un épisode de déformation ductile/cassant marque le début du stade 2 (Fig. 183) et affecte l'assemblage du stade 1 de manière hétérogène. Il provoque la recristallisation dynamique du quartz précoce et la néoformation du quartz (Qz2) de plus petite taille et le dépôt syntectonique de scheelite par pseudomorphe des wolframites, et de l'arsénopyrite autour de 350-450°C d'après, les textures de quartz observées, le géothermomètre des arsénopyrites, et les données d'inclusions fluides (Bril, 1982). Ces résultats suggèrent aussi une profondeur de formation élevée entre 13 et 8 km, attestée par le caractère ductile/cassant de la déformation enregistrée par la gangue de quartz. L'or ne semble pas être présent à ce stade. La transition vers le stade 3 (Fig. 183) correspond à un nouvel évènement de déformation en condition cassante marquée par la microfracturation de l'ensemble des assemblages précédents, contemporaine d'un remplissage de quartz limpide peu déformé pouvant avoir un habitus fibreux (Qz3) avec une direction de croissance des fibres sub-perpendiculaire aux épontes (Fig. 174A, B). Ce type de texture et la déformation cassante évoquent un mode de dépôt en « crack-and-seal » (Ramsay, 1980) conforté par l'observation fréquente de texture en rubanement parallèle aux épontes des arsénopyrites. Ce processus suggère une mise en place à plus faible profondeur (< 5 km à 7 km) que les stades antérieurs dans un environnement contrôlé par une pression hydrostatique (Ramay 1980 ; Cox, 1987 ; Cox et al., 1991). Ces caractéristiques pourraient aussi être considérées comme une conséquence d'un mécanisme de type « fault-valve » (Sibson et al., 1988 ; Cox et al., 1991 ; Cox, 1995 ; Robert et al., 1995 ; Gaboury and Daigneault, 2000 ; Sibson, 2001).

L'or se dépose pendant ce stade en association intime avec du bismuth natif, la bismuthinite et différents bismutho-tellurures et se présente aussi sous forme de maldonite. Un assemblage à métaux de base contemporain de la cristallisation d'un quartz géodique (Qz4) termine l'évolution de cette minéralisation.

La température de dépôt de la phase aurifère (stade 3) peut être déduite de l'assemblage paragénétique et plus particulièrement de l'association bismuth-natif bismuthinite (Barton et Skinner, 1979), elle est estimée entre 240 et 320°C (Fig. 184). De plus l'association bismuth natif-hedleyite existe seulement à des températures inférieures à 266°C (Dimitrova et Kerestedjian, 2006) ce qui permet de proposer une température de formation pour cette phase comprise entre 240 et 266°C. La diminution brutale de la pression et de la température au début du stade 3 semble associée à un rapide changement de profondeur allant du stade ductile/cassant au stade cassant (d'après le changement des déformations enregistrées par la gangue) qui provoque le dépôt de la paragenèse aurifère. Ce changement d'environnement pourrait être associé à des processus d'exhumation de la croûte continentale varisque reconnus dans le Massif central à cette période (Bouchot et al., 2005).

La relation spatiale entre cette minéralisation et les dykes de leucogranite du secteur est en accord avec la paragenèse particulière à W, Bi et Te d'affinité magmatique. La forte concentration de ces dykes est interprétée comme la partie sommitale d'un granite enfoui plus en profondeur, sous la zone de Scoufour (Périchaud, 1970 ; Sandras, 1988). A Bonnac les filons de quartz minéralisés associés aux dykes de leucogranite sont postérieurs à la mise en place de ces derniers. Mais la température élevée de formation de la paragenèse du stade 1 (350-500°C) ainsi que la déformation ductile/cassante du quartz Qz1 et le contrôle structural commun (mouvement normal) sont des arguments pour proposer une mise en place des filons minéralisés dans un continuum à l'évènement magmatique, et par extension un lien génétique avec ce magmatisme.

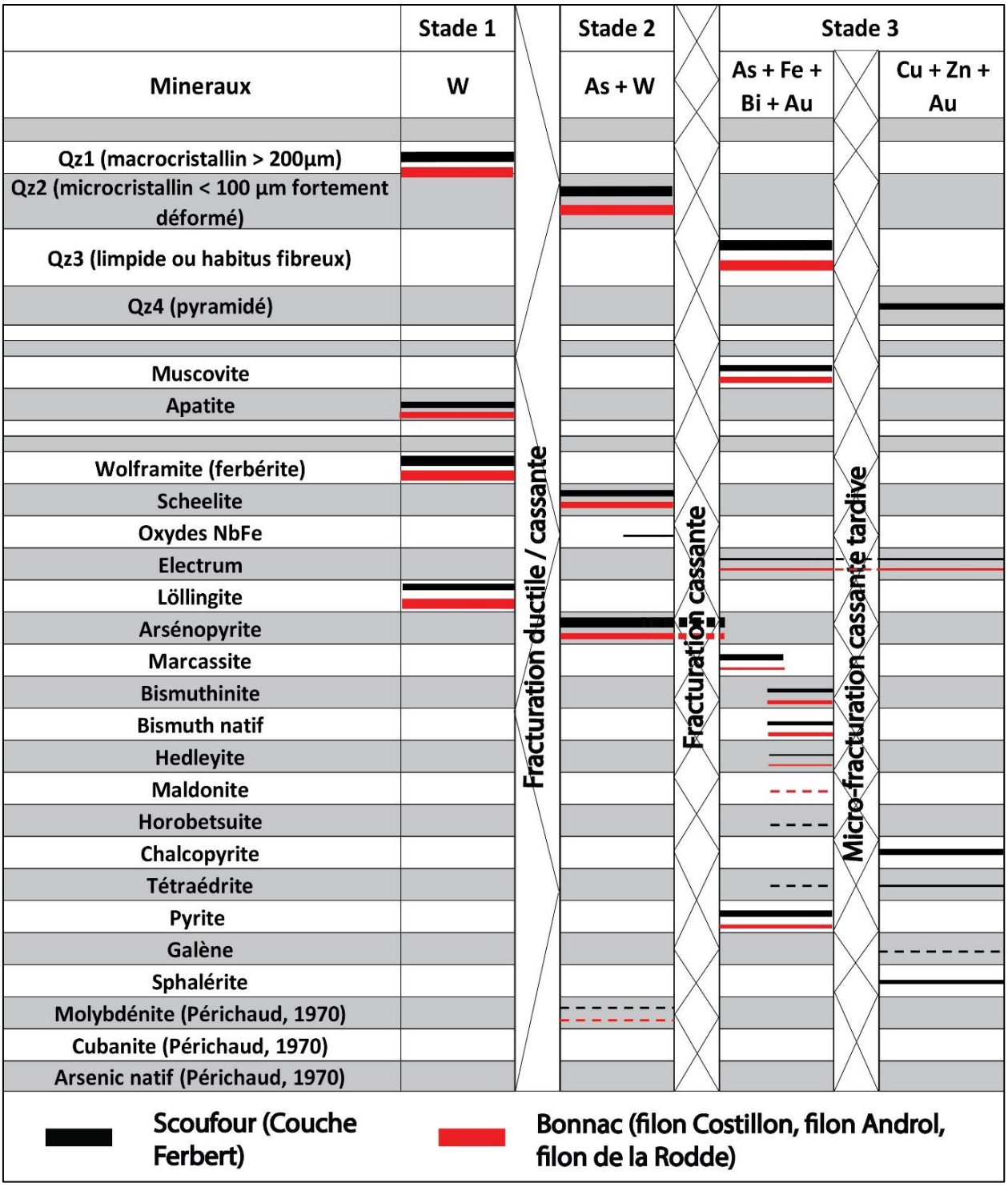


Figure 183 : Succession paragénétique de la minéralisation à W-As-Au du secteur de Bonnac-Scoufour.

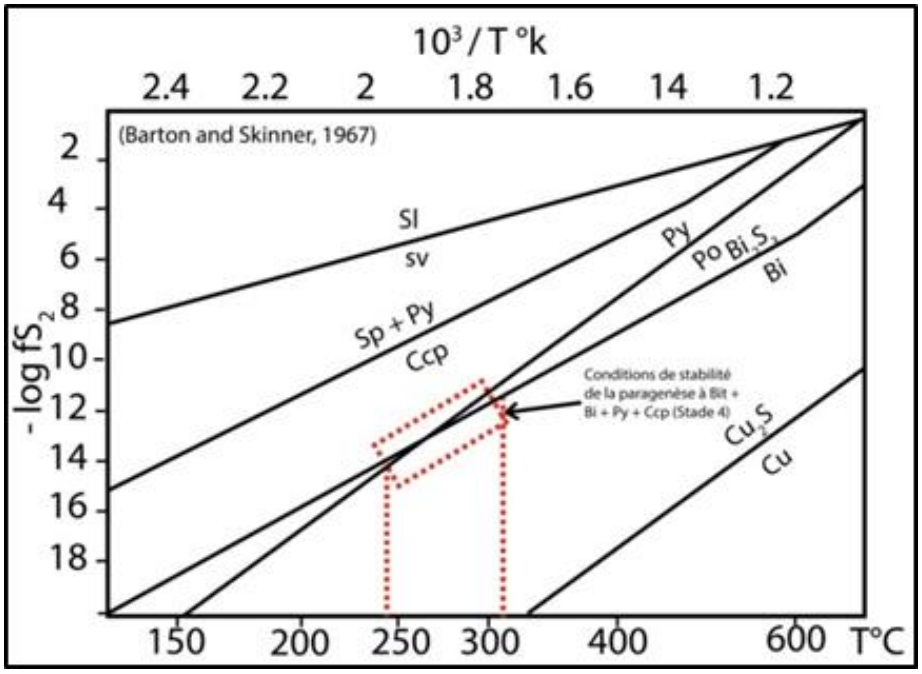


Figure 184 : Conditions de température et de la fugacité du soufre (fS_2) estimées pour l'assemblage à électrum, bismuth et bismuthinite du stade 3 (modifié d'après Barton et Skinner, 1979).

6.5.3. Contrôles structuraux et âges des minéralisations

Les minéralisations à W-As-Au de la zone de Bonnac-Scoufour ont une orientation proche des filons à Sb(Au) (N20-30°E et N60-70°E) mais un pendage différent, orienté vers le SE et plus faible entre 30-45° dans la zone de Bonnac. Dans la zone de Scoufour elles s'apparentent à des filons plats. La déformation visible et l'altération sont très restreintes autour des filons, peu de mouvement de rotation sont observés ce qui suggère une mise en place sous forme de fente de tension. Les dykes de leucogranite à andalousite sont recoupés par les filons à W-As-Au. L'analyse des tectoglyphes a révélé une mise en place en jeu normal pour les minéralisations sur l'ensemble du secteur, de plus les faciès minéralisés sont strictement identiques ce qui indique une formation durant un même évènement tectonique et hydrothermal. Les filons sont recoupés par un système de petites failles cassantes orientés N60°E à pendage subvertical vers le SE ou N25°E à pendage subvertical vers le NW à jeu décrochant sénestre (Fig. 185). La direction de leurs pitchs, leurs orientations, leurs pendages contraires ainsi que leurs remplissages identiques semblent cohérents avec un système de failles conjuguées qui pourrait être lié au fonctionnement du Sillon Houiller au Stéphanien (Faure et al., 2005). Ceci s'accorde avec un âge anté-Stéphanien pour la mise en place de la minéralisation à W-As-Au. L'ensemble des observations et la chronologie des évènements sont résumés dans la figure 185.

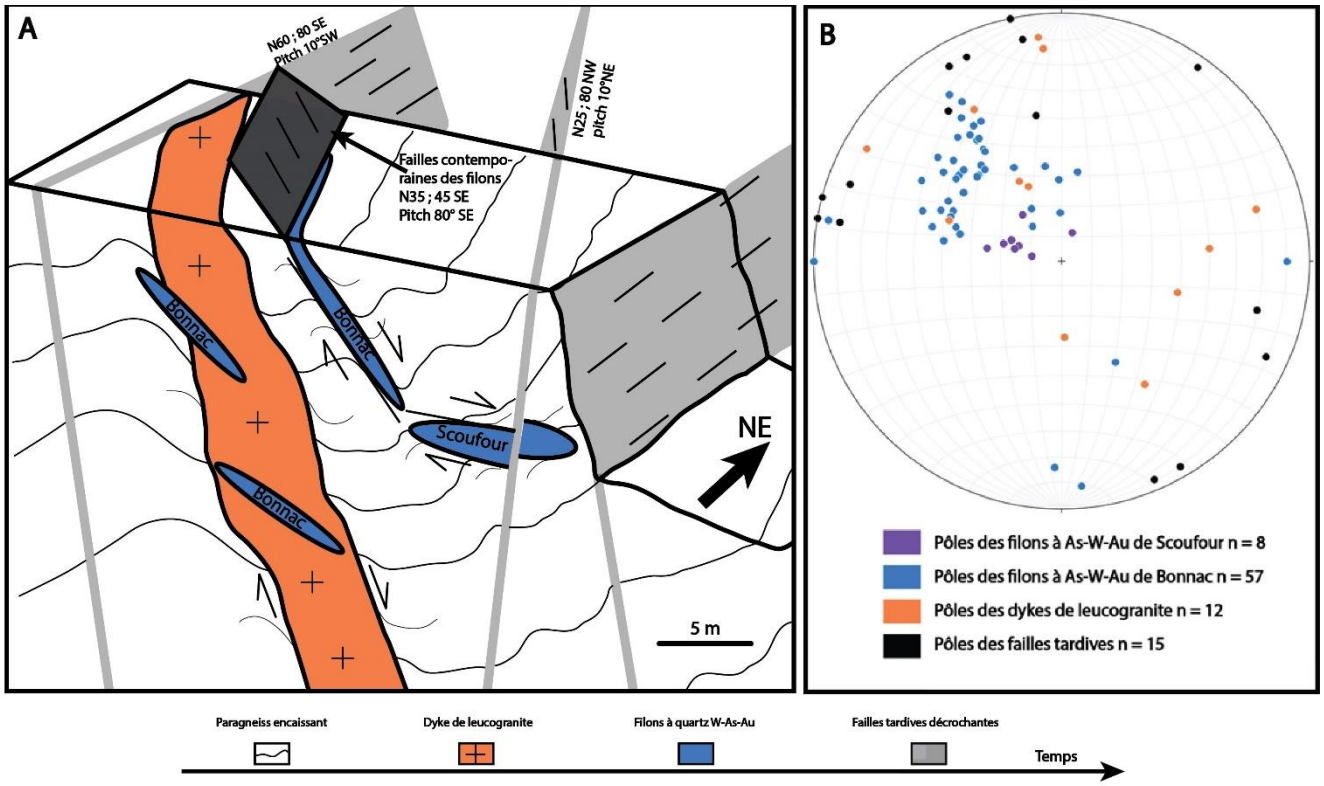


Figure 185 : A) Bloc 3D représentant les principales observations structurales réalisées sur les minéralisations de la zone de Bonnac-Scoufour avec les arguments de chronologie relative des différentes structures. B) Stéréogramme des pôles des plans des différentes structures faillées contemporaines de la minéralisation ou stériles mesurées dans le secteur de Bonnac-Scoufour.

Les données cinématiques portant sur l'orientation des stries des plans de faille associés aux filons minéralisés à W-As-Au de Bonnac-Scoufour ont permis d'estimer le meilleur tenseur des contraintes à l'origine de leur mise en place par la méthode de l'inversion optimisée (Delvaux et Sperner, 2003). Pour cette analyse, seulement les données de strie et de cinématique bien exprimées ont été retenues. Les résultats montrent que la population des structures contemporaines des minéralisations a une direction bien réglée (Fig. 185B) et qu'elle serait contrôlée par le tenseur des contraintes suivant : σ1 = 39°E/86°, σ2= 37°E/04° et un σ3=127°E/0° (Fig. 186). Ce dernier indique un régime tectonique extensif (σ1 vertical et σ3 horizontal) lors de la formation des minéralisations. La direction d'extension, ou d'étirement maximum NW-SE (X1 sur Fig. 187) déduite ici est compatible avec la direction d'étirement NW-SE de l'évènement tectonique et magmatique D4 (Faure et al., 2009) relié aux processus d'extension syn-orogénique daté entre 325 et 310 Ma dans l'ensemble du Massif central (Roig et al., 1996, 1998 ; Faure et al., 2005, 2009 ; Talbot et al.,2005a, 2005b ; Joly et al., 2007). Cet évènement est contemporain de la mise en place en contexte extensif de l'ensemble des granites à deux micas ou des monzogranites syn-tectoniques du Massif central.

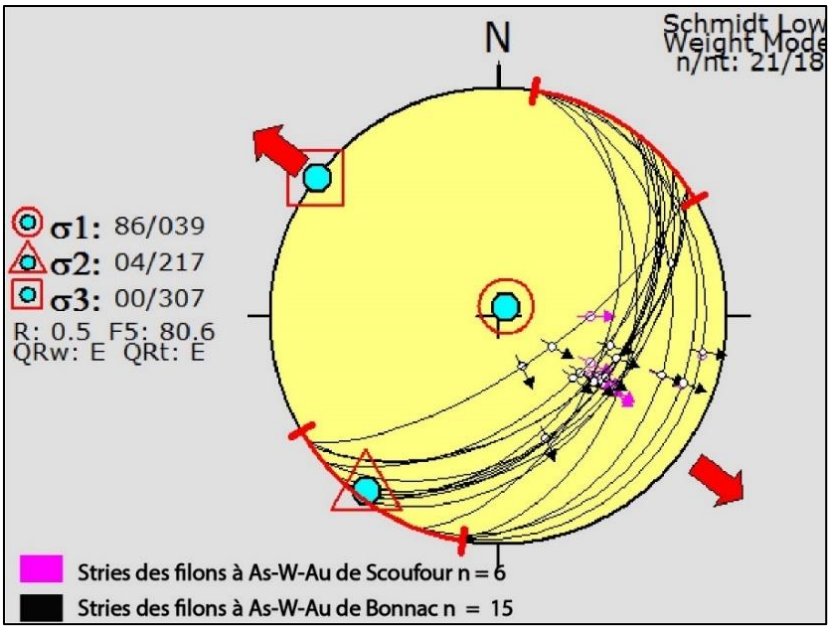


Figure 186 : Stéréogramme (hémisphère inférieur) des données d'orientation des stries mesurées sur les plans de faille associés aux filons à W-As-Au ainsi que les résultats du calcul du tenseur des contraintes effectué avec le logiciel Wintensor V5.8.2 (Delvaux et Sperner, 2003).

Les datations U-Pb, LA-ICP-MS sur apatite hydrothermale des minéralisations de Bonnac-Scoufour donnent un âge de formation de 318,5 ± 2,3 Ma qui confirme les interprétations structurales. L'évènement hydrothermal responsable de la mise en place des minéralisations à W-As-Au à Brioude-Massiac n'est donc pas d'âge Permien comme proposé par les différents auteurs (Périchaud, 1970 ; Bril et al., 1991) mais varisque et spatialement et temporellement relié à l'évènement tectonique magmatique d'extension syn-orogénique (phase D4). Les dykes de leucogranites à andalousite, étant aussi supposés d'âge Permien par les mêmes auteurs mais les arguments terrains ont montré qu'ils sont recoupés par la minéralisation à W-As-Au (Fig. 158 et Fig. 159) et pourraient de ce fait être rattachés au même évènement D4. Le leucogranite de Vieille-Brioude (Sud de Brioude, Fig. 187) possède les mêmes caractéristiques pétrographiques que ceux de Bonnac (Sandras, 1988) et a été daté à 322 ± 7 Ma (méthode de datation inconnue ; dans Bouchot et al., 1997). Cet âge est en accord avec ceux de la minéralisation à W-As-Au ce qui permet de proposer un âge général de mise en place du magmatisme leucogranitique autour de 325 Ma dans l'ensemble du secteur confirmant ainsi sa relation temporelle avec la minéralisation à W-As-Au.

Les minéralisations à antimoine se développent à l'intérieur de structures filoniennes dont la périphérie est occupée par un halo d'altération restreint. L'analyse des tectoglyphes a permis de définir une cinématique en faille normale prédominante sur les structures filoniennes de Lubilhac orientées N20-30°E ou N60-70°E à fort pendage vers le NW entre 60 et 85°, sur les minéralisations N20-30°E une composante secondaire décrochante semble aussi être associée, sans qu'il ait été possible d'en définir son importance. Des

composantes dextres, secondaires ont aussi été observées ou interprétées sur les structures filoniennes de la Bessade, au Fraisse et à Marmaissat (Fig. 146 et 187) par Sandras, (1988) et sont compatibles avec les observations de cette étude. Pour les structures filoniennes d'Ouche, orientées N90-100°E à pendage sub-vertical, une cinématique à composante principale décrochante sénestre a été observée. Les caractéristiques structurales et minéralogiques sont similaires entres les différents filons à Sb(Au) du secteur et indiquent qu'ils se mettent en place dans un contexte en extension, d'après les cinématiques en faille normale. Les données de stries et les cinématiques sont trop dispersées et peu nombreuses pour tenter une estimation du tenseur des contraintes robuste. Toutefois nous pouvons émettre l'hypothèse que leurs formations puissent être contrôlées par une direction maximale d'étirement orienté NNW-SSE (noté X2 Fig. 187), interprétée d'après l'orientation générale, les pendages et les cinématiques des structures filoniennes. Cette direction NNW-SSE est proche de celle associée à l'étirement NW-SE de l'évènement tectonique et magmatique D4 (Faure et al., 2009) relié aux processus d'extension syn-orogénique. Nous supposons donc ici que la mise en place des minéralisations à Sb(Au) de Brioude-Massiac apparaitrait tardivement durant la phase D4 entre 310 et 305Ma, postérieurement à la formation des minéralisations à W-As-Au. Il s'agirait de 2 incréments de cette phase tectonique D4. Le caractère plus superficiel et cassant de mise en place des minéralisations à Sb(Au), associé à des circulations tardives de fluides météoriques ainsi que le fait qu'ils soient sécants sur les dykes de leucogranite (secteur de Lubilhac) et sur les filons à W-As-Au (d'après les observations de Périchaud, 1970 sur la minéralisation de Anzat le Luguet) sont en accord avec cette hypothèse. Les minéralisations à Sb(Au) étant recoupées par les filons à fluorine, barytine et sulfolsels de Pb/Sb liasiques (Marcoux et Bril, 1986) elles ne peuvent être associées à des phénomènes tectoniques plus récents comme l'extension Oligocène.

L'étude du contrôle structural des minéralisations apporte aussi des contraintes sur la chronologie des évènements tectoniques régionaux avec un possible passage de l'évènement D4 vers l'évènement D5 d'extension tardi-orogénique d'axe NNE-SSW, responsable de formation des bassins intra-continentaux au Stéphanien (Faure et al., 2009) par rotation horaire des axes de la déformation finie X et Y (Fig. 187).

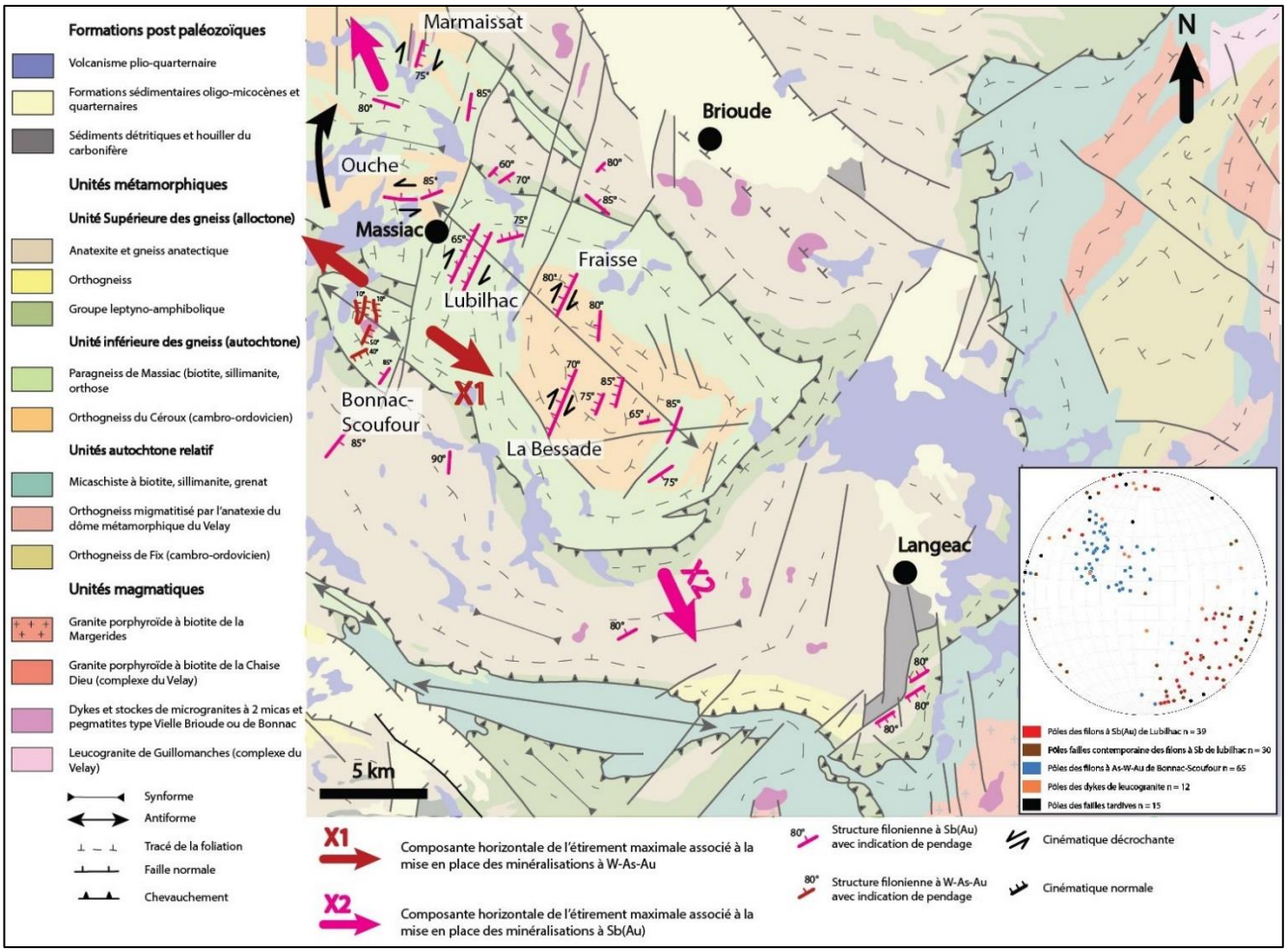


Figure 187 : Schéma structural interprétatif du district (modifié d'après De Gramont et al., 1990) avec orientations et cinématiques des structures filoniennes et direction des axes d'étirement maximum.

6.5.4. Proposition d'un modèle de mise en place des minéralisations à l'échelle du district

Les résultats de la caractérisation des minéralisations à Sb(Au) et W-As-Au du district exposés tout au long de ce chapitre ont montré de nombreuses différences dont les plus représentatives sont : leurs mécanismes et évolutions de mise en place notamment pendant le stade précoce, leurs contrôles structuraux (Fig. 187), les différences de composition chimique des minéraux et des fluides du stade précoce (riche en CH_4 et N_2 que pour celles à W-As-Au), ainsi que des processus génétiques avec une origine magmatique plus forte pour les minéralisations à W-As-Au. Des modifications au modèle de mise en place, en un seul évènement hydrothermal suggéré par les précédentes études (Périchaud,1970 ; Roger, 1971 ; Marcoux et Bril, 1986 ; Sandras, 1988 ; Bril et Beaufort, 1989 ; Bril et al., 1991) peuvent être apportées.

Nous proposons un modèle de formation en 2 évènements hydrothermaux distincts dans le temps qui se seraient formés à des périodes différentes de la phase tectonique D4 :

Evènement 1 : entre 322-315 Ma, au début de l'extensions syn-orogénique D4, mise en place des minéralisations à W-As-Au spatialement et temporellement proches du magmatisme à l'origine des leucogranites formés autour de 325 Ma, dans un système de transition magmatique-hydrothermale (Gloaguen, 2006). Les fluides hydrothermaux chauds (entre 500-350°C) auraient une forte composante d'origine magmatique ce qui semble attestée par la paragenèse à wolframite, löllingite, et minéraux de bismuth et tellure et renforcé par les analyses des isotopes du soufre (Bril, 1983). Ces minéralisations sont uniquement circonscrites autour des zones d'essaim de dykes ce qui suggère des mouvements de fluides peu étendus. Ce type de minéralisation est habituellement rattaché à l'évènement « Or 300 » (Bouchot et al., 2005). Nos données indiquent une formation antérieure et décorrélée de cet évènement suggérant plusieurs épisodes de formation de minéralisations aurifères à différentes époques dans l'évolution tardi-orogénique enregistrée dans le Massif central, ce qui semble en accord avec les résultats géochronologiques de Harlaux et al. (2018) obtenues sur les minéralisations à W-Sn du Massif central.

Evènement 2 : entre 310-305 Ma, mise en place des minéralisations à Sb(Au) déconnectées du magmatisme leucogranitique et formées dans les niveaux plus superficiels de la croute (< 5 km de profondeur) et à plus faible température (entre 350-150°C). Les fluides minéralisateurs pourraient avoir une forte composante métamorphique durant le stade précoce (à préciser) qui deviendrait plus météorique lors du dépôt de la stibine. Les minéralisations à Sb(Au) du district seraient associées à l'évènement « Or 300 » reconnu dans l'ensemble du Massif central et notamment dans des secteurs où le contexte géologique et très proche comme dans le Limousin (Marignac et Cuney, 1999 ; Bouchot et al., 2005).

Pour confirmer ce modèle, et surtout préciser le calage temporel de la minéralisation à Sb(Au) interprétée d'après l'étude structurale, des contraintes géochronologiques absolues seraient requises. En effet la région ayant subi d'importants évènements tectoniques postérieurs aux évènements varisques, notamment à l'Oligocène, il est possible que les structures aient pu être réactivées postérieurement à la formation de la minéralisation, provoquant une mauvaise interprétation des stries portées par les miroirs de failles.

La formation des minéralisations aurifères de Bonnac-Scoufour est très exotique à l'échelle de la France et pourrait être classée dans 2 modèles génétiques différents : le modèle classique « d'or orogénique » formé par des fluides dont l'origine métamorphique est dominante (Robert et al., 1997 ; Groves et al., 1998, 2003 ; Marignac and Cuney, 1999 ; Bierlein and Crowe, 2000 ; Goldfarb et al., 2001-2005 ; Bouchot et al. 2005) ou bien un modèle Intrusion Related Gold Deposit (IRGD ; Lang et Backer, 2001 ; Hart, 2007) avec des fluides à dominante magmatique. Le mécanisme de formation ainsi que l'évolution de la minéralisation avec un premier stade dont la formation est liée à une déformation ductile/cassante à forte profondeur (>9 km), et qui évolue vers un environnement cassant dominé par des mécanismes de « crack-and-seal » sont similaires à ceux de gisement « d'or orogénique », comme il l'a été démontré pour le gisement de la Bellière dans le Chapitre 4.

Néanmoins ce modèle explique mal l'association minéralogique très particulière à löllingite-wolframite et minéraux de bismuth et tellure associés à l'or qui est décrite ici, est similaire aux paragenèses tardives de certains gisements filoniens périgranitiques à Sn-W ± Au, qui montrent une affinité forte avec les processus magmatiques intermédiaires à peralumineux (Lerouge et al., 2000 ; Bouchot et al., 2005 ; Gloaguen, 2006 ; Ciobanu et al., 2010 ; Marcoux et al., 2015 ; Harlaux et al., 2018). De plus, le faible développement de l'altération hydrothermale et de carbonate dans la minéralisation ainsi que sa mise en place postérieurement au pic métamorphique syn-collisionnel sont des arguments en accord avec un modèle IRGD. Les données d'inclusions fluides ne permettent pas d'apporter de contraintes supplémentaires en faveur d'un modèle particulier, car des fluides précoces aquo-carboniques avec des proportions variables en CH_4 et des salinités faibles (< 8 % poids NaCl) évoluant vers des compositions à dominantes aqueuses comme identifiés à Bonnac-Scoufour (Bril, 1982) peuvent être retrouvés dans les minéralisations appartenant aux deux modèles (Lang et Backer, 2001 ; Bouchot et al., 2005 ; Zacharias et al., 2014). Les minéralisations du district de la Chataigneraie, décrites comme des filons de quartz à wolframite ± or liés génétiquement à la mise en place de dykes de leucogranites à tourmalines autour de 306 Ma (Lerouge et al., 2000 ; Bouchot et al., 2005) montrent des compositions de fluides aquo-carboniques avec du CH_4 (Dubessy et al., 1987). Dans le gisement filonien péri-granitique de Panasqueira exploité pour son minerai à wolframite, des observations similaires ont été faites par Kelly et Rye (1979). Pour les minéralisations classées dans la catégorie « or orogénique » comme celles du district du Limousin, les fluides du stade précoce montrent des compositions aquo-carboniques avec du CH_4 et des salinité faibles (< 6 % poids NaCl ; Boiron et al., 2003 ; Bouchot et al., 2005).

Nous proposons donc que les minéralisations de Bonnac-Scoufour appartiennent au modèle IRGD aux vues du lien spatio-temporel qu'elles entretiennent avec le magmatisme leucogranitique régionale. Le modèle génétique des minéralisations à Sb(Au) sera discuté dans le chapitre 8 et comparé par les résultats acquis dans le Massif armoricain.

Chapitre VII

Etude des fluides minéralisateurs

Apports des inclusions fluides et des compositions en éléments traces des scheelites et apatites

Chapitre 7. Etude des fluides minéralisateurs : apports des inclusions fluides et des compositions en éléments traces des scheelites et apatites

7.1. Introduction et objectifs

Ce chapitre se décompose en 2 parties, la première porte sur l'étude des inclusions fluides qui a été réalisée sur les 2 types de minéralisations à Sb(Au) du Massif armoricain : celles à Sb-Au-(W) de la Lucette et, celles à Sb(Au) de la Chardière et des Brouzils dans le district de Vendée. L'objectif est d'apporter de nouvelles données (la Chardière) et de compléter les études réalisées (Bailly et al., 2000 sur les Brouzils et Pochon, 2017 sur la Lucette) afin de mieux contraindre la chimie, la température et l'évolution des fluides, ainsi que de discuter de leur origine. La deuxième partie étudiera la composition en éléments traces des scheelites du gisement de la Lucette et du gisement de la Bellière pour apporter des arguments supplémentaires sur la source des fluides et, comparer la signature d'une minéralisation à antimoine avec celle d'un gisement type « or orogénique ».

Les analyses microthermométriques des inclusions fluides ont été réalisées en collaboration avec Laurent Bailly (BRGM, Orléans) pour l'étude des inclusion fluides en lumière infrarouge (IR) dans les stibines et avec Hugues Raimbourg (ISTO, Université d'Orléans) pour l'étude des minéraux transparents (quartz et scheelite). Les compositions en éléments traces ont été déterminées par la méthode LA-ICP-MS en collaboration avec Bleuenn Gueguen (Université de Bretagne Occidentale, Brest).

7.2. Etude microthermométrique des inclusions fluides

7.2.1. Méthodologie

La microthermométrie des inclusions fluides a permis de caractériser les températures et les compositions des fluides piégés dans le quartz (en lumière visible) et dans la stibine (en lumière IR). Pour cela, les échantillons ont été préparés en lames épaisses doubles polies d'environ 150 µm. Les mesures en IR des inclusions ont été faites sur une platine USGS (Laboratoire de microthermométrie, BRGM, Orléans) montée sur un microscope infrarouge Olympus BHSM. L'image obtenue est transmise sur un écran de télévision en noir et

blanc via une caméra infrarouge haute résolution de la marque Hamamatsu qui permet des observations dans le proche IR jusqu'à une longueur d'onde ≤ 2,5 nm (Bailly et al., 2000). L'échantillon est posé dans la chambre de la platine qui est refroidie par un flux d'azote liquide jusqu'à des températures autour de -150°C, et chauffée au moyen d'une résistance électrique qui peut atteindre des températures de l'ordre de 600°C. La détermination des températures se fait par un thermocouple placé au plus près de l'échantillon. Les mesures ont été effectuées sous une source lumineuse d'intensité constante et proche du minimum afin de ne pas surestimer la salinité des fluides (Moritz, 2006).

Les mesures dans les quartz ont été réalisées sur une platine Linkam THMS 600 (ISTO, Université d'Orléans) montée sur un microscope optique Leica DM 2500 M équipé d'objectifs x5, x10, x20, x50. Les mesures microthermométriques ont été réalisées au x50. Ce type de platine se compose d'une chambre avec au centre un bloc cylindrique d'argent de 21 mm de diamètre avec un trou d'environ 2 mm de diamètre au centre où l'échantillon est placé sur une lamelle en quartz posée sur son dessus. La chambre est refroidie au moyen d'un flux d'azote liquide qui circule dans ce bloc jusqu'à des températures de -150°C. Les mesures à chaud sont réalisées grâce à une résistance électrique intégrée à la cellule qui permet d'atteindre des températures > 600°C. Une résistance en platine Pt 100 classe A est disposée dans le bloc pour mesurer la température entre -150°C et 600°C. La résistance en platine est contrôlée par le boitier électronique : system-controler P95 de Linkam. Les cycles de température sont contrôlés par un logiciel développé par Linkam.

La calibration des 2 platines a été réalisée à l'aide de 4 standards de température sur des inclusions fluides synthétiques : i) température de fusion du CO_2 solide (-56,6°C), ii) température de fusion de l'eau pure (0°C), iii) la température de fusion des clathrates (10°C) des inclusions à H_2O-CO_2, et iv) température critique d'homogénéisation de l'eau pure (374,1°C). La calibration a été effectuée plusieurs fois pour s'assurer de la reproductibilité des résultats. Les mesures ont une précision de l'ordre ± 0,1 °C pour les basses températures sur la platine Linkam et de ± 0,4 °C sur la platine USGS (mesure en IR) et de ± 1°C pour les hautes températures sur les 2 platines.

Les températures d'homogénéisation (Th), de fin de fusion de glace (Tfg) ainsi que la température de fusion des clathrates (Tfc) ont été déterminées. En raison de la petite taille des inclusions (< 10 µm), qui rend la détermination précise des changements de phase difficile, la température eutectique n'a pas pu être déterminée. Les températures de fusion du CO_2 solide ($TfCO_2$) et d'homogénéisation du CO_2 (Thc) n'ont été que très rarement observées avec précision. De même de nombreuses Tfg ont été mesurées suivant le principe de « cycling » (Goldstein et Reynolds, 1994) pour obtenir une meilleure précision. Cette méthode a été systématiquement utilisée lors des mesures en lumière IR. A l'approche des changements de phase, la vitesse de chauffe est contrôlée pour rester inférieure à 2°C/min.

7.2.2. Inclusions fluides de la minéralisation à antimoine-or (tungstène) de la Lucette

Typologie des inclusions fluides

L'étude a été réalisée sur 5 lames épaisses. La plupart des inclusions fluides observées dans la minéralisation de la Lucette mesurent environ 10 à 15 µm et dépassent rarement 20 µm. Dans la nomenclature utilisée, la phase liquide est notée (L) et la phase volatile (V). Les inclusions de fluides observées dans la partie centrale sombre des quartz Qz3 et celles dans ses bordures limpides ont été distinguées et respectivement notées, comme inclusions fluides des familles Qz3A et Qz3B. Aucun solide n'a été décelé dans les inclusions, cinq grandes familles ont été observées dans les quartz, la scheelite et la stibine :

- Des inclusions biphasées aquo-carboniques L_{H2O}-L_{CO2} aux vues de la détection de température de fusion de clathrates et de $TfCO_2$. Elles sont les plus nombreuses et ont été observées dans tous les types de quartz (Fig. 188 et Fig. 189). Le volume de leurs phases volatiles varie entre 10 % et 50 % du volume total de l'inclusion avec une moyenne autour de 25 %. Leurs tailles se situent autour de 10 µm. Elles sont observées soit en amas isolés (inclusions primaires), soit orientées le long de plans d'inclusions (inclusions secondaires). De très rares inclusions isolées ont été mesurées dans la scheelite car malheureusement la plupart des inclusions de ce minéral sont secondaires (Fig. 188A, B). De rares inclusions L_{H2O}-L_{CO2} isolées et de petite taille (< 10 µm) ont été mesurées dans le quartz macrocristallin pyramidé à bandes de croissance (Qz1) qui est contemporain du dépôt de la scheelite (Fig. 188C, D). A l'inverse, ce même type d'inclusions est largement présent dans le quartz macrocristallin pyramidé d'aspect sombre (Qz3A), où elles sont soit isolées, soit en plans d'inclusions (Fig. 189A, B, C). Dans le quartz limpide Qz3B en contact avec la stibine (Fig. 189A), ce type d'inclusion montre les mêmes caractéristiques que celles contenues dans Qz3A, mais forment plus fréquemment des plans d'inclusions (Fig. 189D, E, F). Elles ont aussi des tailles plus importantes autour de 15 µm, voire exceptionnellement 20 µm.

- Des inclusions triphasées à température ambiante sont fréquentes, elles sont aquo-carboniques L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2} (détection de $TfCO_2$ et Tfc et Thc). Le volume de la phase volatile est généralement compris entre 15 et 40 % du volume total de l'inclusion. Elles sont soit isolées, soit alignées dans des plans du quartz Qz3A (Fig. 189B, C) et dans le quartz Qz3B (Fig. 189D, E, F). Dans les 2 types de quartz, elles sont spatialement associées aux inclusions de type L_{H2O}-L_{CO2} (Fig. 189B, C, E). Leurs tailles moyennes se situent autour de 15 µm.

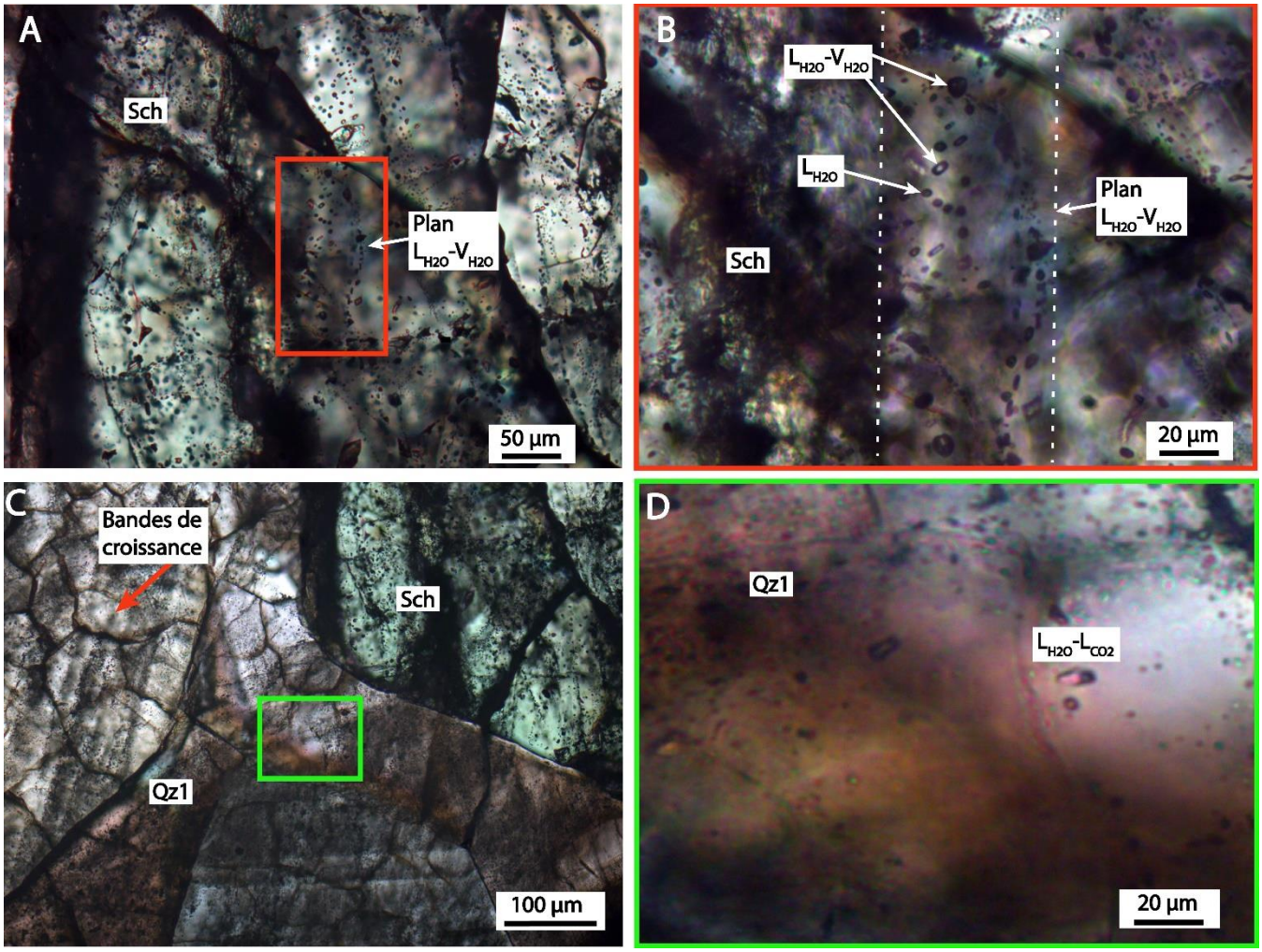


Figure 188 : A) Inclusions fluides dans les scheelites (Sch) du stade 1. B) Zoom sur des plans d'inclusions secondaires composés d'inclusions biphasées à L_{H2O}-V_{H2O} et monophasées à L_{H2O}. C) Inclusions dans le quartz Qz1 contemporain du dépôt de la scheelite (Sch). D) Détail d'inclusions biphasées à L_{H2O}-L_{CO2} isolées dans le quartz Qz1.

- Des inclusions biphasées aqueuses L_{H2O}-V_{H2O} sont de plus petites tailles (< 10 µm) avec une phase volatile comprise entre 10 et 30 % du volume totale. Ce type d'inclusion a une forme globulaire et a été observé uniquement dans des plans d'inclusions secondaires des scheelites qui soulignent le passage de fractures recoupant à la fois les scheelites et les quartz (Fig. 188A, B). Elles sont aussi retrouvées dans les stibines où elles ont des tailles de 25 µm en moyenne, avec une phase volatile qui occupe approximativement 20 à 30 % du volume totale de l'inclusion (Fig. 190). Elles sont le plus souvent isolées ou en groupe de 2 à 3 individus. Elles montrent cette fois-ci une forme tubulaire orientée parallèlement au plan d'allongement de la stibine ({110} ou {010}) (Fig. 190), ce qui indique que ces inclusions se sont formées en même temps que la stibine et qu'elles sont primaires. Les inclusions assez transparentes et d'une taille suffisante pour les mesures sont rares.

- Des inclusions monophasées aqueuses L_{H2O} < 10 µm ont été trouvées en association aux L_{H2O}-V_{H2O} dans les plans d'inclusions secondaires des scheelites (Fig. 188B). De rares inclusions monophasées à L_{CO2} sont présentes dans le quartz Qz3A, mais avec des températures de transitions de phases difficiles à mesurer.

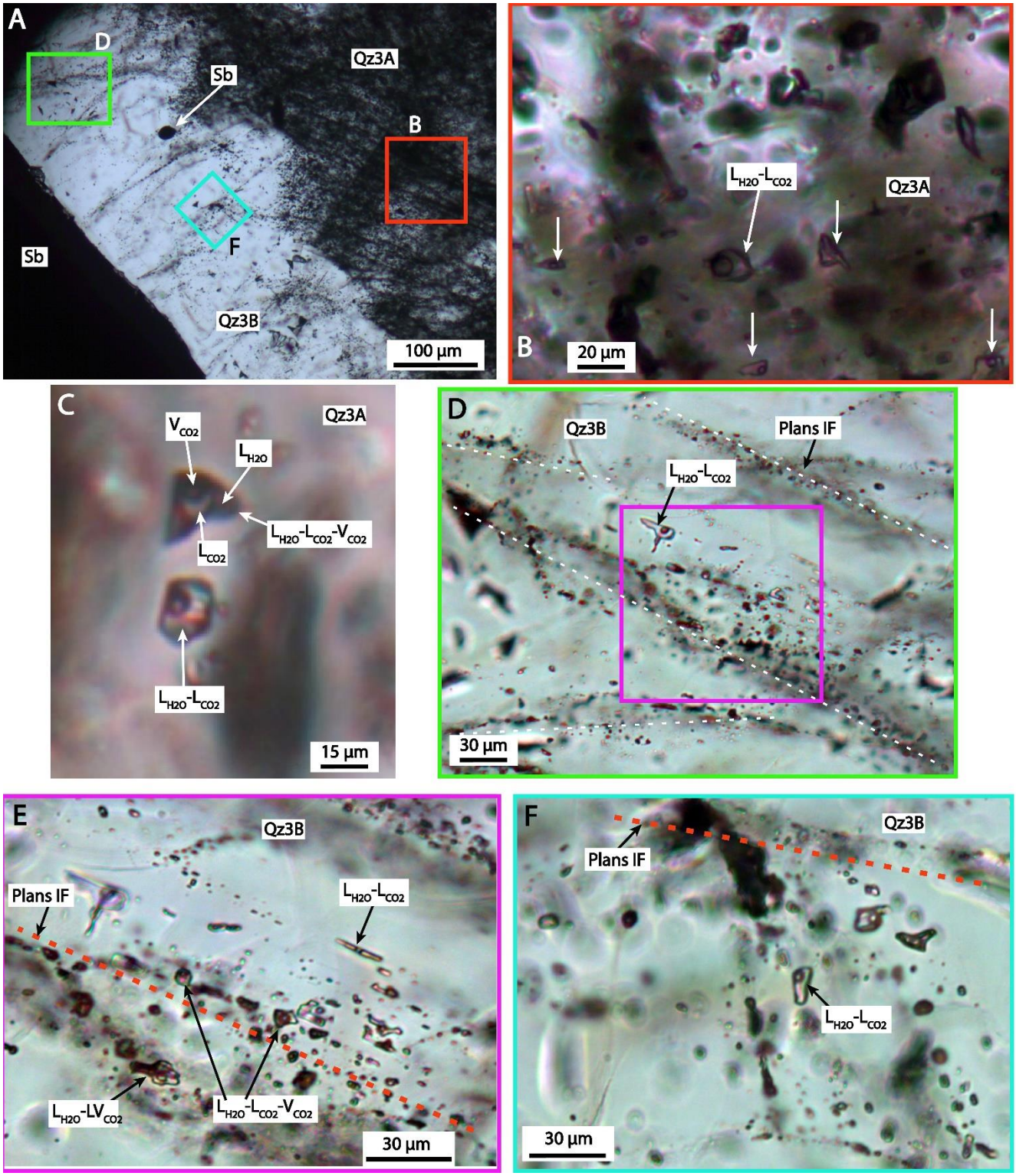


Figure 189 : A) Quartz macrocristallin pyramidé riche en inclusions fluides Qz3A avec bordure limpide notée Qz3B en contact avec la stibine (Sb). On note la différence d'orientation entre les plans d'inclusions contenues dans le quartz Qz3A et ceux dans le quartz Qz3B. B) Groupe d'inclusions biphasées à L_{H2O}-L_{CO2} associé à de rares inclusions triphasées à température ambiante L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2} disposées soient isolées soient alignées sur des plans du quartz Qz3A. C) Détail d'une inclusion triphasée à température ambiante associée à une inclusion biphasée toutes les 2 isolées dans le quartz Qz3A. D) Plans d'inclusions biphasées à L_{H2O}-L_{CO2} dans le quartz limpide Qz3B. E) Détail d'un plan d'inclusion du quartz Qz3B montrant la forme des différentes inclusions biphasées à L_{H2O}-L_{CO2} avec des inclusions triphasées L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2} à température ambiante contenues dans le même plan. F) Amas d'inclusions biphasées à L_{H2O}-L_{CO2} proches d'un plan d'inclusions dans le quartz Qz3B.

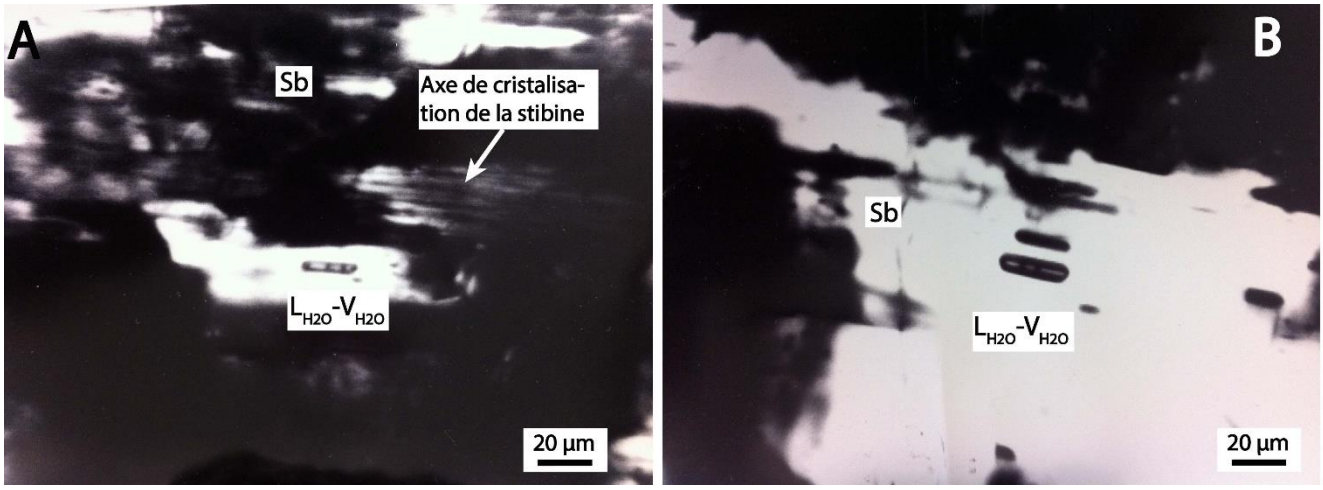


Figure 190 : A) Inclusions fluides biphasées L_{H2O}-V_{H2O} contenues dans la stibine (Sb) observée en lumière IR. L'allongement des inclusions est parallèle aux plans de croissance {110} ou {010} de la stibine (Sb) indiquant qu'elles sont primaires. B) Autre exemple d'inclusions fluides primaires plus sombres biphasées L_{H2O}-V_{H2O} dans la stibine (Sb) observées en lumière IR.

Résultats microthermométriques

Peu d'inclusions ont été mesurées dans les quartz Qz1 compte tenu de leurs petites tailles et de la faible transparence du quartz. Les inclusions mesurées sont très largement des inclusions secondaires, cependant celles isolées pourraient être primaires. Au total, 180 inclusions fluides appartenant aux cinq types d'inclusions ont été mesurées. Les résultats microthermométriques sont synthétisés dans le tableau 16.

- Les inclusions **aquo-carboniques triphasées** L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2} sont présentes dans les quartz Qz1, Qz3A et Qz3B. Elles montrent des températures de fusion du CO_2 solide ($TfCO_2$) vers -62°C (6 mesures au total) similaires pour celles contenues dans les quartz Qz3A et Qz3B (Table.16). Les températures de fusion de la glace (Tfg) dans Qz1 sont à -2,7°C ; alors que dans le Qz3A et Qz3B elles sont plus faibles, comprises respectivement entre -4,7°C et -2,7°C avec une moyenne de -3,5°C, et -4,0°C et -2,0°C avec une moyenne de -3,1°C (Table.16 ; Fig. 191A). La fusion des clathrates est très fréquemment observée et montre des valeurs moyennes de 10,3°C pour le Qz1, 10,1°C pour le Qz3A et légèrement plus faible autour de 9,5°C dans le Qz3B (Fig. 191B). De rares températures d'homogénéisation du CO_2 ($ThCO_2$) ont été observées à 21,9°C pour le Qz1 (2 mesures) et 24,7°C en moyenne pour le Qz3B avec des

températures qui s'échelonnent entre 23,5°C et 25,8°C. Les températures d'homogénéisations (Th) en phase liquide n'ont pas pu être déterminées pour le Qz1, alors que pour le Qz3A et le Qz3B, elles sont assez élevées et peu dispersées avec respectivement une moyenne de 271°C (253°C à 282°C) et 262°C (Fig. 191C et Fig. 192).

Fluid inclusion types	Tm H_2O	Tm Cl	Th CO_2	Th
Sch-L_{H2O}-L_{CO2}	-2.8	9.8	-	305
n	6	6	-	5
Qz1-L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2}	-2.7	10.3	21.9	-
n	2	2	2	-
Qz1-L_{H2O}-L_{CO2}	-2.9	9.9	-	312
n	9	6	-	6
Qz3A-L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2}	-3.5	10.1	-	271
n	3	4	-	3
Qz3A-L_{H2O}-L_{CO2}	-3.5	10.2	-	253
n	50	48	-	27
Qz3B-L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2}	-3.1	9.5	24.7	262
n	13	11	9	9
Qz3B-L_{H2O}-L_{CO2}	-3.4	9.8	-	249
n	39	41	-	24
Sch-secondary-L_{H2O}-V_{H2O}	-1.7	-	-	173
n	18	-	-	17
Sch-secondary-L_{H2O}	-1.5	-	-	-
n	9	-	-	-
Stibnite-L_{H2O}-V_{H2O}	-2.2	-	-	195
n	11	-	-	2

Tableau 16 : Synthèse des données microthermométriques pour les différents types d'inclusions fluides provenant des générations de quartz, de la scheelite et de la stibine

- La famille des inclusions **aquo-carboniques biphasées** L_{H2O}-L_{CO2} est la plus représentée. Les $TfCO_2$ ont été rarement observées, uniquement dans celles contenues dans Qz3B, et montrent des gammes de valeurs identiques à celles mesurées dans les L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2} (Table.16). Les Tfg montrent une dispersion contraire à celles des inclusions triphasées (Fig. 191A et Fig. 192). Les Tfc moyennes (Fig. 191B) sont autour de 9,8°C pour celles des scheelites, 9,9°C pour celles dans Qz1 et légèrement supérieures pour celles des quartz Qz3A et Qz3B avec respectivement une moyenne de 10,2°C et 9,8°C. L'homogénéisation des inclusions se fait en phase liquide avec des gammes de Th un peu plus faibles que les triphasées et qui se divisent en 2 populations (Fig. 191C et Fig. 192) avec i) des Th élevées entre 305 et 312°C pour celles des scheelites et du Qz1 respectivement, et ii) des Th moyennes entre 249 et 253°C pour celles du Qz3A et Qz3B respectivement.

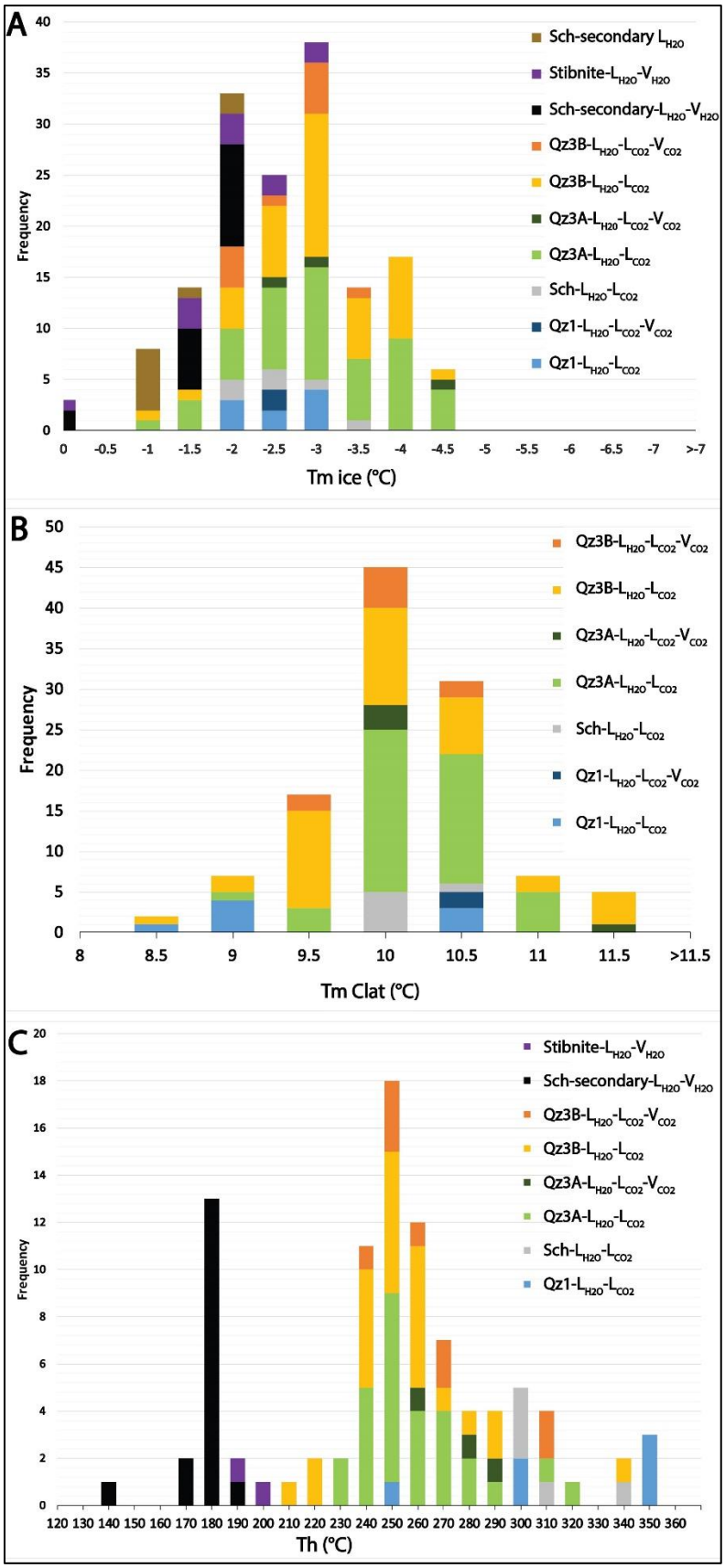


Figure 191 : Histogrammes de répartition des mesures microthermométriques réalisées sur les inclusions dans les scheelites, les différents faciès de quartz et dans les stibines de la Lucette. A) Histogramme de fréquence des Tfg des différents types d'inclusions. B) Histogramme de fréquence des températures Tfc des différents types d'inclusions. C) Histogramme de fréquence des Th des différents types d'inclusions.

- Les inclusions **aqueuses biphasées** L_{H2O}-V_{H2O} ont été mesurées dans les plans d'inclusions secondaires associées à des fractures tardives de la scheelite et des minéraux de gangue (Fig. 188A, B), ainsi que dans la stibine sous forme d'inclusions primaires (Fig. 190). Les Tfg (Fig. 191A) sont en moyenne comprises autour de -1,7°C dans les scheelites et autour de -2,2°C pour les stibines. Les Th sont basses (Fig. 191C) et comprises entre 133 et 185°C pour celles secondaires dans les scheelites et autour de 195°C (2 mesures) pour celles dans les stibines.

- Les inclusions **aqueuses monophasées** L_{H2O} ont été mesurées dans les scheelites, elles se trouvent dans les mêmes plans d'inclusions que celles à L_{H2O}-V_{H2O} et montrent des Tfg autour de -1,5°C proches des L_{H2O}-V_{H2O}.

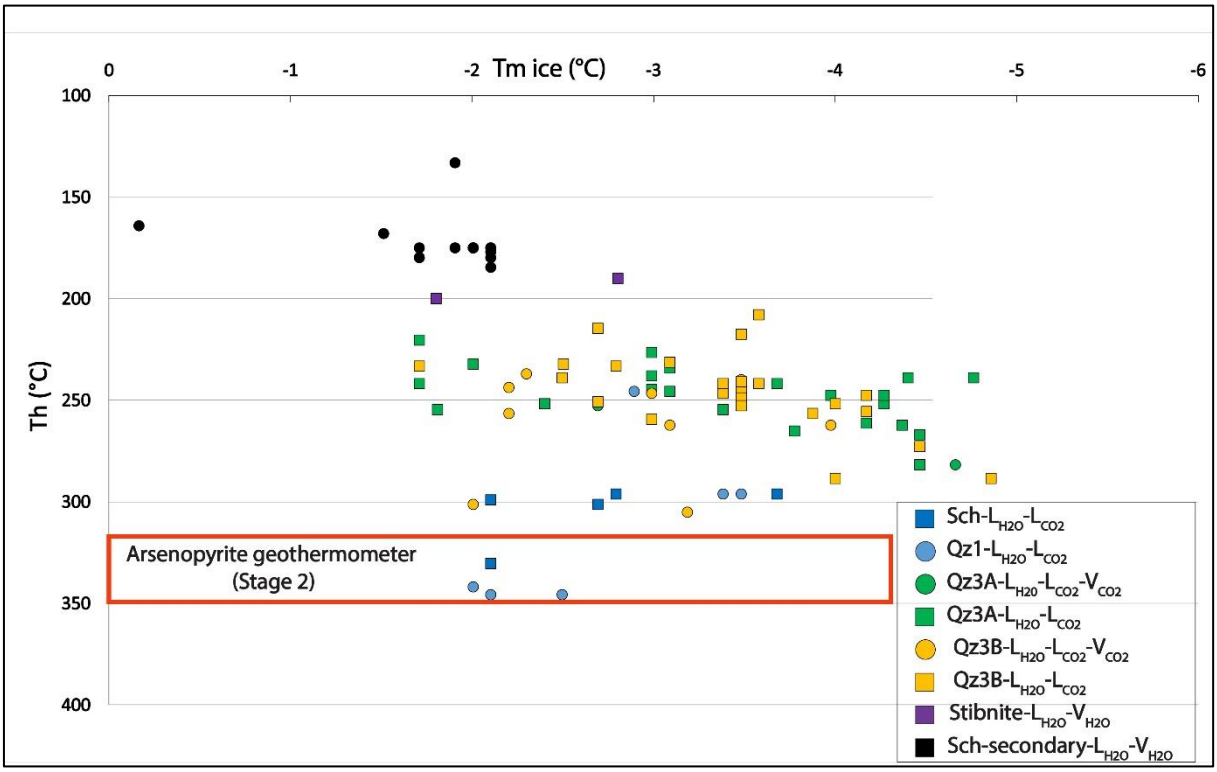


Figure 192 : Diagramme Th en fonction de la Tfg pour les différents types d'inclusions aquo-carboniques et aqueuses mesurées dans l'ensemble des phases minérales.

Interprétations : fluides en présence et évolution

Les inclusion aquo-carboniques sont complexes, avec au sein des mêmes plans d'inclusions la présence à la fois des L_{H2O}-L_{CO2} et L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2}, leurs Th (Fig. 193) permettent de différencier 2 populations :

1) Celles contenues dans le quartz Qz1 avec celles isolées dans les scheelites interprétées comme étant primaires montrent des caractéristiques proches avec les Th les plus élevées autour de 300°C, avec des maximales à 346°C. Ces températures minimales de piégeage pour le stade 1 de la minéralisation sont cohérentes avec les températures de formation des arsénopyrites au début du stade 2 qui sont estimées avec le géothermomètre des arsénopyrites autour de 345°C. Les inclusions du quartz Qz1 et celles primaires de la scheelite ont donc été piégées dans des conditions similaires, ce qui est cohérent avec les textures de quartz qui indiquent leurs dépôts cogénétiques (voir chapitre 5).

2) Les inclusions associées aux quartz Qz3A et Qz3B, interprétées comme appartenant au stade intermédiaire à métaux de base (stade 3) et au stade tardif à antimoine-or (stade 4), montrent la même typologie que la précédente famille mais avec des Th plus faibles (Fig. 192 et Fig. 193) et un mode principal (Fig. 191C) autour de 250°C.

Les valeurs de Tfc proches de 10°C (scheelite et Qz3B), voire légèrement supérieures (10,2-10,3°C) pour les Qz1 et Qz3A, aussi bien pour les L_{H2O}-L_{CO2} et L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2} indiquent que leur composition est similaire avec des phases volatiles riches à CO_2 (Hollister et Burrus, 1976 ; Collins, 1979). Elles sont compatibles avec les analyses ramans effectuées par Pochon (2017) qui montrent que le N_2 peut être présent en quantité non négligeable jusqu'à 27 % mol avec le CH_4 (jusqu'à 4,6 % mol). Durant cette étude, aucune analyse raman n'a pu être réalisée par manque de temps. Du fait de la présence de CO_2 en grande quantité associé à du N_2 et CH_4, l'estimation de la salinité des inclusions aquo-carboniques ne peut pas être effectuée d'après la mesure de la Tfg car la formation des clathrates absorbe une partie de l'eau, ce qui a pour effet d'augmenter la salinité de l'inclusion (Collins, 1979 ; Hedenquist et Henley, 1985). Son estimation pour les inclusions du type L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2} a été faite d'après les équations de Diamond (1992). Toutefois, les résultats de ces estimations sont à considérer avec prudence, car la méthode précédente est basée sur un système à H_2O-CO_2 pur, ce qui n'est pas notre cas et a pour effet de sous-estimer la salinité réelle (Diamond, 1994). La salinité pour les inclusions aquo-carboniques type L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2} est faible, entre 0,1 et 2 % eq poids NaCl.

Le diagramme Th en fonction de Tfg (Fig. 192) et la figure 193 présentent l'évolution des températures minimums de piégeage au cours de la mise en place de la minéralisation. La population des inclusions aqueuses biphasées L_{H2O}-V_{H2O} mesurée dans les inclusions primaires des stibines (stade 4) et secondaires dans les scheelites sont clairement individualisées de celles de compositions aquo-carboniques (L_{H2O}-L_{CO2} et L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2}) qui se trouvent dans les quartz plus précoces. Les L_{H2O}-V_{H2O} montrent de plus faibles Th entre 133°C et 200°C, que les aquo-carboniques avec un mode autour de 180°C pour les inclusions secondaires dans les scheelites, et vers 190-200°C pour les stibines (Fig. 193) associées à des Tfg plus élevées (Fig. 192). La salinité des inclusions aqueuses a été estimée d'après des Tfg issues de données expérimentales (Bodnar, 1993). L'ensemble des inclusions aqueuses montre que les fluides sont faiblement salins, entre 0,29 et 3,55 % eq

poids NaCl pour ceux des inclusions secondaires dans les scheelites, et entre 2,26 et 3,39 % eq poids NaCl pour les monophasée à L_{H2O}. Dans les stibines la salinité fluctue entre 0,53 et 5,41 % eq poids NaCl.

Ces résultats suggèrent la présence de 2 types de fluides : i) un fluide précoce aquo-carbonique (H_2O-CO_2-NaCl) chaud (> 300°C), de faible salinité (< 2 % eq poids NaCl), avec des phases volatiles composées principalement de CO_2 avec l'incorporation de CH_4 et N_2 en quantité variable, qui correspond au dépôt des stades précoces de la minéralisation à Sb-Au-(W) : stade 1 à scheelite et stade 2 à arsénopyrite. La température de ce fluide diminue pour atteindre des Th de 250°C, sans changement radical de la composition des phases volatiles (d'après les Tfc). Ce refroidissement semble être associé au dépôt du stade intermédiaire à métaux de base (stade 3), peu de temps avant le dépôt de la stibine. Les caractéristiques ainsi décrites et la faible salinité, confortée par l'absence de cube de sel dans les inclusions, pourraient indiquer une origine crustale des fluides avec une forte composante métamorphique (Boiron et al., 1990, 2003), cohérente avec l'environnement géologique, et les conditions de formations de la minéralisation (chapitre 5). ii) Le deuxième fluide est de composition aqueuse (H_2O-Nacl) avec des températures de piégeages minimales comparativement plus froides, entre 133 et 200°C, et montrent des salinités faibles (0,53 et 5,41 % eq poids NaCl). Ces caractéristiques sont compatibles avec un fluide superficiel probablement d'origine météorique, dont l'introduction tardive dans le système aurait provoqué un mélange, une dilution et un refroidissement des fluides précoces qui semble à l'origine du dépôt de la minéralisation économique à Sb-Au de la Lucette. Cette hypothèse suppose une connexion entre le système hydrothermal en profondeur et des fluides de surface. Ces derniers auraient pu s'infiltrer en profondeur en empruntant la zone de failles via des mécanismes de type « suction pump » (Sibson, 1987). L'étude des textures de quartz supporte ce mécanisme et notamment la mise en place de la minéralisation en condition hydrostatique à faible profondeur < 5 km. La coexistence d'inclusions riches en phase liquide avec des riches en phase volatile dans les mêmes plans d'inclusion secondaire de la scheelite indique aussi que des processus d'ébullition locale des fluides sont en lien avec le dépôt du stade à Sb-Au.

Pour confirmer ces hypothèses, il serait intéressant de caractériser la composition chimique des phases volatiles des inclusions bi- et triphasées aquo-carboniques au raman afin de pouvoir estimer précisément leurs compositions, les salinités et les conditions de pression et température de piégeage de ces inclusions (travaux en cours).

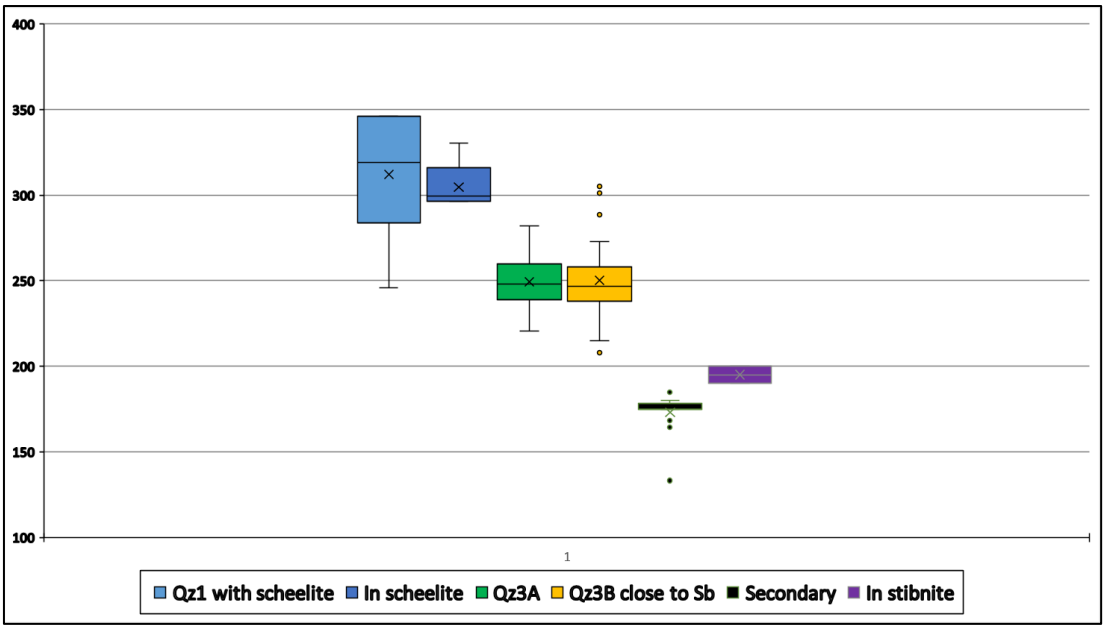


Figure 193 : Boîte à moustache montrant l'évolution des Th des différents types d'inclusions avec leurs valeurs moyennes (symbolisées par la croix) et leurs écart-types.

Ces résultats indiquent aussi que les caractéristiques des inclusions fluides piégées dans la gangue de quartz (Qz3B), même au plus près de la minéralisation, sont distinctes de celles du dépôt de la stibine et sont cohérentes avec les observations texturales qui montrent que la stibine est postérieure au dépôt de la gangue (chapitre 5). Ce type de comportement a été observé sur d'autres minéralisations à antimoine ou à tungstène dans le monde (Campbell and Panter, 1990 ; Luders, 1996 ; Bailly et al., 2000 ; Wei et al., 2012) et indique que l'extrapolation des caractéristiques des inclusions fluides de la gangue de quartz à celle de la minéralisation n'est pas toujours réaliste et peut, dans le cas de minéralisations complexes, entrainer des erreurs d'interprétation. Dans ce type de minéralisation polyphasée, l'étude des inclusions par IR directement dans les minéraux opaques du minerai, comme ici pour la stibine, s'avère d'une grande aide.

7.2.3. Inclusions fluides des minéralisations à antimoine-or de Vendée

L'étude des inclusions a été réalisée sur la minéralisation de la Chardière (Fig. 27), qui correspond au type de minéralisation « failles en cisaillement », et des Brouzils, qui est rattachée au type « fentes de tension », dans le but de les comparer. Les inclusions ont été recherchées à la fois dans la gangue quartzeuse et en IR dans la stibine. Celles dans la stibine de la Chardière n'ont pas pu être mesurées à cause de leurs trop petites tailles et de la trop grande opacité de la stibine en IR. Par manque de temps, les inclusions dans le quartz des Brouzils n'ont pas pu être terminées pour être présentées ici, et une grande partie des résultats provient de l'étude réalisée par Bailly et al. (2000).

Typologie des inclusions fluides

L'étude a été réalisée sur 2 lames épaisses. La plupart des inclusions fluides observées dans la minéralisation de la Chardière mesurent moins de 10 µm. Le type d'inclusion observé correspond uniquement à des inclusions biphasées, aucun solide n'a été observé dans les inclusions, ni aucune inclusion triphasée à température ambiante. Les inclusions biphasées sont de nature aquo-carbonique L_{H2O}-V_{CO2} du fait de l'observation très fréquente de Tfc. Elles sont aussi bien dans le quartz macrocristallin riche en inclusions fluides précoces (QzA ; Fig. 194A, B), que dans ses bordures limpides en contact avec la stibine et dans le quartz pyramidé et limpide (QzC) inclut dans les stibines (Fig. 194C, D). Aucune inclusion n'a pu être mesurée dans le quartz cataclasé QzB du fait de sa taille trop petite. Le volume de leurs phases volatiles varie entre 30 % et 60 % du volume total de l'inclusion avec une moyenne autour de 40 %. Elles sont observées soit en amas, soit isolées ou orientées le long de plans d'inclusion. Ces inclusions montrent les mêmes caractéristiques dans tous les quartz observés (Fig. 194).

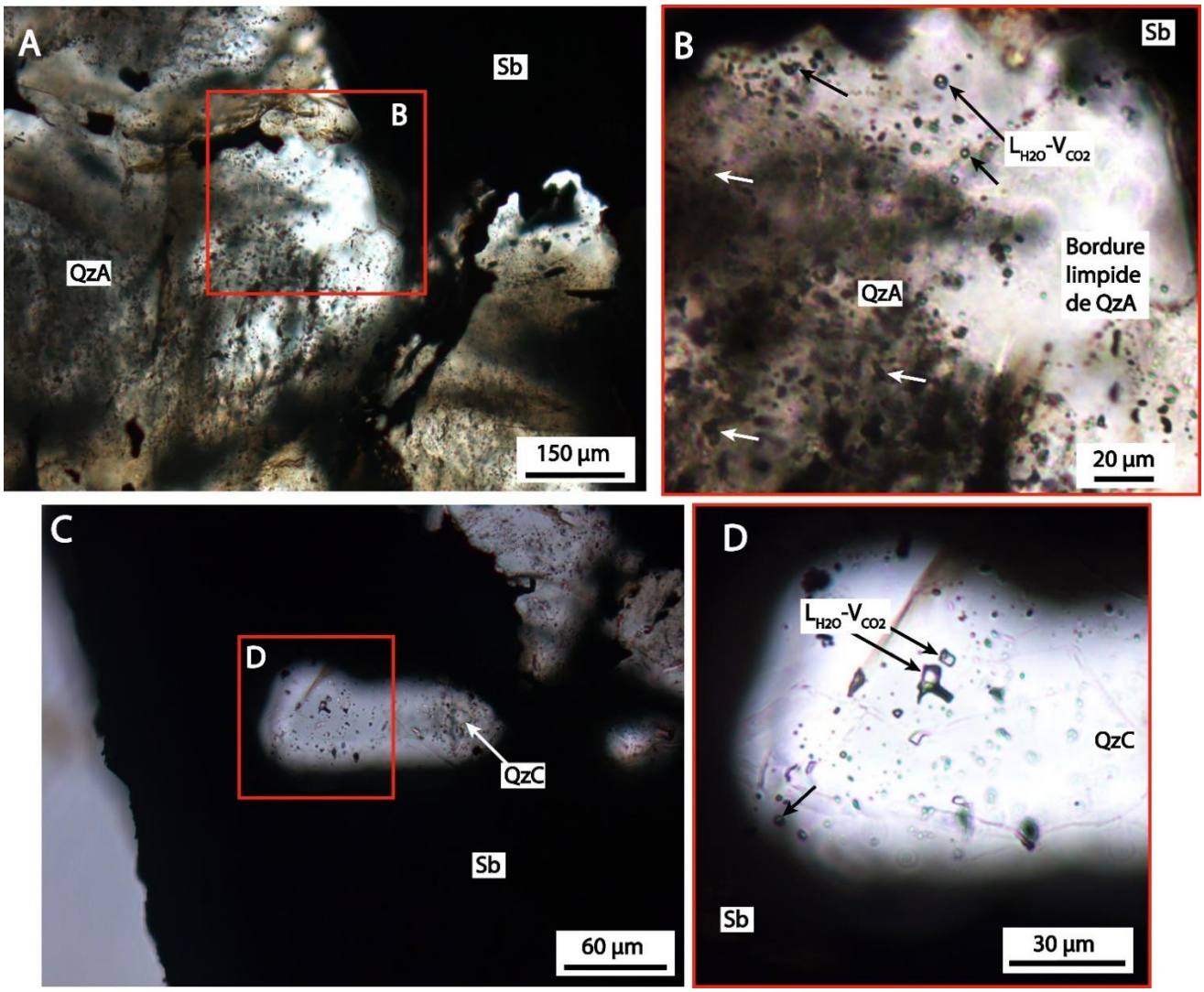


Figure 194 : A) Quartz macrocristallin riche en inclusions fluides QzA avec bordures limpides en contact avec la stibine (Sb). B) Détail d'un groupe d'inclusions biphasée L_{H2O}-V_{CO2} disposées soient isolées soient alignées sur des plans du quartz, dans le cœur de QzA où dans ses bordures en contact avec la stibine (Sb). C) Quartz automorphe limpide (QzC) contenu dans la stibine (Sb). D) Détail du quartz QzC précédant qui montre des inclusions biphasées L_{H2O}-V_{CO2} disposées principalement suivant des plans d'inclusions.

La description des inclusions fluides dans la gangue du quartz des Brouzils provient des observations de Bailly et al. (2000). Les inclusions fluides du faciès de quartz microcristallin (Qz2) sont trop petites pour être mesurées. Les inclusions ont été mesurées dans le quartz en peigne renfermant la stibine (Qz3). Elles y sont rares et petites (< 10 µm), avec une forme irrégulière, et sont à la fois isolées ou contenues dans des plans d'inclusions. Ce sont des inclusions biphasées aquo-carboniques L_{H2O}-V_{CO2}, avec une phase volatile qui occupe 10 à 15 % du volume totale de l'inclusion et qui semble composée principalement de CO_2 attestée par l'observation de Tfc après les Tfg. Ces inclusions semblent similaires à celles de la Chardière.

Des inclusions biphasées aqueuses L_{H2O}-V_{H2O} ont été observées dans les stibines, elles ont des tailles de 20 µm en moyenne, avec une phase volatile qui occupe approximativement 10 à 20 % du volume totale de l'inclusion (Fig. 190). Elles sont le plus souvent isolées ou en groupe (Fig. 195A, B) et montrent une forme tubulaire orientée parallèlement au plan d'allongement de la stibine ({110} ou {010}) (Fig. 195A, B), ce qui indique que ces inclusions sont primaires, formées en même temps que la stibine. Des inclusions assez transparentes et d'une taille suffisante pour les mesures sont rares. Ces inclusions semblent aqueuses, aucune Tfc n'a été observée dans nos mesures après la Tfg. Des inclusions secondaires ont été observées dans les plans d'inclusions qui soulignent des fractures perpendiculaires à l'axe d'allongement des stibines (Fig. 195C). 2 types d'inclusions secondaires de forme globulaire sont observées : i) des inclusions biphasées avec des phases volatiles de faible volume compris entre 10 et 20 % du volume total, et ii) d'autres triphasées contenant une phase solide (Fig. 195C).

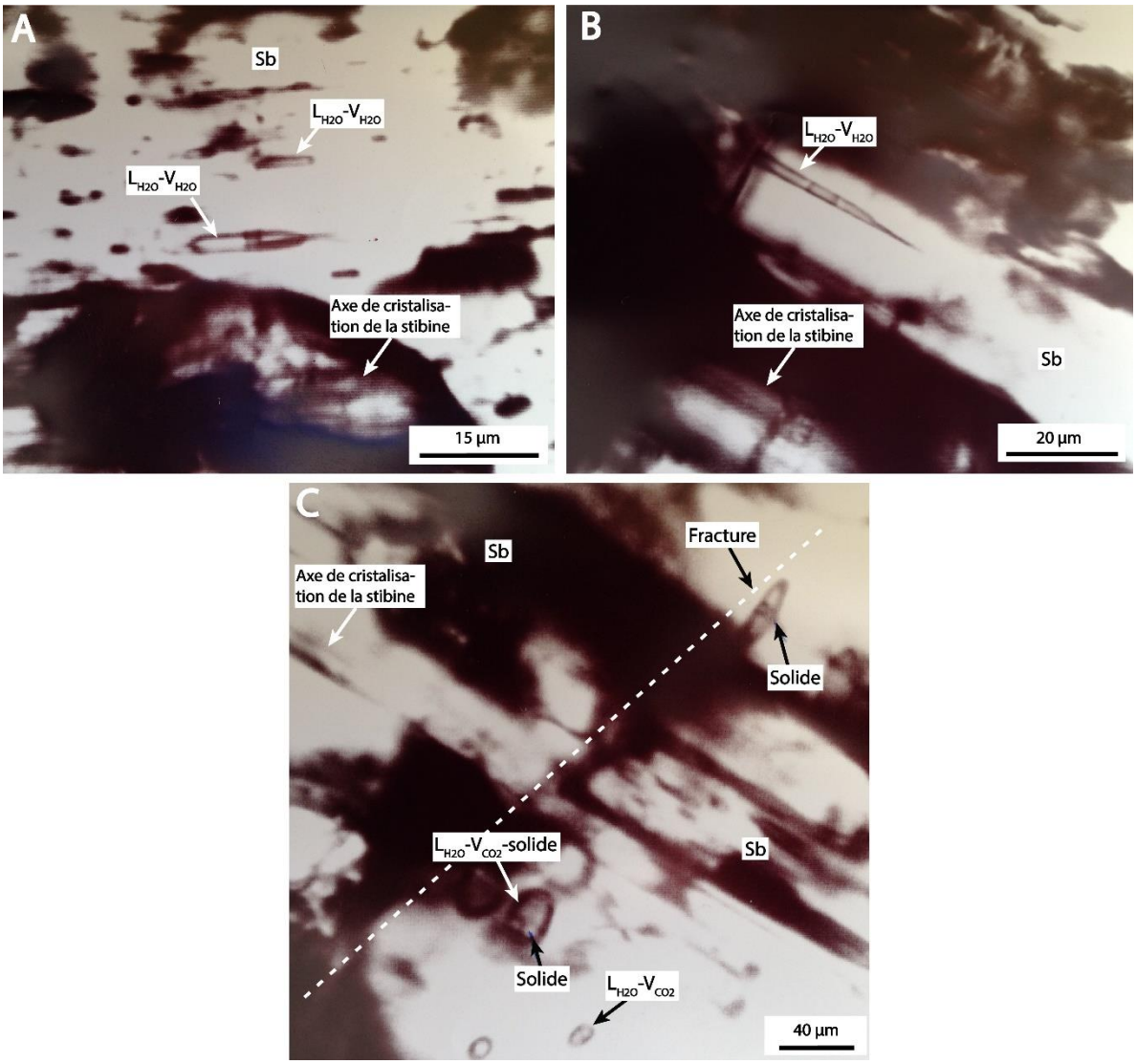


Figure 195 : A) Photo en lumière IR d'inclusions L_{H2O}-V_{H2O} primaires allongées suivant l'axe de cristallisation de la stibine (Sb). B) Photo en lumière IR d'une inclusion biphasée à L_{H2O}-V_{CO2} isolée dans la stibine (Sb). C) Plan d'inclusions fluides secondaires perpendiculaire à l'axe de cristallisation de la stibine (Sb), inclusions triphasées à L_{H2O}-V_{CO2}-Solide avec des inclusions biphasées L_{H2O}-V_{CO2}.

Leurs tailles moyennes se situent autour de 20 µm, mais elles peuvent dépasser les 50 µm lorsqu'elles ont une phase solide. La présence de Tfc, qui apparait après la Tfg, indique que ces 2 types d'inclusions sont riches en CO_2 et sont donc aquo-carboniques (L_{H2O}-V_{CO2} et L_{H2O}-V_{CO2}-Solide). Ces observations confirment celles de Bailly et al. (2000).

Résultats microthermométriques

A la Chardière, 51 inclusions ont été mesurées dans le cœur et les bordures limpides du quartz QzA et dans le quartz QzC. Les inclusions mesurées sont situées le long de plans d'inclusions ou sont isolée. Ces dernières pourraient être primaires. Les résultats microthermométriques sont synthétisés dans le tableau 17.

La taille très réduite des inclusions n'a pas permis l'observation de $TfCO_2$, ni de température eutectique. Les moyennes des Tfg augmentent entre le cœur et la bordure du quartz QzA avec respectivement des valeurs moyennes de -5,4 et -3,56°C. La fluctuation de ces valeurs est grande pour les 2 faciès de QzA, avec des valeurs extrêmes de -6,5 à -1,5°C pour celles des cœurs de QzA et, -7 à -0,5°C pour celles dans sa bordure, et qui montrent un mode principal entre -4 et -3°C (Fig. 196A). Dans le quartz QzC, la Tfg augmente pour atteindre une moyenne de -2,6°C, leur variabilitée est plus faible entre -4,5 et -1,5 avec un mode principal à -1,5°C (Fig. 196A). Les Tfc mesurées dans les 3 faciès ne montrent pas de grandes fluctuations et sont en moyenne autour de 8°C (Table.17 et Fig. 196B). Toutefois, il convient de noter que ces valeurs sont plus dispersées pour les inclusions de la bordure de QzA, avec des valeurs comprises entre 10 et 4,5°C et un mode principal autour de 9°C (Fig. 196B). L'homogénéisation de toutes les inclusions se fait en phase liquide. Les Th dans le cœur et la bordure de QzA sont assez proches, autour de 290°C, et sont plus faibles dans le QzC avec une moyenne autour de 231°C (13 mesures) et un mode principale centré sur 220°C (Fig. 196C).

Type d'inclusion	**Tf CO_2**	**Tfg**	**Tfc**	**Th**
QzA-L_{H2O}-V_{CO2}	-	-5.4	8	294
n	-	4	3	6
QzA-bordure-limpide-L_{H2O}-V_{CO2}	-	-3.56	8.2	289
n	-	20	20	16
QzC-L_{H2O}-V_{CO2}	-	-2.6	8.1	231
n	-	10	5	13

Tableau 17 : Synthèse des données microthermométriques pour les différents types d'inclusions fluides provenant des générations de quartz de la Chardière.

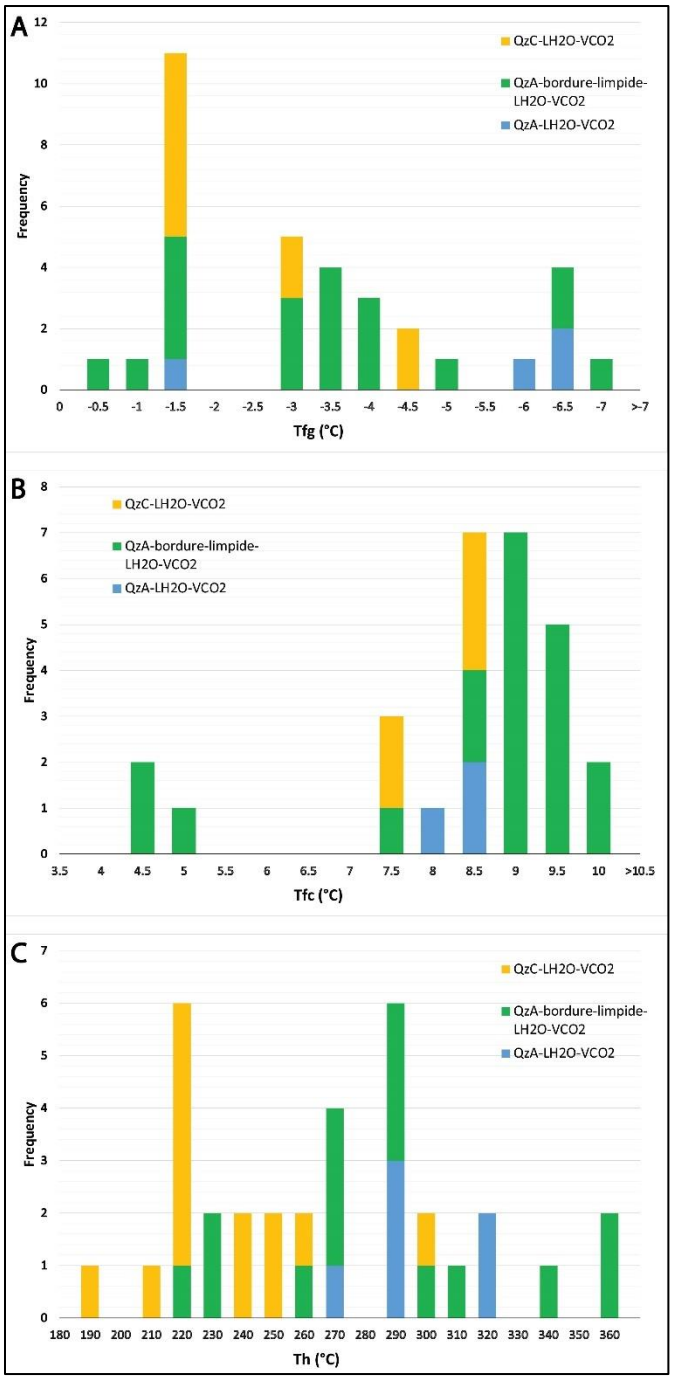


Figure 196 : Histogramme de répartition des mesures microthermométriques réalisées sur les inclusions des différents faciès de quartz de la Chardière. A) Histogramme de fréquence des Tfg des différents types d'inclusions. B) Histogramme de fréquence des Tfc. C) Histogramme de fréquence des Th.

Les résultats des Tfg et des Th mesurées lors de cette étude sur les inclusions fluides contenues dans les stibines du gisement des Brouzils sont compilés dans la figure 197 (18 mesures). Les inclusions biphasées primaires aqueuses de type L_{H2O}-V_{H2O} et les 2 types d'inclusions secondaires montrent des Tfg dispersées entre -2,5 et -0,1°C. Les primaires ont un mode principal autour de -0,1°C (Fig. 197A), alors que pour les secondaires, il se situe plutôt autour de -2°C. Pour les inclusions secondaires, une mesure de Tfc a été observée autour de

6°C pour une inclusion secondaire L_{H2O}-V_{CO2}-Solide. Ce résultat est cohérent avec ceux de Bailly et al. (2000). Les Th mesurées dans les inclusions primaires des stibines montrent une moyenne de 189°C (7 mesures) avec une faible variabilité des valeurs comprises entre 170 et 210°C. Les 2 types d'inclusions secondaires montrent les mêmes gammes de températures, elles sont plus élevées que celles des inclusions primaires et comprises entre 210 et 270°C avec un mode autour de 210 et 240°C (Fig. 197B).

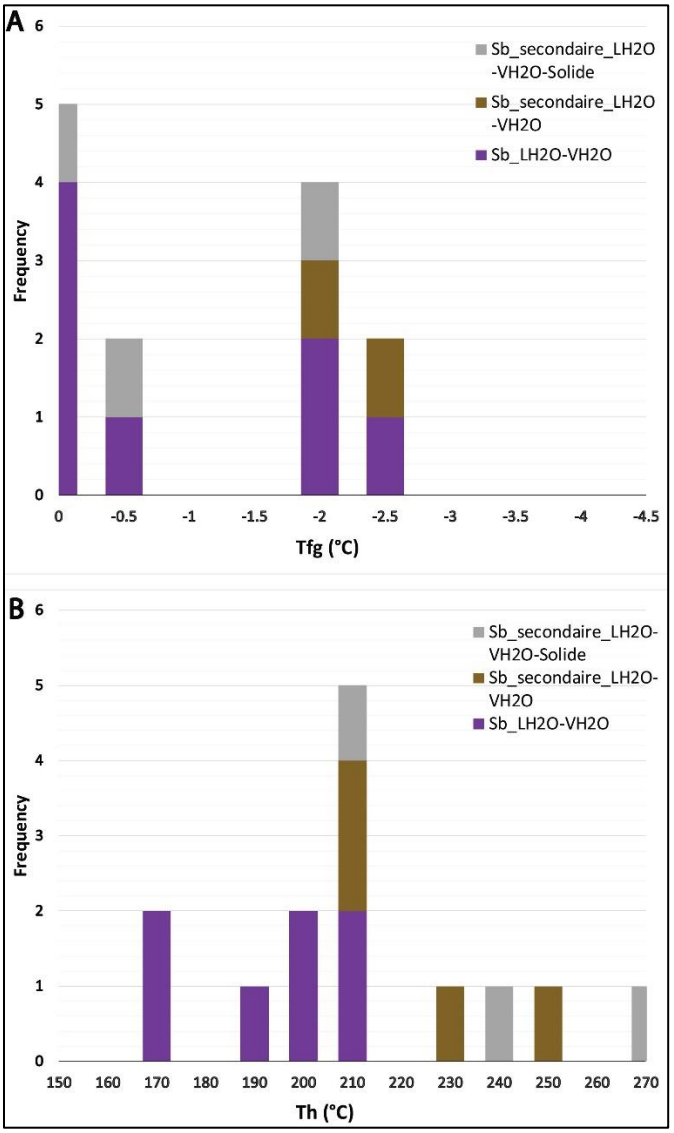


Figure 197 : Histogramme de répartition des mesures microthermométriques réalisées sur les inclusions dans les stibines des Brouzils. A) Histogramme de fréquence des Tfg des différents types d'inclusions. B) Histogramme de fréquence des Tfc. C) Histogramme de fréquence des Th.

Interprétations : fluides en présence et évolution

A la Chardière, les inclusions aquo-carboniques sont présentes à la fois dans les quartz précoces (stade 1) QzA (cœur et bordure limpide), mais aussi dans les quartz QzC supposés contemporains du dépôt de la stibine (stade 3). Elles montrent des Tfg, Tfc et des Th pour le QzA proches, indiquant un même évènement de

formation à partir d'un même fluide hyperthermal. Les Th du quartz QzA sont élevées, autour de 300°C, avec des maximales à 360°C. Ces températures minimales de piégeages pour les fluides précoces sont cohérentes avec les températures de formation de 370°C estimées sur les arsénopyrites du stade 2 postérieurement à la mise en place de QzA (géothermomètre des arsénopyrites, Chapitre 5). Les températures minimales de piégeage évoluent vers des températures plus basses pour le QzC (Fig. 198), avec un mode principal autour de 220°C qui est accompagné par une baisse de la Tfg (mode principal autour de -1,5°C).

Les valeurs de Tfc entre 7,5 et 10°C (rare) indiquent une composition de la phase volatile à CO_2 dominante, avec l'absence probable d'autres phases volatiles comme N_2 et CH_4 (Hollister et Burrus, 1976 ; Collins, 1979). Des analyses raman n'ont pas pu être réalisées par manque de temps mais permettraient de confirmer ce résultat. L'estimation de la salinité des inclusions aquo-carboniques a été faite d'après les équations de Diamond (1992) qui donnent des salinités faibles majoritairement < 5 % eq poids NaCl. Le résultat de cette estimation est cependant à prendre avec prudence, les équations utilisées sont plus adaptées pour des inclusions de type L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2} que pour celles à L_{H2O}-L_{CO2} (Collins, 1979 ; Diamond, 1992 ; Diamond, 1994).

Nos résultats suggèrent que le fluide minéralisateur responsable de la formation des stades précoces et à arsénopyrite (stade 1 et 2) de la minéralisation était de nature aquo-carbonique (H_2O-CO_2-NaCl), chaud (> 300°C), de faible salinité (< 5% eq poids NaCl), avec des phases volatiles composées majoritairement de CO_2. Son refroidissement au cours de la mise en place de la minéralisation serait en grande partie responsable du dépôt tardif de la stibine à plus faible température, autour de 220°C (Fig. 198). La présence de phases volatiles composées majoritairement de CO_2, la faible salinité confortée par l'absence de cube de sel dans les inclusions et des températures minimales de piégeages élevées pour le stade précoce, pourraient indiquer une origine crustale des fluides avec une forte composante métamorphique (Boiron et al., 1990, 2003). Cette interprétation est cohérente avec l'environnement géologique, et les conditions de formations de la minéralisation (chapitre 2).

Pour les Brouzils, l'absence de données fiables sur la nature des fluides associées au dépôt de la gangue limite l'interprétation des données. Il semble néanmoins qu'une chute de température soit responsable du dépôt de la stibine comme à la Chardière. Les estimations sur la température de formation (géothermomètre des arsénopyrites) du stade précoce à arsénopyrite indiquent des températures élevées de l'ordre de 320°C, alors que les températures minimales de piégeage mesurées sur les inclusions dans les stibines (L_{H2O}-V_{H2O}) sont autour de 190°C. Elles sont compatibles avec les résultats de Bailly et al. (2000) et plus faibles que celles de la Chardière (Fig. 198). Les caractéristiques des inclusions L_{H2O}-V_{H2O} primaires sont cohérentes avec un fluide superficiel probablement d'origine météorique qui est contemporain du dépôt de la stibine.

Les résultats, bien que parcellaire, sur l'étude des fluides des minéralisations de Vendée semblent montrer une évolution proche entre la Chardière et la minéralisation des Brouzils qui est en accord avec une mise en place contrôlée par un même évènement tectonique (voir chapitre 2). Des fluides de haute température du stade précoce à arsénopyrite évoluent vers des fluides de plus basse température (autour de 200°C). L'arrivée dans le système de fluides aqueux peu salins superficiels pourrait être à l'origine de la diminution de la température et de dilution à l'origine du dépôt de la stibine aux Brouzils, sur le même principe qu'à la Lucette. Ce mécanisme pourrait expliquer la diminution de la température enregistrée dans les quartz cogénétiques de la stibine à la Chardière, mais reste à étayer. Pour cela, il serait intéressant de caractériser la composition chimique des phases volatiles des inclusions bi- et triphasées aquo-carboniques au raman afin de pouvoir estimer précisément les salinités et les conditions de pression et température de piégeage de ces inclusions. L'acquisition de mesures microthermométriques sur des inclusions primaires des quartz des Brouzils permettrait d'apporter des arguments supplémentaires pour mieux étudier la composition des fluides de la phase précoce afin de savoir si sa composition est similaire à celle des fluides précoces de la Chardière.

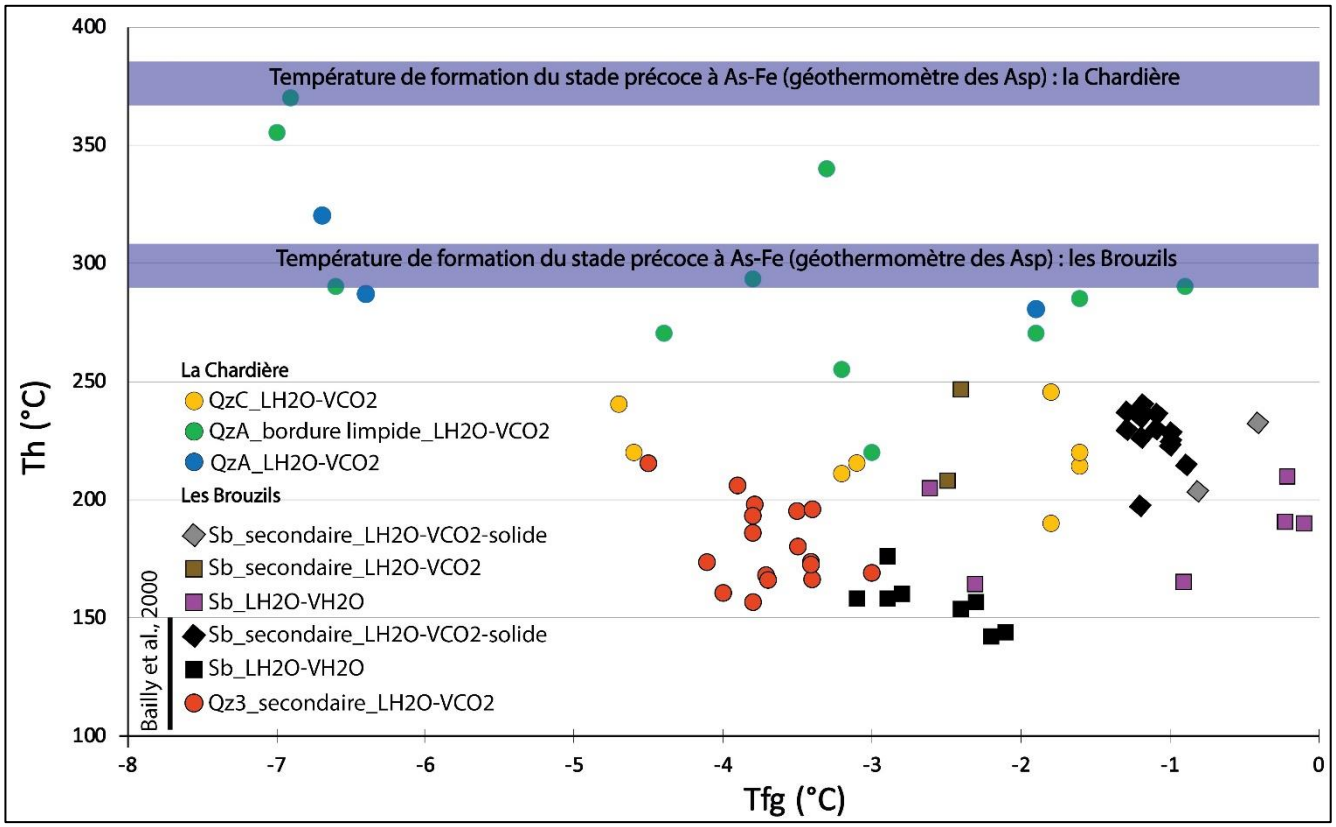


Figure 198 : Diagramme Th en fonction de la Tfg pour les différents types d'inclusions aquo-carboniques et aqueuses contenues dans les différents quartz de la Chardière comparées à celles des inclusions fluides des Brouzils (Bailly et al., 2000 + données de cette étude).

Les mesures réalisées sur les inclusions secondaires dans la stibine indiquent qu'un évènement hydrothermal aquo-carbonique de température plus élevée (température minimale de piégeage autour de 220°C) a eu lieu après le dépôt de la stibine (Fig. 198). Nos données ne nous permettent pas de le rattacher aux 2 évènements métallogéniques majeurs plus jeunes reconnus dans le Massif armoricain. En effet, le dépôt d'une paragenèse à métaux de base (stade 4) postérieur à celui de la stibine (Rochetrejoux par exemple) qui correspond à l'évènement à Pb-Zn d'âge liasique observé dans l'ensemble du Massif armoricain semble trop froid entre 150-180°C (Marcoux et al., 1984 ; Chauris et Marcoux, 1994). Pour la phase uranifère (entre 300-270 Ma), les températures minimales de piégeage de celles-ci semblent trop élevées, entre 260 et 460°C d'après les résultats microthermométriques obtenus par Ballouard et al. (2016) sur la minéralisation de Pen Ar Ran (Vendée littorale).

L'évolution des compositions et des températures minimales de piégeage des inclusions fluides, la présence de fluide aqueux lors du dépôt de la stibine et les gammes de Tgf et Th mesurées sur les minéralisations de Vendée semblent proches de celles de la Lucette, ce qui serait cohérent avec un même évènement hydrothermal à l'origine de leurs formations. La différence dans les Tfc égale ou supérieure à 10°C à la Lucette indiquent des concentrations plus importantes en CH_4, N_2 (jusqu'à 30 % mol N_2 et 4,6 % mol CH_4 d'après Pochon, 2017). Cette différence de signature pourrait être expliquée par la nature distincte de leurs roches encaissantes. En effet, à la Lucette des niveaux importants de schistes ampélitiques riches en graphite sont situés à proximité immédiate de la minéralisation et seraient responsables de l'enrichissement principalement en CH_4 et N_2 des fluides (Boiron et al., 2003) lors de processus d'interaction fluide-roche.

7.3. Géochimie des terres rares et éléments traces des scheelites et apatites

7.3.1. Méthodologie

Les concentrations en terres rares et éléments traces dans la scheelite et les apatites ont été déterminées *in situ* par la méthode de l'ablation laser couplée à un spectromètre de masse à plasma induit (LA-ICP-MS). Les analyses ont été effectuées à l'Université de Brest avec un laser Geolas 193 nm Excimer couplé à un ICP-MS quadripolaire Thermo Element II. Les analyses ont été acquises avec les paramètres suivants pour le laser, une fréquence de 10 Hz, une énergie de 6 J/cm² et une ouverture de faisceau variable entre 90 µm et 120 µm suivant la taille des minéraux analysés. Le matériel ablaté est amené à l'ICP-MS par un flux d'hélium de 253 mL/min. Les analyses comprennent une mesure de blanc de 20 s, suivies de 60 s d'ablation. Les éléments analysés ont été les suivants : Ca^{43}, Mn^{55}, Fe^{57}, Rb^{85}, Sr^{88}, Y^{89}, Zr^{91}, Nb^{93}, Mo^{97}, Sb^{121}, La^{139}, Ce^{140}, Pr^{141}, Nb^{146}, Sm^{147}, Eu^{151}, Gd^{160}, Tb^{159}, Dy^{161}, Ho^{165}, Er^{167}, Tm^{169}, Yb^{173}, Lu^{175}, W^{183}, Au^{197}, Pb^{208}, Th^{232}, U^{238}. Le spectromètre de masse est initialement calibré avec une solution multi-élément. Le standard NIST612

a été utilisé comme standard primaire et les standards NIST610 et NIST614 comme standards de contrôle. Les 3 standards de contrôle ont été analysés toutes les 10 mesures. Les données ont été traitées à l'aide du logiciel Glitter (Van Achterbergh et al., 2001) pour obtenir les concentrations des différents éléments en ppm. Le Ca^{43} a été utilisé comme standard interne. Le détail des analyses se trouve en annexe 18.

7.3.2. Résultats obtenus sur la minéralisation à antimoine-or (tungstène) de la Lucette

Les analyses en terres rares pour les scheelites (Fig. 199A) du stade précoce 1 du gisement à Sb-Au-(W) de la Lucette (Fig. 140) ont été normalisées aux chondrites d'après les valeurs de McDonough et Sun (1995). Les spectres sont similaires entre eux, ils sont caractérisés par une forme très redressée avec un appauvrissement en LREE (La + Ce + Pr + Nd) et un fort enrichissement en MREE (Sm + Eu + Gd + Tb + Dy) et HREE (Ho + Er + Tm + Yb + Lu) associé à une anomalie positive en Eu. L'or est présent dans toutes les scheelites à une teneur moyenne de 3,45 ppm. Les teneurs en molybdène sont faibles et constantes autour de 1 ppm, tout comme celles en antimoine, autour de 0,8 ppm. Le diagramme de l'anomalie europium (Eu/Eu*) en fonction de l'anomalie cérium (Ce/Ce*) montre que (Fig. 199B) les scheelites ont des anomalies en Eu élevées supérieures à 2. Les scheelites affichent des valeurs pour l'anomalie cérium élevées (1 à 1,25). Dans le diagramme LREE-MREE-HREE (Fig. 199C), elles présentent un appauvrissement en LREE et un enrichissement plus important en HREE qu'en MREE, leurs compositions sont proches de celles du champ des gisements filoniens à W du Sud de la Chine (Fig. 199C).

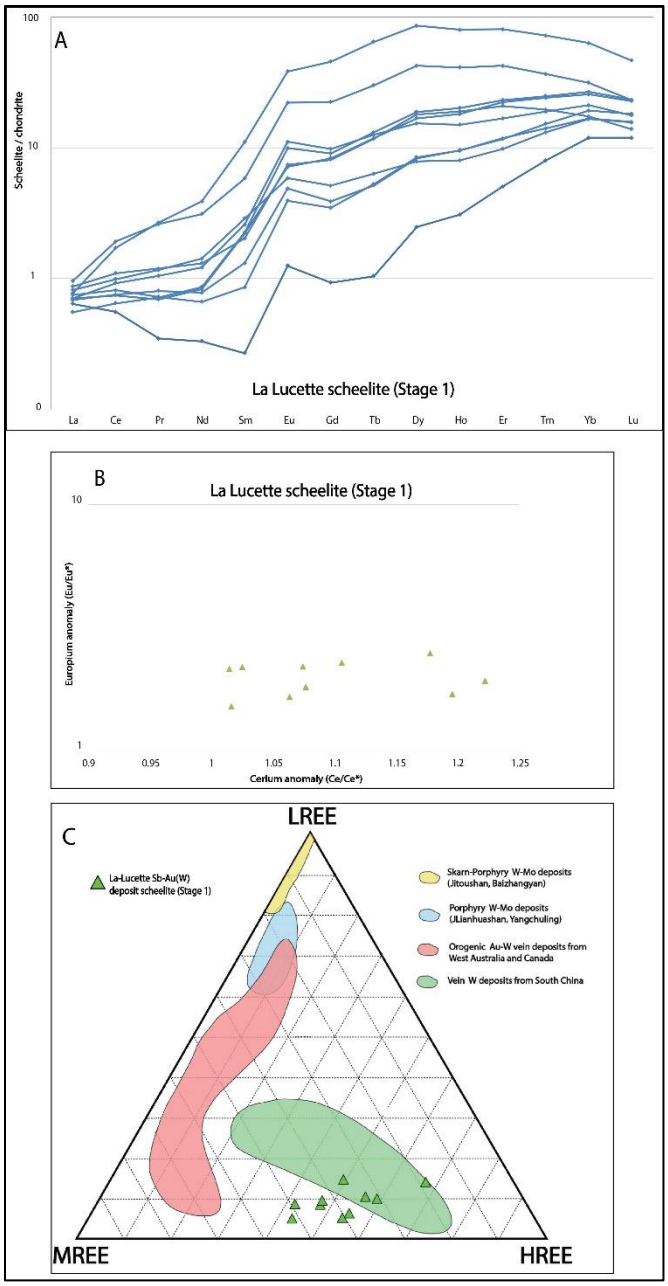


Figure 199 : A) Spectres des terres rares normalisés aux chondrites pour les scheelites du gisement de la Lucette (stade 1) d'après les analyses LA-ICP-MS. (B) Diagramme de l'anomalie Eu/Eu en fonction de l'anomalie Ce/Ce* des scheelites. Eu/Eu*=EuCN/(SmCN x GdCN)$^{0.5}$ et Ce/Ce*=CeCN/(LaCN x PrCN)$^{0.5}$ d'après Worrall et al., (2001). CN : analyses normalisées aux chondrites. (C) Diagramme ternaire MREE-LREE-HREE pour les scheelites analysées comparées aux champs de composition des scheelites provenant de différents types de minéralisations. (LREE = La + Ce + Pr + Nd, MREE = Sm + Eu + Gd + Tb + Dy, HREE = Ho + Er + Tm + Yb + Lu. Les données bibliographiques proviennent de : Zhang et al., 1990 ; Sylvester et Ghaderi, 1997 ; Ghaderi et al., 1999 ; Song et al., 2014).*

7.3.3-Données complémentaires sur le gisement de type « or orogénique » de la Bellière

Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites pour les scheelites (Fig. 200A) et les apatites (Fig. 200B) du stade précoce 1B contemporain du dépôt des arsénopyrites du gisement de la Bellière (Fig. 100)

présentent des spectres similaires. Ils ont une forme aplatie pour les LREE et MREE, avec une anomalie positive en Eu très importante, et un faible appauvrissement en HREE. L'or est présent dans toutes les scheelites à une teneur moyenne de 1,84 ppm (n = 10), mais n'a pas été détecté dans les apatites. Les teneurs en molybdène sont faibles et constantes autour de 1 ppm. Le diagramme de l'anomalie europium (Eu/Eu*) en fonction de l'anomalie cérium (Ce/Ce*) montre que (Fig. 200C) les scheelites et les apatites ont des anomalies en Eu élevées supérieures à 10. Les scheelites affichent des valeurs pour l'anomalie cérium modérées à élevées (0,95-1,2), tandis que les apatites montrent des valeurs très élevées en Ce/Ce* (1,1-1,15). Les scheelites de La Bellière présentent un appauvrissement en HREE et un enrichissement modéré en LREE et MREE. Selon le diagramme LREE-MREE-HREE (Fig. 200D), ce champ de composition est très proche de celui des scheelites des gisements de type « or orogénique » et est distinct de celui des scheelites de la Lucette (Fig. 200D).

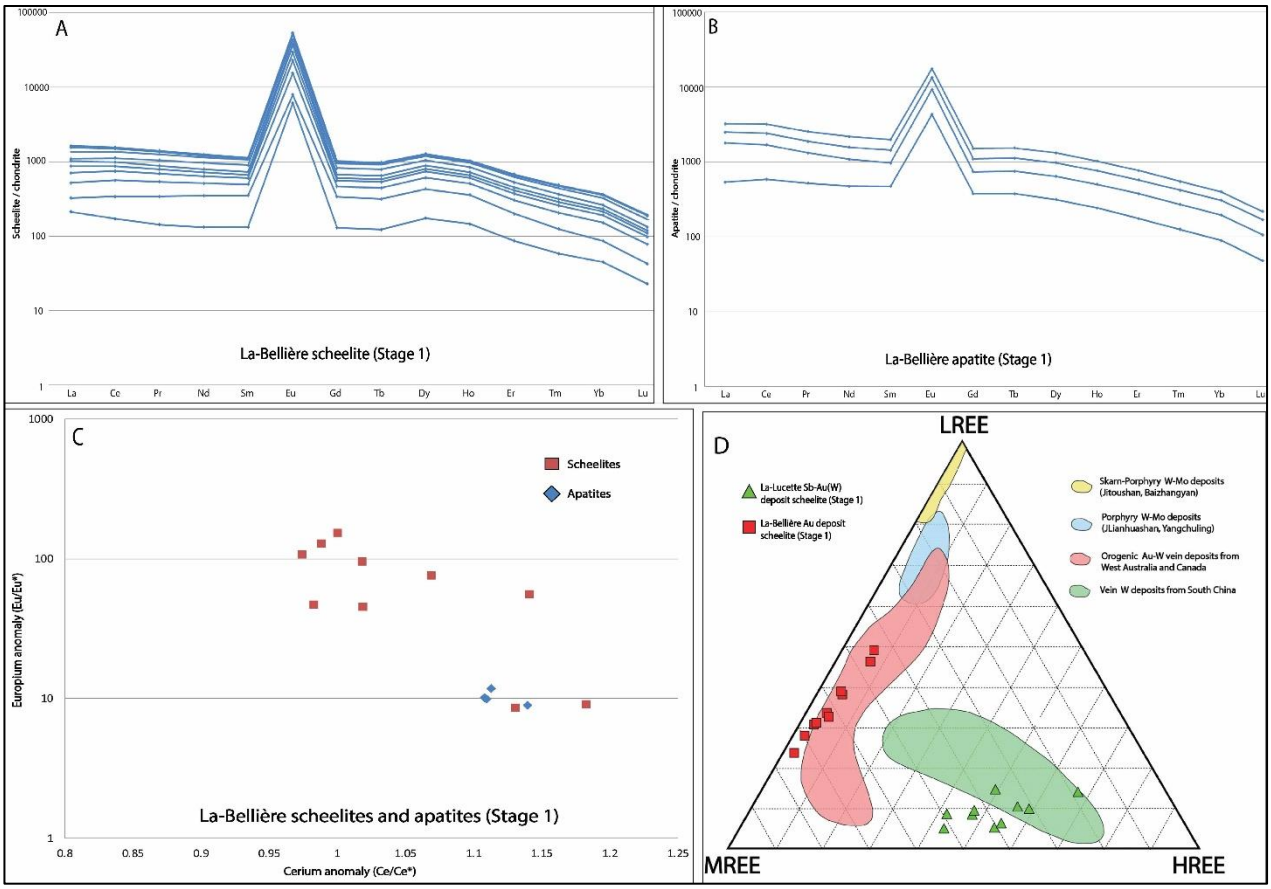


Figure 200 : Spectres des terres rares normalisés aux chondrites des scheelites (A) et des apatites (B) du gisement de la Bellière (stade 1b) d'après les analyses LA-ICP-MS. (C) Diagramme de l'anomalie Eu/Eu en fonction de l'anomalie Ce/Ce* des scheelites. Eu/Eu*=EuCN/(SmCN x GdCN)$^{0.5}$ et Ce/Ce*=CeCN/(LaCN x PrCN)$^{0.5}$ d'après Worrall et al., (2001). CN: analyses normalisées aux chondrites. (D) Diagramme ternaire MREE-LREE-HREE pour les scheelites analysées comparées aux champs de composition des scheelites provenant de différents types de minéralisations. (LREE = La + Ce + Pr + Nd, MREE = Sm + Eu + Gd + Tb + Dy, HREE = Ho + Er + Tm + Yb + Lu. Les données bibliographiques proviennent de : Zhang et al., 1990 ; Sylvester et Ghaderi, 1997 ; Ghaderi et al., 1999 ; Song et al., 2014).*

7.3.4. Interprétations

Les analyses en terres rares et éléments traces dans les scheelites et apatites (stade 1b) du gisement de la Bellière montrent de plus fortes concentrations que dans celles de la Lucette. A la Bellière, les profils de terres rares sont très similaires entre la scheelite et l'apatite du fait de leurs processus d'incorporation des terres rares proches (Raimbault et al., 1993) et en raison de leur mise en place cogénétique. Plusieurs auteurs ont proposé que les variations de compositions des terres rares et de certains éléments traces comme le Mo dans les scheelites et apatites puissent refléter la source et l'évolution des fluides (Sylvester et Ghaderi, 1997 ; Ghaderi et al., 1999 ; Xiong et al., 2006 ; Dostal et al. , 2009 ; Song et al., 2014 ; Hazarika et al., 2016 ; Mao et al., 2016 ; Raju et al., 2016 ; Fu et al., 2017; Zhang et al., 2018). Les profils des terres rares de la Bellière très plats, avec un faible appauvrissement en HREE et de faibles concentrations en Mo (< 10 ppm), sont couramment observés dans les apatites et les scheelites provenant de gisements d' « or orogéniques » et suggèrent une origine des fluides indépendante de processus magmatique (Sylvester et Ghaderi, 1997 ; Ghaderi et al., 1999 ; Xiong et al., 2006 ; Dostal et al. , 2009 ; Song et al., 2014 ; Raju et al., 2016 ; Mao et al., 2016 ; Hazarika et al., 2016 ; Fu et al., 2017; Zhang et al., 2018). Le pic positif en Eu et les anomalie Eu/Eu* extrêmement élevées renforcent cette idée et suggèrent des fluides réducteurs, ce qui est aussi confirmé par les faibles teneurs en Mo (Song et al., 2014).

L'ensemble de ces caractéristiques et notamment celles des scheelites sont similaires à celles des gisements filoniens à Au-W de type « or orogénique » d'Australie et du Canada (Sylvester et Ghaderi, 1997 ; Ghaderi et al., 1999 ; Brugger et al., 2000,2002,2008 ; Xiong et al., 2006 ; Dostal et al. , 2009 ; Peng et al., 2010 ; Song et al., 2014 ; Hazarika et al., 2016 ; Mao et al., 2016 ; Raju et al., 2016 ; Fu et al., 2017 ; Zhang et al., 2018). La signature non magmatique des scheelites de la Bellière est cohérente avec l'environnement géologique, la nature du gisement et la composition des inclusions fluides à H_2O-NaCl-CO_2-(CH_4), contemporaines de ce stade qui dénotent une origine des fluides à forte composante métamorphique (Boiron et al., 1990). Une autre explication à l'importante anomalie positive en Eu serait que les scheelites et apatites pourraient avoir héritées de teneurs en Eu des plagioclases pendant leur altération en séricite et dolomie ferrifère. De petites quantités de plagioclases sont présentes dans la gangue de quartz, ainsi que dans l'encaissant de grauwacke, et leur altération semble sub-synchrone aux dépôts des scheelites et apatites (voir la succession paragénétique : Fig. 100). L'Eu en particulier serait relâché lors de la transformation des plagioclases et irait préférentiellement se fixer avec les apatites et scheelites (Mao et al., 2016), car les terres rares sont très incompatibles avec les micas (Adam et Green, 2006). La relation spatiale systématique entre les plagioclases altérés, la scheelite et l'apatite est cohérente avec cette hypothèse et pourrait expliquer l'origine de la formation de ces minéraux dans ce type de gisement. Dans ce cas, la signature en éléments traces et

terres rares serait marqueur de processus d'altération fluide/roche, plus que de l'origine des fluides. Ici, d'après l'importance extrême de cette anomalie, il est possible que ces 2 processus puissent expliquer cette anomalie.

Pour les scheelites du gisement de la Lucette, des interprétations similaires peuvent être faites. Les profils des terres rares très pentus, avec un appauvrissement fort en LREE et un enrichissement fort en MREE et HREE sont rarement observés et sont en opposition avec des signatures de scheelites formées à partir de fluide d'origine magmatique (Sylvester et Ghaderi, 1997 ; Ghaderi et al., 1999 ; Xiong et al., 2006 ; Dostal et al. , 2009 ; Song et al., 2014 ; Raju et al., 2016 ; Mao et al., 2016 ; Hazarika et al., 2016 ; Fu et al., 2017; Zhang et al., 2018). Le pic positif de l'europium, l'anomalie Eu/Eu* élevée et les faibles concentrations en Mo renforcent cette idée et indiquent des fluides à caractère réducteur. L'environnement géologique ainsi que l'étude des inclusions fluides menée en parallèle dans cette partie sont cohérents avec cette hypothèse. La composition en terres rares des scheelites de la Lucette est proche du champ de composition des gisements filoniens à W du Sud de la Chine (Fig. 199C). Il est à noter que cette signature particulière est identique à celle des scheelites du gisement à Au-Sb-W de Woxi en Chine du Sud, qui se met en place dans un environnement proche de celui de la Lucette (Zhu et Peng, 2015 ; Liang et al., 2015). La composition des terres rares des scheelites a été étudiée par Peng et al. (2006) qui interprètent l'origine et la précipitation de la scheelite comme liée à la déstabilisation de minéraux précoces lors de processus d'interaction fluide/roches, comme il est aussi suggéré pour les scheelites de la Bellière.

Nos résultats montrent que l'or semble présent en petites quantités dans la scheelite (1 ppm pour la Bellière et 3 ppm pour la Lucette), ce qui indique que ce métal est présent dès les premiers stades de formation aussi bien dans les scheelites et les arsénopyrites à la Lucette, et seulement dans les scheelites à la Bellière. Ces premiers résultats sur l'étude des signatures en terres rares ont montré qu'il existe une grande variabilité de composition, traceur d'une histoire hydrothermale différente entre les scheelites provenant d'un gisement type « or orogénique » comme la Bellière et d'un gisement à Sb-Au-(W) comme la Lucette. Cette technique s'avère être un bon moyen pour les différencier. La signature en terres rares de scheelites collectées durant des campagnes d'exploration régionales alluvionnaires permettrait d'identifier le type de gisement auquel elles appartiennent dès les premières étapes de l'exploration, ce qui permettrait de mieux orienter les phases de prospections plus détaillées.

Chapitre VIII

Discussions générales et conclusions

Chapitre 8. Discussions générales et conclusions

Dans cet ultime chapitre, les résultats majeurs obtenus sur les différents secteurs d'études seront rappelés et comparés entre eux pour mettre en exergue les principales caractéristiques des minéralisations étudiées, et tenter de préciser la nature de la relation antimoine-or, à différentes échelles. L'ensemble des données sera réuni et synthétisé dans un modèle métallogénique qui discutera notamment des conséquences sur les circulations de fluides minéralisateurs à l'échelle de la croûte, la nature et la chronologie des processus tectoniques qui en sont la cause, replacés dans le contexte de la chaine varisque au Carbonifère. A la lumière de ces considérations, la détermination de nouveaux métallotectes ainsi que la question de la source des métaux seront discutés.

8.1. Morphologie et formation des minéralisations filoniennes à antimoine-or

8.1.1. Morphologie des minéralisations

Sur l'ensemble des secteurs d'études, répartis dans le Massif armoricain et dans le Massif central, les résultats de notre étude montrent que les minéralisations filoniennes à Sb seul et Sb(Au) bien que souvent individualisées sont en réalité relativement similaires au sein de ces 2 domaines varisques. Ces minéralisations d'une puissance variable entre 0,1 et 8 m se présentent sous forme de filons lenticulaires de quartz riches en stibine sécants sur l'encaissant. Leurs bordures sont marquées par des plans de faille et des salbandes argileuses. L'altération hydrothermale de l'encaissant reste très restreinte (< 10 m de chaque côté des épontes) et montre une intensité croissante vers le cœur de la structure filonienne, où la zone altérée laisse place à une caisse filonienne composée de brèche de faille argilisée.

Les résultats de la modélisation 3D des Brouzils (Chapitre 3) comparés aux plans miniers historiques de différentes autres minéralisations du même type montrent une géométrie similaire qui s'apparente à une succession, aussi bien sur le plan horizontal que vertical, de plusieurs lentilles de quartz d'aspect calcédonieux riches en stibine d'une dizaine à quelques centaines de mètres de longueur (lentille de 260 m de profondeur à la Lucette), avec une moyenne autour de 100 m. Elles sont entrecoupées par des zones de caisses filoniennes stériles de puissances équivalentes. Ces colonnes minéralisées peuvent avoir un pitch comme aux Brouzils ou être décalées par des failles tardives.

8.1.2. Processus et environnement de formation

La formation des minéralisations filoniennes à Sb et Sb(Au) est polyphasée avec une minéralogie limitée et une évolution dans la succession paragénétique très similaire sur la totalité les secteurs étudiés. Elle peut être résumée en 4 grands stades de formation successifs dont chacun correspond à la mise en place d'une génération de quartz minéralisé ou stérile :

1) **Stade initial** : La bréchification tectonique de l'encaissant est à l'origine de la création d'une porosité de fracture importante qui peut être accompagnée d'une première génération discrète de quartz stérile (Vendée), ou faiblement minéralisée en arsénopyrite (Marmaissat). Exceptionnellement cette génération peut se présenter sous la forme d'un dépôt massif de quartz en peigne minéralisé en scheelite comme à la Lucette (Chapitre 5).

2) **Stade précoce à As-Fe** : Un nouvel incrément de fracturation amène la cristallisation importante de quartz microcristallin qui vient envahir la structure, synchrone du dépôt d'arsénopyrite dominante et pyrite arséniée. C'est le premier stade important reconnu, en proportions variables dans l'ensemble des minéralisations à Sb. La température de dépôt est estimée entre 260 et 350°C par les données d'inclusions fluides et le géothermomètre de l'arsénopyrite.

3) **Stade intermédiaire** : Il se compose d'une paragenèse à sphalérite majoritaire, accompagnée par la berthiérite et rare chalcopyrite, avec parfois une deuxième génération de pyrite comme à Brioude-Massiac. Cette paragenèse est associée à une nouvelle génération de quartz macrocristallin, pyramidé ou fibro-radié (Vendée et la Bellière) qui montre fréquemment une croissance épitaxiale sur la génération précédente. Dans de rares cas cette paragenèse peut être plus diversifiée avec de la chalcostibite et des traces de galène (la Lucette). Il peut être absent ou très discret.

4) **Stade tardif à Sb(Au)** : La stibine se met en place massivement en remplissage des cavités ouvertes durant la cristallisation des quartz des générations précédentes. Elle est accompagnée par le dépôt quasi-systématique d'antimoine natif fin et disséminé, et de grains visibles d'or natif associés à de l'aurostibite (la Lucette et Marmaissat). La chalcostibite (la Chardière), la tétraédrite (la Chardière et la Bessade) ou des sulfosels de Pb-Sb.

Les textures des différentes générations de quartz et leurs évolutions sont très similaires entre les différents secteurs d'études et sont classiquement observées dans les gisements filoniens de type épithermal formés dans des niveaux très superficiels de la croûte (Dowling et Morison, 1988 ; White et Hedenquist, 1990 ; Dong et al., 1995 ; Kontak et al., 1996 ; Simmons et al., 2005 ; Chauvet et al., 2006 ; Shimizu, 2014). Cela

suggère que les minéralisations filoniennes à Sb et Sb(Au) se déposent dans les 5 premiers kilomètres de la croûte, ce qui est confirmé par l'absence de textures de déformation ductile/cassante ou ductile. La déformation qui contrôle la mise en place de la minéralisation est uniquement cassante, associée à un régime de pression hydrostatique, renforcée par l'observation de texture de bréchification hydraulique sur certaines structures filoniennes de Vendée ou à la Lucette. Les résultats précédents sont en faveur d'un mécanisme de formation par remplissage d'ouverture successives, ou d'encroûtement (Jébrak, 1992 ; Gaboury et Daigneault, 2000), qui pourrait se former grâce à un mécanisme de type « suction pump » (Sibson et al., 1975 ; Sibson, 1987). Ce modèle suggère que les mouvements sismiques sur les failles induisent l'ouverture soudaine de la caisse filonienne ce qui provoque une baisse brutale de la pression du fluide, qui aura pour effet d'aspirer des fluides situés autour de la faille, et les drainer vers les zones de faille en extension ou en transtension, qui correspondent le plus souvent à des zones de relais où ils vont précipiter pour former les minéralisations et colmater les ouvertures.

La texture du quartz microcristallin du stade précoce est interprétée comme le résultat de la cristallisation d'un gel de silice durant une rapide chute de pression (Bouchot et al., 1994) ce qui est cohérent avec le mécanisme de formation proposé. De même, l'habitus des arsénopyrites, similaire à celui des arsénopyrites du Châtelet (Nord du Massif central ; Bouchot et al., 1994) sont en accord avec cette hypothèse. Les habitus des quartz macrocristallins, pyramidés associés aux phases de dépôt plus tardives résultent eux d'une croissance lente provoquée par le colmatage progressif de la zone de faille lors de la fin de sa période d'activité.

8.2. L'or dans les minéralisations à antimoine-or

8.2.1. Habitus et place de l'or

L'association entre l'antimoine et or est systématique et intervient à différentes échelles. A l'échelle régionale, les filons de quartz aurifères (type « or orogénique ») sont spatialement associés aux minéralisations à Sb et Sb(Au) qui semblent se distribuer autour de ces derniers comme en témoigne la géométrie des districts de la Bellière, ou celui de Saint-Yrieix (Limousin) ou encore à Brioude-Massiac ou au Châtelet (Creuse). A l'échelle du minerai ces 2 métaux sont intimement liés avec un dépôt cogénétique comme à la Lucette.

Du fait de sa rareté par rapport à la stibine, l'or passe la plupart du temps inaperçu et n'est pas recherché de manière systématique, et de ce fait ses caractéristiques ainsi que les raisons de sa présence restent peu contraintes. Nos résultats, ainsi que les données bibliographiques, montrent que l'or est présent à

des teneurs variables aussi bien dans les minéralisations considérées comme à « antimoine seul » (ex : les Brouzils, indices à antimoine de la Bellière) que dans celles à antimoine et or (ex : la Lucette). En effet, les indices à antimoine de la Bellière révèlent des teneurs comprises entre 0,2 à 1 g/t Au alors que celles de la Lucette montrent des teneurs plus importantes et variables de quelques g/t à x 100 g/t Au (Serment, 1978) avec une moyenne de 40 g/t Au.

Il semble donc plus judicieux de les définir comme des minéralisation à antimoine et or notées minéralisations à Sb(Au), d'après ubiquité de l'or et les caractéristiques similaires de ces 2 minéralisations, plutôt que de maintenir cette distinction. Leurs modalités de formation et leurs évolutions très similaires renforcent cette conclusion.

L'or se présente sous 4 formes minéralogiques différentes dans les minéralisations à Sb(Au). Il apparait dès le stade à arsénopyrite, d'abord 1) piégé dans le réseau cristallin des arsénopyrites enrichies en Sb, sous forme « d'or invisible » (Cabri et al., 1989 ; Cook et Chryssoulis, 1990 ; Genkin et al., 1998 ; Ashley et al., 2000 ; Morey et al., 2008 ; Zacharias et al., 2009 ; Sung et al., 2009 ; Large et al., 2011 ; Cook et al., 2013), 2) sous forme de petits grains d'électrum spatialement associés à l'arsénopyrite aurifère ou dans ses fractures (la Lucette), 3) sous forme de grains d'or natif d'une grande pureté (Ag < 2 %) et de grande taille (> 20 µm) en inclusions dans la stibine, et enfin 4) dans des minéraux d'alliages d'or et d'antimoine comme l'aurostibite (la Lucette et Marmaissat).

8.2.2. Les arsénopyrites aurifères des minéralisations à antimoine-or

Les analyses microsondes réalisées sur les arsénopyrites de Vendée (Chapitre 2) et les cartographies élémentaires sur celles de la Lucette (cf. Chapitre 5) montrent une forte concentration de l'or « invisible » dans les bordures des cristaux d'arsénopyrite associé à un enrichissement en arsenic et un appauvrissement en fer et antimoine. Ce comportement chimique dans des minéralisations filoniennes à antimoine du Massif armoricain est pour la première fois mis en évidence par notre étude. Il est identique à celui observé dans les gisements de type « or orogénique épizonal » du Massif central comme celui du Châtelet (Cathelineau et al., 1989 ; Johan et al., 1989 ; Bonnemaison et Marcoux, 1990 ; Bouchot et al., 1994 ; Marignac et Cuney, 1999 ; Bouchot et al., 2005) mais aussi dans ceux d'âge Précambrien comme au Canada et en Australie (Cabri et al., 1989 ; Cook et Chryssoulis, 1990 ; Genkin et al., 1998 ; Morey et al., 2008 ; Sung et al., 2009 ; Zacharias et al., 2009 ; Large et al., 2011 ; Cook et al., 2013) ou encore dans les gisements à Sb(Au) du district de Hillgrove (Ashleys et al., 2000). Les auteurs précédents s'accordent à dire que l'or serait incorporé dans l'arsénopyrite par substitution entre les ions Fe^{3+} et Au^{3+} ce qui semble aussi être le cas dans les minéralisations étudiées.

Les gammes de teneur en or dans les arsénopyrites aurifères ont pu être estimées grâce aux analyses LA-ICP-MS. En Vendée, 61 analyses réparties sur les Brouzils, la Télachère et la Chardière montrent des teneurs qui fluctuent fortement entre 1-2 ppm Au et plus de 400 ppm Au (la Télachère) avec une moyenne autour de 80 ppm. Pour la Lucette la teneur moyenne est plus élevée autour de 223 ppm (14 analyses).

8.2.3. Le cas de Brioude-Massiac

Il semble aussi dans ce district que des arsénopyrites aurifères avec des teneurs or < 500 ppm (limite de détection de la microsonde lors de la caractérisation des arsénopyrites) soient présentes dans cette zone. Cette hypothèse est compatible avec les analyses de roches qui montrent une corrélation importante entre arsenic et or (Sandras, 1989). L'or est aussi présent en grandes quantités dans le stade tardif à stibine sous forme d'or natif et d'aurostibite (Marmaissat). Son dépôt semble différent de celui des minéralisations à Sb(Au) du Massif armoricain car l'or s'observe toujours à proximité immédiate de plages de stibine formées par déstabilisation d'anciennes berthiérites. Il montre des textures très dendritiques et une association avec l'aurostibite et l'antimoine natif.

8.2.4. Evolution de l'or dans la paragenèse à antimoine-or

Il est possible de proposer un modèle évolutif qui explique les différents modes de dépôts de l'or, en respectant sa place dans l'histoire de la minéralisation à Sb(Au). Les fluides à l'origine de la genèse du stade précoce à arsénopyrite étaient déjà enrichis en or, qui a été piégé préférentiellement dans les arsénopyrites pendant sa cristallisation. La cinétique de cristallisation rapide associée à des températures < 400 °C de la gangue et des arsénopyrites enregistrées durant ce stade pourraient aussi être responsables de ce piégeage (Ashleys et al., 2000 ; Wu et al., 1989, Wu, 1990). Le passage d'or « invisible » déposé au stade précoce à son apparition sous forme d'or visible (électrum) dans les stades plus tardifs est bien documenté pour les minéralisations à « or orogénique » et est interprété comme le résultat, i) soit d'une évolution de la nature du fluide au cours des différents stades de la minéralisation (Genkin et al., 1998) ou bien ii) à la faveur de phénomènes de reconcentration vers la bordure et autour des arsénopyrites et ses fractures qui a lieu durant les étapes de recristallisation ou de déformation ultérieures (Cathelineau et al., 1989 ; Johan et al., 1989 ; Touray et al., 1989 ; Cabri et al., 1989 ; Cook et Chryssoulis, 1990 ; Bonnemaison et Marcoux, 1990 ; Ashleys et al., 2000 ; Cook et al., 2013 ; Morey et al., 2008 ; Sung et al., 2009 ; Large et al., 2011). La redistribution de l'or à l'intérieur de l'arsénopyrite est aussi documentée par Tomkins et Mavrogenes (2002) mais pour des gisements formés dans un contexte métamorphique de faciès granulite ce qui ne correspond pas aux conditions de dépôt des minéralisations de notre étude.

A la lumière de ces résultats, nous proposons que dans le cas des minéralisations à Sb(Au) étudiées, l'or puisse être remobilisé vers les bordures des cristaux d'arsénopyrite et reconcentré dans le fluide à la faveur des déformations ultérieures responsables de la mise en place des paragenèses plus tardives. L'or précipiterait postérieurement sous forme d'électrum (autour de 4 % Ag) dans les zones de fractures ou au contact des arsénopyrites (observé uniquement à la Lucette). Durant le stade tardif à stibine, l'ensemble de l'or serait une nouvelle fois remobilisé par les fluides saturés en antimoine et précipiterait en grande quantité avec la stibine sous forme d'or natif. La présence d'aurostibite et la grande pureté des grains d'or natif en inclusion dans la stibine sont des arguments en faveur de processus de remobilisation plutôt que de plusieurs venues successives de fluides saturées en or (Obolenski et al., 2009). Ce type de processus est invoqué pour expliquer la grande richesse des minéralisations du district de Krasna Hora (Némec et Zacharias, 2018).

Des processus de remobilisation seuls pourraient ne pas être suffisants pour expliquer la formation d'aussi grande quantité d'or comme à la Lucette, c'est pourquoi une partie pourrait aussi être apportée par les fluides antimonifères. La grande quantité de carbonates synchrone du dépôt de la stibine et de l'or n'a été observé qu'à la Lucette. La cristallisation des carbonates est légèrement antérieure à celle de l'or, et proviendrait de la précipitation des grandes quantités de CO_2-CH_4 des fluides faisant diminuer leurs pH entrainant la déstabilisation de l'or et sa précipitation. Cette hypothèse est cohérente avec les résultats thermodynamiques obtenus par Obolensky et al. (2009). De même, en Vendée la relative pauvreté en or pourrait s'expliquer à la fois par un pH plus élevé qui n'aurait pas permis le transport de grande quantité d'or par les fluides antimonifères, mais aussi par l'absence de processus de reconcentration importants. En effet, le dépôt des carbonates est faible ou décorrélé du dépôt de la stibine. Par conséquence, les faibles teneurs en or, en Vendée et à la Bellière s'expliqueraient par la présence majoritaire d'arsénopyrite aurifère, par opposition à la Lucette.

Dans le Massif central les processus de reconcentration de l'or peuvent aussi être invoqués mais semblent différents de ceux du Massif armoricain. Il est suggéré dans le Massif central que la transformation berthiérite-stibine soit à l'origine de la remobilisation majeur de l'or sans qu'il y ait eu besoin d'un apport en or venant des fluides antimonifères. Dans ce schéma l'or pourrait se trouver préconcentré sous forme invisible, dans le réseau cristallin des anciennes berthiérites. Cette hypothèse a été proposée par Picot et Marcoux. (1987), et semble être la plus adaptée pour expliquer les fortes teneurs en or dans les minéralisations de Brioude-Massiac. Des travaux complémentaires sur d'autres minéralisations à Sb(Au) du Massif central pourraient permettraient de généraliser ce mécanisme à l'ensemble du Massif central.

8.3. Evolution des fluides minéralisateurs

8.3.1. Origines et évolution des fluides dans le Massif armoricain

Les données microthermométriques acquises sur les inclusions fluides présentes dans les différentes générations de quartz, scheelite et stibine de la minéralisation à Sb(Au) de la Lucette, de la Chardière et des Brouzils en Vendée sont relativement identiques et cohérentes avec l'évolution paragénétique de ces minéralisations. Ces résultats renforcent l'idée d'un même évènement hydrothermal de formation dans l'ensemble du Massif armoricain.

Elles démontrent une diminution drastique de la température des fluides au cours de l'évolution de ces systèmes minéralisés. Nos résultats suggèrent aussi la présence de 2 types de fluides :

i) un fluide précoce aquo-carbonique (H_2O-CO_2-NaCl) chaud (> 300°C) de faible salinité (< 2% eq poids NaCl), contemporain du stade précoce à arsénopyrite (+ scheelite pour la Lucette). Les phases volatiles sont composées principalement de CO_2 avec l'incorporation de CH_4 et N_2 en quantité variable. Les températures minimales de piégeage sont proches de celles estimées avec le géothermomètre de l'arsénopyrite. Ces caractéristiques précédentes et la faible salinité, confortée par l'absence de cube de sel dans les inclusions, pourraient indiquer une origine crustale des fluides avec une forte composante métamorphique (Boiron et al., 1990, 2003). Cette interprétation est cohérente avec l'environnement géologique, et les conditions de formations des minéralisations étudiées en Vendée (chapitre 2) et à la Lucette (chapitre 5). Elle est aussi renforcée par les compositions en éléments traces et terres rares des scheelites de la Lucette qui semblent indiquer une source non magmatique (chapitre 7).

ii) Un deuxième fluide aqueux (H_2O-Nacl) avec des températures de piégeage minimales plus froides, entre 120 et 200°C, et des salinités faibles (0,1 et 5 % eq poids NaCl) a été observé directement dans les inclusions fluides dans les stibines (méthode IR). Ces caractéristiques sont compatibles avec un fluide superficiel d'origine météorique et sont cohérentes avec les textures de la gangues observées qui suggèrent un dépôt à faible profondeur (< 5 km) et faible pression. L'arrivée tardive de ce fluide météorique dans le système minéralisé aurait provoqué un mélange avec les fluides précoces aquo-carbonique, une dilution et un refroidissement des fluides présents entrainant le dépôt de la minéralisation économique à stibine et or visible. Des phénomènes locaux d'ébullition du fluide minéralisateur (ex : la Lucette) semblent aussi jouer un rôle important.

Les modèles thermodynamiques du système Fe-Sb-S-O prévoient que les facteurs majeurs contrôlant la solubilité de l'antimoine dans les fluides sont la température, le pH, l'activité du soufre et la fugacité de

l'oxygène (Krupp, 1988 ; Guillemette et Williams-Jones, 1993 ; Obolensky et al., 2009). Ils démontrent aussi que l'antimoine a une solubilité élevée au-dessus de 350°C mais diminue fortement sous 250°C ce qui entraine la précipitation de la stibine, même à partir d'une solution sous-saturée en antimoine (1 ppm). Ces données sur la solubilité de l'antimoine sont en accord avec la diminution drastique de température observée entre le stade précoce et le stade tardif à stibine, et semble être le mécanisme le plus simple et robuste pour expliquer sa précipitation. Les arsénopyrites riches en antimoine suggèrent que l'antimoine est initialement présent dans le fluide hydrothermal mais doit attendre que le système minéralisateur atteigne des températures plus froides, < 250°C pour précipiter. A cause du dépôt simultané de stibine et d'antimoine natif observé dans la plupart des minéralisations étudiés, une diminution de la température ne semble pas être le seul facteur responsable de la précipitation de la stibine qui pourrait être combinée aussi à une diminution de l'activité du soufre (Seal et al., 1992).

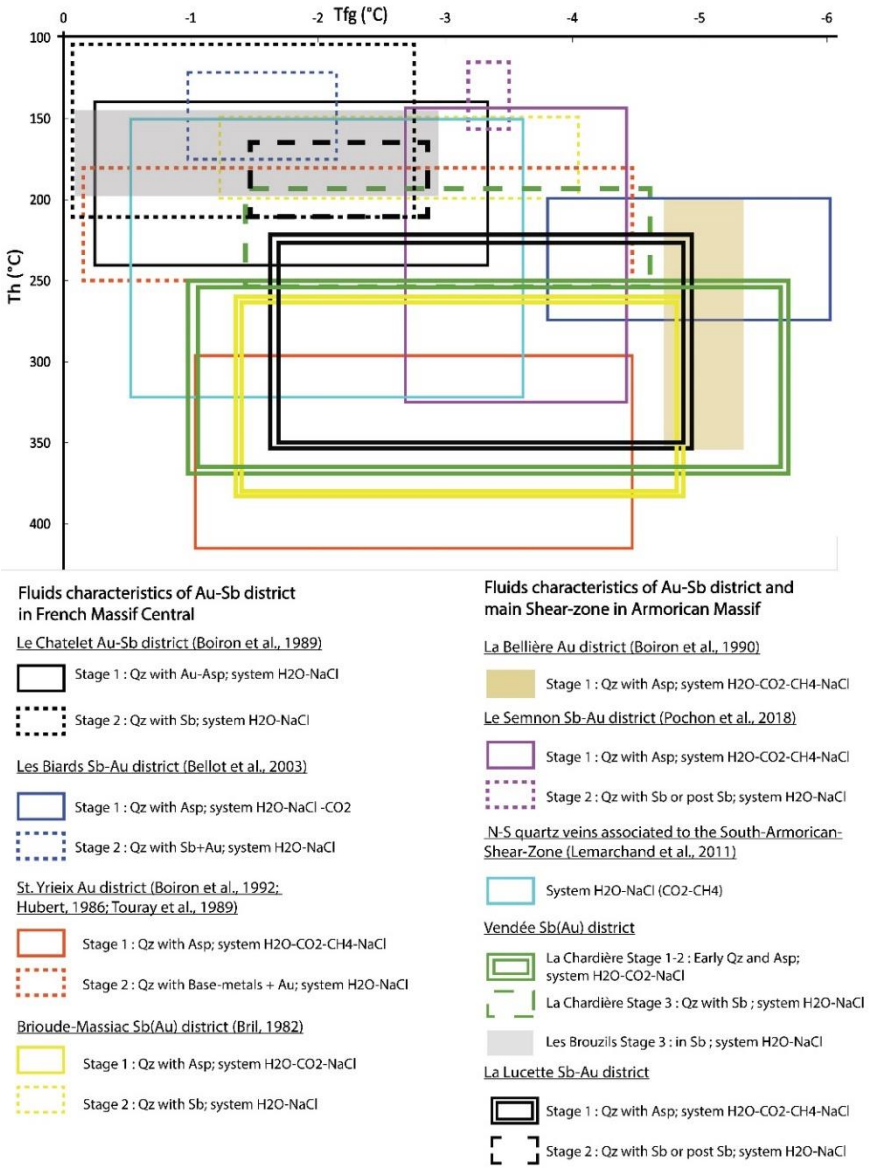


Figure 201 : Diagramme de Tfg (température de fusion de la glace) en fonction de la Th (température d'homogénéisation) pour les données d'inclusions fluides acquises durant cette étude et compilées dans la littérature.

8.3.2. Comparaison avec le Massif central et le type « or orogénique »

L'évolution et la nature des fluides dans les minéralisations à Sb(Au) sont très similaires à celles observées dans les minéralisations à Sb(Au) du Massif central (Fig. 201 ; Bril, 1982 ; Munoz et al., 1991 ; Bellot et al., 2003), à l'exception du gisement des Biards, où les fluides sont à H2O-NaCl du stade précoce jusqu'au stade tardif (Bellot et al., 2003). Les fluides des minéralisations à Sb(Au) ont une évolution très proche de celles des fluides des minéralisations de type « or orogénique mésozonal » du district de Saint-Yrieix (Fig. 201 et Fig. 202 ; Touray et al., 1989 ; Bonnemaison and Marcoux, 1990 ; Boiron et al., 1990, 2003 ; Nicaud, 2001 ; Bouchot et al., 2000, 2005) mais montrent des températures de Th plus élevées, > 100°C pour le stade précoce à arsénopyrite et > 50°C pour le stade tardif aurifère (Fig. 201 ; Boiron et al., 2003). Ces observations sont aussi valables pour les gisements à W-As-Au comme dans le district de la Chataigneraie (Lerouge et al.,2000) ou celles de Bonnac-Scoufour (Bril, 1982). Les minéralisations aurifères et à Sb(Au) subissent donc des évolutions comparables mais semblent piégées à des températures et donc des profondeurs différentes. De 15 à 2 km de profondeur que les minéralisations aurifères (Boiron et al., 2003 ; Bouchot et al., 2005) et plus superficiel entre 4 et 1 km pour celles à Sb(Au).

8.4. Discussion sur la source de l'antimoine

L'origine de l'antimoine reste obscure. Des auteurs suggèrent une pré-concentration en antimoine dans certaines lithologies environnantes : i) unités volcaniques cambriennes du district de Vendée (Marcoux et al., 1984 ; Chauris et Marcoux, 1994), ii) paragneiss encaissants à Brioude-Massiac (Roger, 1971), ou iii) roches basiques (Pochon et al., 2018). Ce type de modèle implique une circulation de fluides sur des grandes distances et dans un grand volume d'encaissant. Cependant, les roches hydrothermalisées observées forment des couloirs restreints de moins de 15 m de puissance, avec des teneurs trop faibles pour être à l'origine de la formation d'un gisement de plusieurs milliers de tonnes de Sb métal. Les modèles thermodynamiques (Krupp, 1988 ; Guillemette et Williams-Jones, 1993 ; Obolensky et al., 2009) démontrent que la stibine peut précipiter même dans des solutions sous-saturées en antimoine (1 ppm) ce qui n'implique pas nécessairement d'avoir une source très enrichie. La génération d'un important flux de fluide hydrothermaux sous saturé en antimoine, sur une longue période pourrait potentiellement être à l'origine de la formation de ces gisements, ce qui semble vraisemblable dans les cas étudiés. Les analyses isotopiques du plomb pourraient aider à identifier la source mais la rareté des minéraux plombifères dans ces minéralisations est un facteur limitant. Les rares mesures réalisées à la Télachère montrent des compositions crustales (Marcoux et al., 1984).

8.5. Nouvelles contraintes sur l'âge des minéralisations de type « or orogénique » et antimoine-or du Massif armoricain

8.5.1. Un évènement aurifère à 340-325 Ma dans le Massif armoricain

Dans le Massif armoricain et le Massif central, il est communément admis que les minéralisations type « or orogénique » appartenant à la fois aux sous-type mésozonal et épizonal d'après la classification de (Groves et al., 1998, 2003 ; Robert et al., 1997 ; Goldfarb et al., 2001-2005) et Sb(Au) filoniennes se mettent en place durant un seul et même évènement minéralisateur majeur, autour de 300 Ma : appelé évènement « Or 300 » (Bouchot et al., 1997,2005 ; Marignac et Cuney, 1999 ; Chauris et Marcoux, 1994 ; Tartèse, 2011 ; Gloaguen et al., 2007). Cette période est considérée comme favorable au piégeage de ces 2 métaux dans la croûte continentale. Dans le Massif central de nombreux arguments de chronologie relative tels que les relations de recoupements entre les filons minéralisés et des granites tardi-carbonifères ou des galets remaniés à l'intérieur des bassin Stéphano-permien comme celui d'Alès (Charonnat et al., 1999) sont en accord avec les données géochronologiques Ar/Ar ou K/Ar sur muscovite ou illites acquises sur certaines minéralisations (synthèse dans Bouchot et al., 2005).

Dans le Massif armoricain, les arguments sont plus indirects. Les indices aurifères et antimonifères se localisent préférentiellement le long des drains crustaux majeurs que représentent les cisaillements Nord et Sud-armoricain (CNA et CSA respectivement ; Fig. 202). Ces drains seraient aussi responsables de la mise en place des leucogranites aux alentours de 315 Ma : comme le granite de Lizio à 316 ± 6 Ma (Tartèse et al., 2011) et celui de Pontivy à 316,7 ± 2,5 Ma (Ballouard et al., 2017). Ces plutons ont enregistré des circulations de fluides, plus ou moins continues sur une durée d'environ 15 Ma (Tartèse et al. 2012), depuis des évènements de haute température associés à la mylonitisation (315 Ma) jusqu'à des évènements de plus basse température associés à des déformations cassantes autour de 300 Ma qui seraient à l'origine de la mise en place des minéralisations à Au et Sb(Au) (Chauris et Marcoux, 1994 ; Bouchot et al., 1997 ; Gloaguen et al., 2007 ; Tartèse, 2011).

Nos résultats acquis sur le district de La Bellière où les 2 minéralisations sont présentes, indiquent que les caractéristiques des minéralisations filoniennes « or orogénique » appartenant au sous-groupe « mésozonal » (dans la classification de Groves et al., 1998) sont très différentes de celles à Sb(Au) (voir chapitre 4). L'étude de terrain montre que les minéralisations à or sont recoupées et décalées par celles à antimoine, et qu'elles relèvent de contrôles structuraux différents. Un contexte ductile/cassant prédomine pour les minéralisations à or, et un contexte cassant uniquement fragile caractérise les minéralisations à

antimoine. Les assemblages minéralogiques, et les signatures géochimiques distinctes, indiquent que leurs formations correspondent à 2 évènements hydrothermaux séparés dans le temps (voir chapitre 4). De fait, l'orientation des structures filoniennes, le piégeage de la minéralisation aurifère dans les zones en cisaillement (fault-fill veins), ainsi que les cinématiques en décrochement senestre indiquent que la formation des minéralisations à « or orogénique mésozonal » est contrôlée par une direction de raccourcissement maximum NE-SW incompatible avec la cinématique dextre caractéristique de la Branche-Sud du Cisaillement-Sud-Armoricain (BSCSA), développée autour de 310-300 Ma. Cette direction de raccourcissement NE-SW serait plutôt synchrone d'un événement tectonique responsable de cinématiques senestres plus précoce autour de 340-325 Ma qui est enregistré dans le domaine Ligérien par i) l'ouverture en pull-apart du bassin d'Ancenis, contrôlée par le mouvement senestre de la faille de Nord-sur-Erdre (Diot, 1980 ; Rolet, 1984 ; Cartier et Faure, 2004 ; Ducassou et al., 2011), les ii) le cisaillement ductile senestre de l'unité de Lanvaux, antérieurs au mouvement dextre du CSA (Cogné et al. 1983 ; Faure and Cartier 1998). Nous proposons donc qu'un évènement hydrothermal responsable de la formation des minéralisations « or orogénique mésozonal » type la Bellière ait lieu entre 340-325 Ma dans le domaine Ligérien.

Mais qu'en est-il dans les autres parties du Massif armoricain ?

Dans le domaine Centre-armoricain, des datations U/Pb sur xénotime dans les niveaux riches en fer des grés armoricains proche de la minéralisation polymétallique de Saint-Aubin-des-Château, à proximité de la Branche Nord du Cisaillement-Sud-Armoricain (BNCSA ; Gloaguen et al., 2007) a montré plusieurs âges, dont le plus jeune est situé autour de 340 Ma (Tartèse, 2011). De même, les datations récentes, par la méthode Ar/Ar sur muscovite de l'indice « or orogénique » de Beslé (Bouchot et al., 1997) situé sur la BNCSA (Fig. 202) montre un âge autour de 323 Ma (Pochon, 2017) en accord avec nos résultats. Un évènement hydrothermal semble responsable de la formation des minéralisations « or orogénique mésozonal » type la Bellière autour de 340-325 Ma dans les domaines Sud et Centre-armoricain. Il parait vraisemblable de généraliser aussi cet évènement au domaine Nord-armoricain dans lequel le contrôle structural du gisement aurifère de Lopérec paraît incompatible avec celui des minéralisations à Sb(Au) (Fig. 202). Cet évènement aurifère serait donc plus précoce que l'évènement responsable de la mise en place des leucogranites et des circulations de fluides autour de 315-300 Ma. Il semble donc antérieur aux âges « Or 300 » proposés dans la littérature pour ce type de minéralisations. Cette période est aussi le siège d'une activité magmatique caractérisée par la mise en place des granites peralumineux comme celui du Pertre en Bretagne centrale ou de la migmatitisation du complexe de Champtoceaux par fusion crustale (Pitra et al., 2010) responsable de la mise en place des leucogranites comme celui de la Pommeraie situé dans la pile de nappes et daté autour de 343-336 Ma (Gumiaux et al., 2004). Les datations Ar/Ar de micas détritiques du bassin d'Ancenis (Ducassou et al., 2014) ont aussi montré des populations d'âge autour de 350-340 Ma qui confirment l'existence, à cette époque d'un évènement

thermique de haute température qui pourrait être une source de chaleur responsable de la mise en mouvement des fluides aurifères. De même l'exhumation dans le domaine de Champtoceaux est encore en cours à cette époque (Pitra et al., 2010) et plus généralement dans l'ensemble du Massif armoricain (Brown et Dallmeyer, 1996 ; Faure et al., 2005 ; Ballèvre et al., 2009). Dans ce contexte, la déshydratation métamorphique dans la croûte moyenne ou inférieure (Beaudoin et Pitre, 2005 ; Goldfarb et al., 2005 ; Phillips etPowell, 2010) fournirait des fluides hydrothermaux à forte composante métamorphique, même si une faible part magmatique est plausible du fait de la cristallisation des granites.

8.5.2. Un évènement à antimoine-or autour de 300 Ma dans l'ensemble du Massif armoricain

Dans le district de la Bellière, les minéralisations à Sb(Au) sont piégées dans les structures filoniennes cassantes, proches de la direction Nord-Sud. Ces structures montrent des cinématiques en décrochement dextre avec un axe de raccourcissement maximal N-S différent de celui déterminé pour les minéralisations aurifères (Fig. 202). En revanche, cette orientation est compatible avec celle responsable des cinématiques dextres, développées aussi en régime cassant le long de la BSCSA durant la fin du Carbonifère, entre 300-310 Ma (Jegouzo, 1980 ; Rollin et Colchen, 2001 ; Lemarchand et al., 2011). En Vendée les minéralisations sont les mêmes qu'à la Bellière et leurs contextes de mise en place semblent aussi être contrôlés à l'échelle du district par un axe de raccourcissement N-S (voir Chapitre 2) suggérant une mise en place autour de 300-310 Ma. A la même époque, des fluides possédant des signatures aquo-carboniques, évoluant vers des compositions aqueuses avec des gammes de Tfg et Th proches de celles que nous observons dans les minéralisations à Sb(Au) de Vendée (Fig. 201), sont drainés et remontent le long des cisaillements comme la BSCSA, pour former les grands filons de quartz blanc stériles. Ces derniers attestent d'une circulation de fluides métamorphiques puis météoriques à très grande échelle dans le Massif armoricain (Lemarchand et al., 2011) dans laquelle s'inscrit celle responsable des minéralisations à Sb(Au).

A la Lucette, la minéralisation à Sb-Au-(W) correspond à un réseau de fentes de tension en échelon contrôlé par un axe de raccourcissement maximal proche de N-S (Chapitre 5). Les datations U/Pb sur apatite réalisées dans cette étude donnent un âge de formation de 300 ± 10 Ma et confirment que dans le Massif armoricain, le régime tectonique qui règne à cette période est décrochant et matérialisé par une direction principale de raccourcissement N-S, ou NNW-SSE, confirmant nos interprétations sur les districts de la Bellière et de Vendée ainsi que les études structurales régionales antérieures (Jegouzo, 1980 ; Jégouzo et Rosello, 1988 ; Rollin et Colchen, 2001 ; Gumiaux et al., 2004 ; Lemarchand et al., 2011).

Les minéralisations du district de Quimper semblent aussi obéir à cette règle (Fig. 202). En effet, les levés miniers réalisés par Fouquet. (1980) du gisement de Ty Gardien (Fig. 202) montrent que les filons de quartz à stibine recoupent le leucogranite de l'Odet daté à 324 ± 5 Ma (U/Pb sur zircon ; Cocherie, 2001), de mêmes que ceux de Kerdévot et Kervéady. Ceux de Bestrée, Pors-Loubous recoupent le granite de la Pointe du Raz daté à 320 ± 25 Ma (U/Pb sur zircon ; Béchennec et al., 2006). Le filon de Kerjulien recoupe le leucogranite de Langonnet daté à 327 ± 5 Ma (U/Pb sur zircon ; Béchennec et al., 2006). Un âge minimum Stéphanien peut être avancé pour la minéralisation à antimoine de Scubériou dans le bassin de Chateaulin qui recoupe des roches Viséennes (Fig. 202).

L'ensemble de ces résultats sont homogènes entre eux et montrent que l'ensemble des minéralisations à Sb(Au) du Massif armoricain se forment au cours du même événement tectonique-hydrothermal autour de 310-300 Ma. Cet évènement est donc plus jeune que celui à l'origine des gisements « or orogénique mésozonal » type la Bellière. Il est synchrone de l'emplacement des leucogranites syntectoniques tardi-orogéniques, entre 315-300 Ma dans l'ensemble du Massif armoricain (Tartèse et al., 2011 ; Ballouard et al., 2015,2017) et de l'exhumation des roches métamorphiques reconnue à cette période dans le domaine Sud-armoricain (Brown et Dallmeyer, 1996). Le gisement du Semnon à Sb(Au) situé dans le domaine Centre-armoricain (Pochon et al., 2018) ne semble pas être compatible avec ce modèle. D'après Pochon et al. (2018) il se serait formé autour de 360 Ma et serait co-génétique de la mise en place de dykes de dolérite. Cependant ce gisement, proche de celui de la Lucette (Fig. 202), est très similaire du point de vue minéralogique et métallogénique. C'est pourquoi leur diachronisme semble difficilement explicable. La datation de la minéralisation de la Lucette, autour de 300 Ma tend à restreindre sa validité à une échelle extrêmement locale. Dans le domaine Nord-armoricain, par exemple, de nombreux dykes de dolérite identiques à ceux du Semnon et aussi datés à 360 Ma (Pochon et al., 2016) ne montrent aucun signe de minéralisation.

8.5.3. Comparaison avec le Massif central

L'évènement « or orogénique mésozonal » 340-325 Ma du Massif armoricain dans lequel s'inscrit le gisement d'or de la Bellière est plus précoce que l'évènement « or 300 » responsable de la formation des gisements d'or pourtant très similaires du Massif central comme ceux du district de Saint-Yrieix (Touray et al., 1989 ; Bonnemaison and Marcoux, 1990 ; Boiron et al., 1990, 2003 ; Nicaud, 2001 ; Bouchot et al., 2000, 2005). En revanche, la mise en place des minéralisations filoniennes à Sb(Au) est contemporaine dans les 2 massifs, comprise entre 310-300 Ma (Bellot et al., 2003). En effet, les minéralisations à Sb(Au) sont associées au même évènement hydrothermal « or 300 » et se forment dans un continuum après le dépôt de la paragenèse à

électrum des gisements de type « or orogénique mésozonal » (Marignac et Cuney, 1999 ; Bouchot et al., 2005). Le contrôle structural local des minéralisations à Sb(Au) étudié dans le district des Biards (Fig. 202) est proche de celui observé dans le Massif armoricain. Elles se forment sur des failles secondaires en décrochement qui semblent contraintes à plus grande échelle par la faille décrochante de premier ordre du Sillon Houiller (Bellot et al., 2003). Ce système de faille est contrôlé par un axe de raccourcissement maximal N-S cohérent avec le régime tectonique d'extension NW-SE classiquement invoqué dans la formation des minéralisations aurifères de Saint-Yrieix, du Chatelet ou des Cévennes (Bouchot et al., 1997, 2005) (Fig. 202). Il apparait donc que le contrôle structural des minéralisations à Sb(Au) et « or orogénique mésozonal et épizonal », associé à un régime extensif NW-SE dans le Massif central est très différent du régime décrochant avec un axe de raccourcissement N-S du Massif armoricain. Cette différence reste difficilement explicable, surtout compte tenu du même âge de formation de celles-ci. Notre analyse structurale des minéralisations aurifères à W-As-Au et de celles à Sb(Au) de Brioude-Massiac (Chapitre 6) s'inscrit dans ce même schéma. Nos résultats montrent une mise en place contrôlée par un régime extensif matérialisé par une direction d'étirement NW-SE (Fig. 202), très similaire pour les 2 types de minéralisation. Une légère différence est toutefois à noter pour les minéralisations à Sb(Au) qui contrairement au district des Biards sont ici contrôlées par des failles normales.

Il apparait aussi clairement une incohérence, dans le Massif central entre les résultats des datations absolues des minéralisations type « or orogénique mésozonal et épizonal » et Sb(Au) qui donnent des âges entre 290 et 310 Ma alors que leur contrôle structural (régime extensif NW-SE) entretient plus de similitude avec l'évènement de déformation D4 plus précoce, daté entre 325 et 310 Ma (Faure et al., 2009). En effet, l'évènement D4 est contemporain de la mise en place des granites ou monzogranites syn-tectoniques, et est relié aux processus d'extension syn-orogéniques dans l'ensemble du Massif central (Roig et al., 1996, 1998 ; Faure et al., 2005, 2009 ; Ledru et al., 2001 ; Talbot et al.,2005a, 2005b ; Joly et al., 2007).

Cette incohérence reste toujours en débat à l'heure actuelle mais pourrait être expliquée de 2 manières différentes : 1) par un problème dans les résultats des datations absolues, ces dernières étant réalisées par méthode Ar/Ar ou K/Ar sur muscovite ou l'illite pouvant facilement se ré-rouvrir et aboutir à une mauvaise estimation de l'âge réel. 2) Un problème d'héritage structural pourrait aussi être à l'origine de ce problème, en effet durant le Carbonifère, le Massif central est le siège d'une tectonique polyphasée, et il est raisonnable de penser que les failles formées durant le régime extensif NW-SE auraient pu être réactivités ensuite autour de 310-300 Ma lors des circulations des fluides aurifères et antimonifères.

Nos données ne permettent pas de trancher définitivement pour l'une ou l'autre des hypothèses. Néanmoins, il est possible que des problèmes de datations puissent en grande partie expliquer cette incohérence d'âge. Des âges Ar/Ar sur muscovite proches de 300-305 Ma obtenues sur certaines minéralisations aurifères des Cévennes montrent des réouvertures du système qui seraient dues à la mise en

place des leucogranites et indiqueraient que l'évènement aurifère dans ce district serait en réalité plus vieux (Chauvet et al., 2012). Nos datations réalisées sur la minéralisation à W-As-Au que nous interprétons comme un exemple français de gisement d'or de type IRGD (Intrusion Related Gold Deposit ; Lang et Baker, 2001 ; Hart, 2007) montrent qu'il n'y a pas un seul évènement aurifère dans le Massif central mais qu'il en existe au moins un autre plus précoce vers 325-320 Ma, contemporain de la phase d'extension syn-orogénique D4. Ces conclusions sont en accord avec les résultats géochronologiques de Harlaux et al. (2018) obtenues sur les minéralisations à W-Sn du Massif central qui attestent d'un évènement métallogénique aurifère de grande ampleur vers 325-320 Ma. Il pourrait être l'expression finale dans le Massif central de l'évènement hydrothermal à l'origine des minéralisations de type « or orogénique mésozonal » autour de 340-325 Ma que nous proposons dans le Massif armoricain.

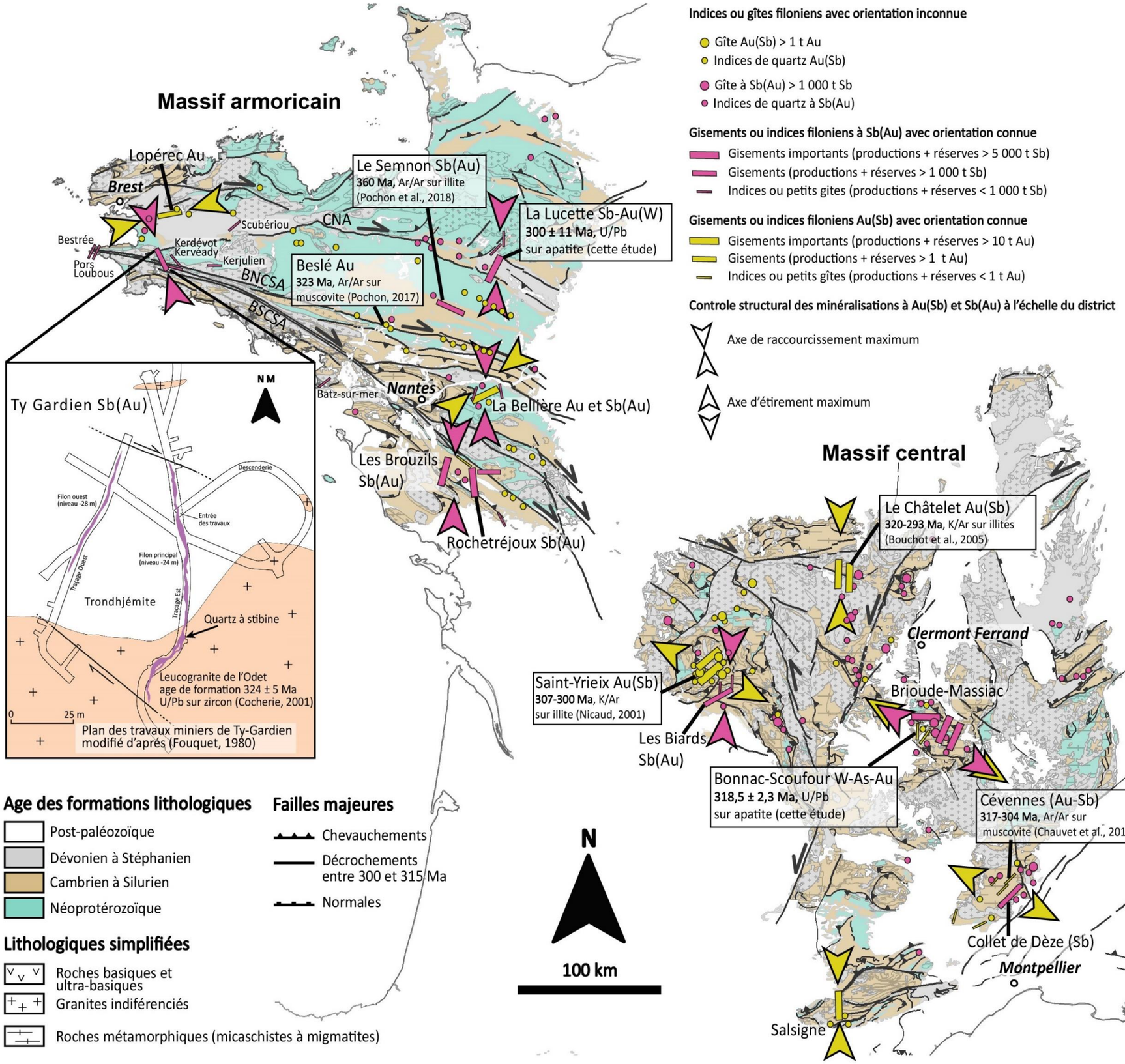

Massif armoricain
Lopérec Au
Brest
Le Semnon Sb(Au)
360 Ma, Ar/Ar sur illite
(Pochon et al., 2018)
La Lucette Sb-Au(W)
300 ± 11 Ma, U/Pb
sur apatite (cette étude)
Scubériou
CNA
Bestrée
Kerdévot
Kervéady
Kerjulien
Pors
Loubous
BNCSA
Beslé Au
323 Ma, Ar/Ar sur
muscovite (Pochon, 2017)
BSCSA
Batz-sur-mer
Nantes
La Bellière Au et Sb(Au)
Les Brouzils
Sb(Au)
Rochetréjoux Sb(Au)
Ty Gardien Sb(Au)
NM
Descenderie
Filon ouest
(niveau -28 m)
Entrée
des travaux
Filon principal
(niveau -24 m)
Tranchée Ouest
Tranchée Est
Trondhjémite
Quartz à stibine
Leucogranite de l'Odet
age de formation 324 ± 5 Ma
U/Pb sur zircon (Cocherie, 2001)
0
25 m
Plan des travaux miniers de Ty-Gardien
modifié d'aprés (Fouquet, 1980)
Massif central
Le Châtelet Au(Sb)
320-293 Ma, K/Ar sur illites
(Bouchot et al., 2005)
Clermont Ferrand
Saint-Yrieix Au(Sb)
307-300 Ma, K/Ar
sur illite (Nicaud, 2001)
Brioude-Massiac
Les Biards
Sb(Au)
Bonnac-Scoufour W-As-Au
318,5 ± 2,3 Ma, U/Pb
sur apatite (cette étude)
Cévennes (Au-Sb)
317-304 Ma, Ar/Ar sur
muscovite (Chauvet et al., 2012)
Collet de Dèze (Sb)
Montpellier
Salsigne
N
100 km
Indices ou gîtes filoniens avec orientation inconnue
Gîte Au(Sb) > 1 t Au
Indices de quartz Au(Sb)
Gîte à Sb(Au) > 1 000 t Sb
Indices de quartz à Sb(Au)
Gisements ou indices filoniens à Sb(Au) avec orientation connue
Gisements importants (productions + réserves > 5 000 t Sb)
Gisements (productions + réserves > 1 000 t Sb)
Indices ou petits gites (productions + réserves < 1 000 t Sb)
Gisements ou indices filoniens Au(Sb) avec orientation connue
Gisements importants (productions + réserves > 10 t Au)
Gisements (productions + réserves > 1 t Au)
Indices ou petits gîtes (productions + réserves < 1 t Au)
Controle structural des minéralisations à Au(Sb) et Sb(Au) à l'échelle du district
Axe de raccourcissement maximum
Axe d'étirement maximum
Age des formations lithologiques
Post-paléozoïque
Dévonien à Stéphanien
Cambrien à Silurien
Néoprotérozoïque
Failles majeures
Chevauchements
Décrochements
entre 300 et 315 Ma
Normales
Lithologiques simplifiées
Roches basiques et
ultra-basiques
Granites indifférenciés
Roches métamorphiques (micaschistes à migmatites)

Figure 202 : Carte géologique et structurale simplifiée des minéralisations filoniennes de type « or orogénique mésozonal et épizonal » et à Sb(Au) du Massif armoricain et Massif central avec synthèse des résultats structuraux et géochronologiques. CNA : Cisaillement Nord-armoricain. BNCSA : Branche Nord du Cisaillement Sud-armoricain. BSCSA : Branche Sud du Cisaillement Sud-armoricain. Géologie simplifiée (d'après Chantraine et al., 1996).

8.6. Les minéralisations filoniennes à antimoine dans le monde

Les minéralisations filoniennes à Sb(Au) étudiées dans les 4 districts sont très similaires entre elles et contemporaines, relevant de la période tardi-orogénique varisque (Fig. 203 ; Périchaud 1980; Bril et Beaufort, 1989; Munoz et al.,1991; Bril et al., 1994; Marignac et Cuney, 1999; Bellot et al., 2003). Les minéralisations à antimoine dans les autres domaines varisques européens (Chovan et al., 1998 ; Wagner et Cook, 2000 ; Neiva et al., 2008 ; Nemec et Zacharias, 2018) sont aussi très semblables aux minéralisations françaises (Fig. 203). Cela indique qu'elles peuvent être considérées comme appartenant au modèle de minéralisation, qui pourrait être relié à un évènement hydrothermal commun durant la période tardi-orogénique varisque (Bellot et al., 2003). Toutefois elles ne montrent pas toutes la présence d'or comme il semble être le cas pour la tatalité des minéralisations étudiées. A l'échelle mondiale, on peut faire le même constat (Akçay et al., 2006 ; Dill, 2010). Il est possible de dégager certaines de leurs caractéristiques générales :

1) Mise en place après le pic métamorphique principal ;

2) Un contrôle structural majeur en régime décrochant avec les failles cassantes disposées dans ou à proximité d'anticlinaux d'échelle régionale (Wagner et Cook, 2000 ; Bellot et al., 2003 ; Hagemann et Lüders, 2003 ; Akçay et al., 2006 ; Neiva et al., 2008) ;

3) Des fluides avec une forte composante aqueuse ou un mélange avec des fluides aquo-carboniques ;

4) La formation précoce d'arsénopyrite et tardive de stibine dans la paragenèse ;

5) Des température de formation du stade à stibine autour de 120-220°C (Kontak et al., 1996 ; Wagner et Cook, 2000 ; Bellot et al., 2003 ; Hagemann et Lüders, 2003 ; Akçay et al., 2006 ; Neiva et al., 2008 ; Yang et al., 2009 ; Dill, 2010 ; Zhai et al., 2014 ; Zhu et Peng, 2015) ;

6) La cause principale de la précipitation de la stibine expliquée par une baisse drastique de la température comme dans le district de Brioude-Massiac (Bril, 1982 ; Bouchot et al., 2005), le Massif de Bohème (district de Krasna Hora ; Nemec et Zacharias, 2018), les gisements allemands (district de Rheinisches Schiefergebirge ; Wagner and Cook, 2000), en Nouvelle-Zélande (district de Caples

Terrane ; Ashley et Craw, 1995), au Canada (district de West Gore, Nouvelle Ecosse ; Kontak et al., 1996), en Australie (district de Hillgrove ; Ashley et al., 2000), et en Chine du Sud (Zhai et al., 2014). Un mécanisme d'ébullition peut aussi être proposé dans de rares cas comme, en Espagne (district de Maria Rosa, Ortega et al., 1996), en Slovaquie (Massif des Carpathes district de Nizke Tatry ; Chovan et al., 1995) ou pour le gisement à Au-Sb-W de Woxi en Chine (Zhu et Peng, 2015) ;

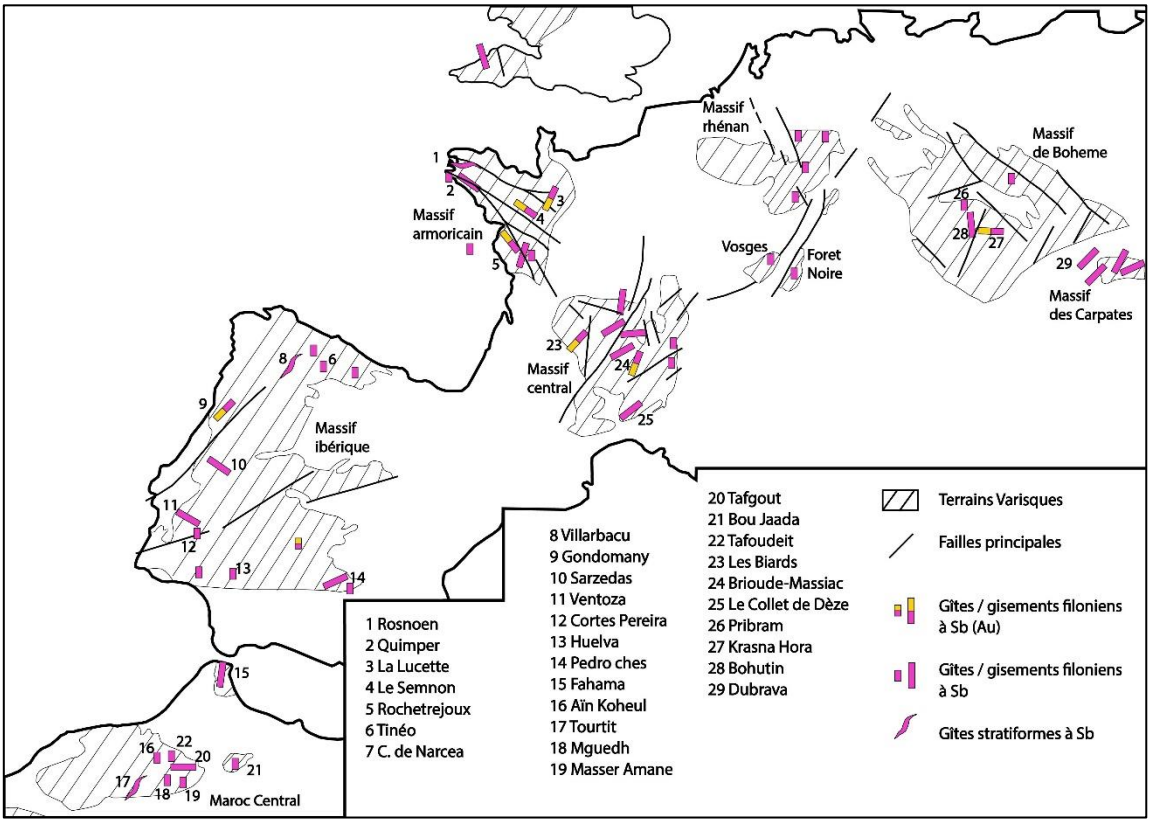


Figure 203 : Carte des principaux gisements filoniens à antimoine avec présence ou absence d'or (modifié d'après Sandras, 1988).

8.7. Métallotectes et éléments valorisants des minéralisations à antimoine-or

8.7.1. Les métallotectes

Les résultats de cette étude permettent de proposer de nouveaux métallotectes pour l'exploration de ce type de minéralisation, dans les domaines varisques français. A l'échelle régionale, il serait judicieux de focaliser les recherches dans les terrains sédimentaires faiblement métamorphisés recoupés par des failles cassantes de second ou troisième ordre, actives durant la

période tardi-orogénique, et contrôlées au premier ordre par des failles d'échelle crustale. Cette configuration semble être la plus favorable à la présence de minéralisation à Sb(Au). Les systèmes de failles décrochantes semblent être les plus favorables. Idéalement les failles secondaires situées dans ou sur les flancs d'anticlinaux régionaux semblent être les plus favorables au piégeage des minéralisations, qui à l'échelle de la faille seraient piégées en priorité dans les zones de relais entre les failles.

La présence à l'échelle régionale de niveaux de schistes noirs riches en matière organique a été noté dans plusieurs districts (Vendée, Lucette) et semble être un élément favorable à la présence de minéralisation.

Lors de campagne de prospection alluvionnaire la scheelite dans les concentrés est un élément favorable. La caractérisation de la signature en terres rares des scheelites permettrait d'identifier le type de gisement auxquels elles appartiennent (« or orogénique mésozonal » ou à filons à antimoine-or) dès les premières étapes de l'exploration.

A l'échelle tactique la mise en évidence de quartz calcédonieux même stérile est aussi un élément favorable pour ce type de minéralisation car il indique des conditions de mise en place en environnement superficiel idéales au piégeage des minéralisations filoniennes à antimoine.

La proximité avec les granites tardi-varisques ou les dykes de roches basiques ne semblent pas être un facteur particulièrement favorable car ils ne semblent pas jouer un rôle majeur dans leur formation. Tout au plus leurs différences de compétence par rapport aux roches encaissantes peuvent constituer une zone de faiblesse favorable au drainage des fluides minéralisateurs comme au Semnon.

8.7.2. L'or et le tungstène : des accompagnants valorisants

La présence dans un district de nombreux filons à Sb(Au) pourrait aussi être considéré comme un indice favorable à la présence de minéralisation type « or orogénique mésozonal ou épizonal » à l'échelle régionale, d'après la relation très intime entre ces 2 métaux. Nos résultats montrent que l'or est présent systématiquement dans les minéralisations à Sb(Au) françaises en faibles teneurs (≤ 2 g/t Au) ou plus exceptionnellement, les teneurs peuvent être très élevées et dépasser les 50 g/t Au (la Lucette) ce qui en fait un élément valorisant pour le minerai. Il est donc essentiel de pouvoir repérer sa présence et d'en évaluer sa richesse aux premiers stades de l'exploration. Les faibles teneurs (< 2 g/t Au) correspondent à de l'or invisible camouflé dans les arsénopyrites riches en antimoine qui

semblent se localiser en bordure des lentilles de stibine, dans les faciès de quartz précoce comme à la Lucette ou dans les faciès de quartz calcédonieux sombre du district de Brioude-Massiac. Sa teneur semble proportionnelle à son abondance en arsénopyrite. La détection à la microsonde de teneurs en Sb ainsi que la forte corrélation arsenic et or dans les analyses roches totales (ex : la Bellière, Chapitre 4 ou Brioude-Massiac d'après Sandras, 1988) sont des indicateurs à la présence d'or invisible. Les fortes teneurs or (> 5 g/t Au) sont associées à la présence de grains d'or natif visibles contemporains de la formation de la stibine durant le stade tardif. Une corrélation antimoine et or dans les analyses chimiques des roches ou des sols serait un facteur favorable. La présence de carbonates en grandes quantités, et associée au dépôt de la stibine semble être un élément important responsable de la précipitation des grandes quantités d'or (la Lucette notamment) comme la corrélation antimoine et or. Les coupes des minéralisations exploitées comme celles de la Lucette ou de Krasna Hora (Nemec et Zacharias, 2018) montrent que le ratio Sb/Au dans le minerai varie significativement en fonction de la profondeur ce qui laisse entrevoir une zonalité, avec une augmentation de la teneur en or et une diminution de celle en antimoine avec la profondeur. Ce qui implique que les minéralisations pauvres en or en surface ne le sont pas forcément plus en profondeur.

Le tungstène, sous forme de scheelite peut aussi être rencontré dans les minéralisations filoniennes à Sb(Au), sa mise en place est précoce. A la Lucette ce minéral peut être très enrichi dans le minerai et atteindre des teneurs élevées supérieures > 1 % WO_3 très valorisantes pour le minerai.

8.8. Perspectives

Il serait pertinent de réaliser des datations absolues complémentaires sur les minéralisations de type « or orogénique mésozonal » du Massif Armoricain afin d'en confirmer l'âge. Durant ces travaux des datations U/Pb sur les apatites et les scheelites du stade précoce ainsi que sur les carbonates contemporains du stade aurifère de la minéralisation de la Bellière n'ont pas donné de résultats exploitables à cause de la trop grande quantité de plomb commun. Il serait pertinent de tenter des datation Ar/Ar ou K/Ar sur les muscovites et séricites néoformées. Il en va de même pour les minéralisation à Sb(Au) ou des datations Ar/Ar sur les illites néoformées, repérées aux Brouzils permettraient d'apporter de nouvelles contraintes absolues sur leurs âges de formation, à confronter au modèle que nous proposons. Il serait aussi intéressant d'en réaliser dans d'autres districts comme celui à Ty Gardien ou dans le Massif central comme dans celui des Biards ou de Brioude-Massiac.

Etant donné la faible quantité de mesures microthermométriques sur les inclusions fluides des minéralisations de type « or orogénique » (la Bellière, Lopérec) et à Sb(Au) (Vendée, district de Quimper, Brioude-Massiac), il serait pertinent d'en acquérir de nouvelles. Pour les minéralisations à Sb(Au), il serait pertinent d'en réaliser en particulier dans les stibines par méthode IR, qui s'est révélée être d'une grande aide pour contraindre l'évolution de la composition des fluides. Ces nouvelles données permettraient de mieux caractériser les conditions de dépôt et voir si le mécanisme de mélange avec des fluides aqueux peut être généralisable à l'ensemble de ces minéralisations. La détermination de la composition des phases volatiles par spectrométrie Raman permettrait d'affiner la caractérisation des fluides, en Vendée notamment. Ces mesures pourraient être couplées à l'analyse in-situ de la composition chimique des inclusions fluides par LA-ICP-MS afin de traquer une potentielle contribution magmatique dans les fluides.

En parallèle, des analyses isotopiques de l'oxygène et du carbone (sur les carbonates) permettraient d'apporter des renseignements supplémentaires sur les conditions et l'origine des fluides minéralisateurs, ainsi que de faire des estimations des températures de formation à comparer avec celles des inclusions fluides.

Pour les minéralisations de type « or orogénique », on invoque souvent la présence synchrone de granites cachés profonds qui agiraient comme source de chaleur, moteur des fluides, et vecteurs des métaux. Mais leur présence réelle n'est presque jamais avérée, comme dans le district de la Bellière ou pour les minéralisations à W-As-Au de Bonnac-Scoufour. Des études gravimétriques permettraient de révéler ces plutons. Dans le district de la Bellière la datation des biotites post-foliales interprétées comme une preuve possible d'un métamorphisme de contact (Wyns, 1984) permettrait aussi d'apporter des éléments de réponse.

Il serait nécessaire d'étudier d'autres districts situés dans des domaines variques différents du Massif armoricain et central pour voir si les caractéristiques de ces minéralisations sont les mêmes que celles que nous avons étudié. Le district de Valcros dans le Massif des Maures ou celui de Charbes dans les Vosges seraient des cibles d'études à privilégier. Celui du Cap Corse, d'âge alpin ou plus jeune (Moyroud et al., 1979) serait aussi à ré-étudier pour voir s'il répond aux mêmes critères métallogéniques que ses homologues varisques.

8.9. Conclusions

L'étude pluridisciplinaire menée dans cette thèse sur des principaux districts à minéralisations à antimoine-or Sb(Au) filoniennes du Massif armoricain et central a amené à une caractérisation multi-échelles plus précise et réactualisée de ce type de minéralisation avec entres autres, i) une révision de leurs modalités de formation et de l'origine des fluides et ii) des nouvelles contraintes sur la relation antimoine-or comme la présence systématique d'or dans ces minéralisations, iii) des modalités de formation et une évolution similaire entre les minéralisations à antimoine seul et Sb(Au), qui à ce titre peuvent être regroupées dans une même catégorie de gisement : les minéralisations filoniennes à Sb(Au), (iii) une chronologie des minéralisations à Sb(Au) comparée à celle de l'« or orogénique » replacée dans l'histoire tardi-varique du Massif armoricain.

Pour ce dernier point, il en ressort qu'il existe 2 événements hydrothermaux diachrones mais s'inscrivant dans un contexte d'exhumation tardi-orogénique avec (Fig. 204A, B) :

1) Autour de 340-325 Ma (Fig. 204A), dans le Massif armoricain, mise en place des minéralisations de type « or orogénique mésozonal » type la Bellière, similaires à celles du Massif central et plus généralement de la Chaine Varisque européenne. Ce type de minéralisation se met en place pendant la remontée précoce de granites comme celui du Pertre ou de la migmatitisation du complexe de Champtoceaux associée à la mise en place des granites de la Pommeraie autour de 340 Ma et confirment l'existence, à cette époque d'un évènement métamorphique de haute température, qui serait une source de chaleur responsable de la mise en mouvement des fluides aurifères. De même l'exhumation du domaine de Champtoceaux à cette époque et plus généralement dans l'ensemble du Massif armoricain est un contexte favorable aux phénomènes de déshydratation métamorphique dans la croute moyenne ou inférieure qui fournissent des fluides hydrothermaux à forte composante métamorphique déduite d'après l'étude des inclusions fluides, et des signatures en éléments traces et terres rares des scheelites. Néanmoins une faible contribution magmatique est aussi plausible du fait de la cristallisation synchrone des granites. Ces fluides hydrothermaux sont drainés par les grands systèmes des cisaillements armoricains et sont ensuite piégés dans des structures secondaires. Ils sont responsables du dépôt de la paragenèse précoce à arsénopyrite (± scheelite) à forte profondeur (12-9 km) en contexte de déformation ductile/cassant et à haute température 400-500°C. Ce dépôt est suivi par un rapide changement des conditions de pression-température lors de l'exhumation du bâti, qui se traduit par le dépôt de la paragenèse aurifère entre 200 et 300°C, et en environnement cassant (entre 5 et 7 km de profondeur). Un apport de fluide météorique pourrait contribuer à la baisse de température comme le suggère Boiron et al. (2003).

2) Vers 310-300 Ma (Fig. 204B), un nouvel épisode hydrothermal crée les minéralisations à Sb(Au) de type la Lucette et des Brouzils dans le Massif armoricain. Ces minéralisations semblent contrôlées par un régime en décrochement : les grands cisaillements armoricains jouant le rôle de drain majeur pour les fluides minéralisateurs, et favorisent l'ouverture de failles secondaires le long desquels la minéralisation se dépose. Elle se met en place en 2 stades successifs. Le premier stade (stade précoce) voit le dépôt à moyenne température (300-350°C) et dans un environnement cassant de la paragenèse à arsénopyrite dominante. Les fluides sont aquo-carboniques ce qui indique une forte composante métamorphique issue comme précédemment de réactions de déshydratation de la croûte dans un contexte de gradient géothermique élevé (mise en place des leucogranites tardi-varisques et exhumation de la croûte moyenne), même si ici aussi une faible composante magmatique peut être invoquée. Lors du second stade, l'exhumation du bâti métamorphique se poursuit notamment au Sud du CSA ce qui provoque la remontée de ces systèmes minéralisés jusqu'à un niveau superficiel (< 5 km ; Fig. 204C). Cela a pour effet de mettre en communication les fluides initiaux aquo-carboniques métamorphiques avec des fluides météoriques aqueux, froids (entre 120-200°C) et peu salins (Fig. 204C). Le mélange de ces 2 fluides déclenche une importante chute de température et une dilution, responsables d'une diminution de la solubilité de l'antimoine entrainant son dépôt sous forme de stibine associée à l'or.

Les fluides de surface auraient pu s'infiltrer en empruntant la zone de faille grâce à des mécanismes de type « suction pump » (Sibson et al., 1975 ; Sibson, 1987), confortés par l'étude des textures de quartz. L'eau météorique est en effet capable de s'infiltrer en profondeur jusqu'à la croute moyenne et d'y être réchauffée pour atteindre des températures de 350 °C (Famin et al., 2005 ; Tartèse, 2011 ; Lemarchand et al., 2011). Ce modèle permet de s'affranchir de la présence de granite invoquée dans les études précédentes pour expliquer la source et le moteur des fluides (Fouquet, 1980 ; Marcoux et al., 1984 ; Chauris et Marcoux, 1994). Dans le modèle que nous proposons, ces granites auraient une influence que sur le gradient géothermique régional. Il est très similaire à celui proposé pour expliquer la formation des minéralisations de type « or orogénique mésozonal » dans la chaine varisque européenne (Marignac et Cuney, 1999 ; Boiron et al., 2003 ; Bouchot et al., 2005). Il semble vraisemblable de généraliser ce modèle aux minéralisations à Sb(Au) du Massif central comme celles de Brioude-Massiac aux vues de leurs caractéristiques similaires.

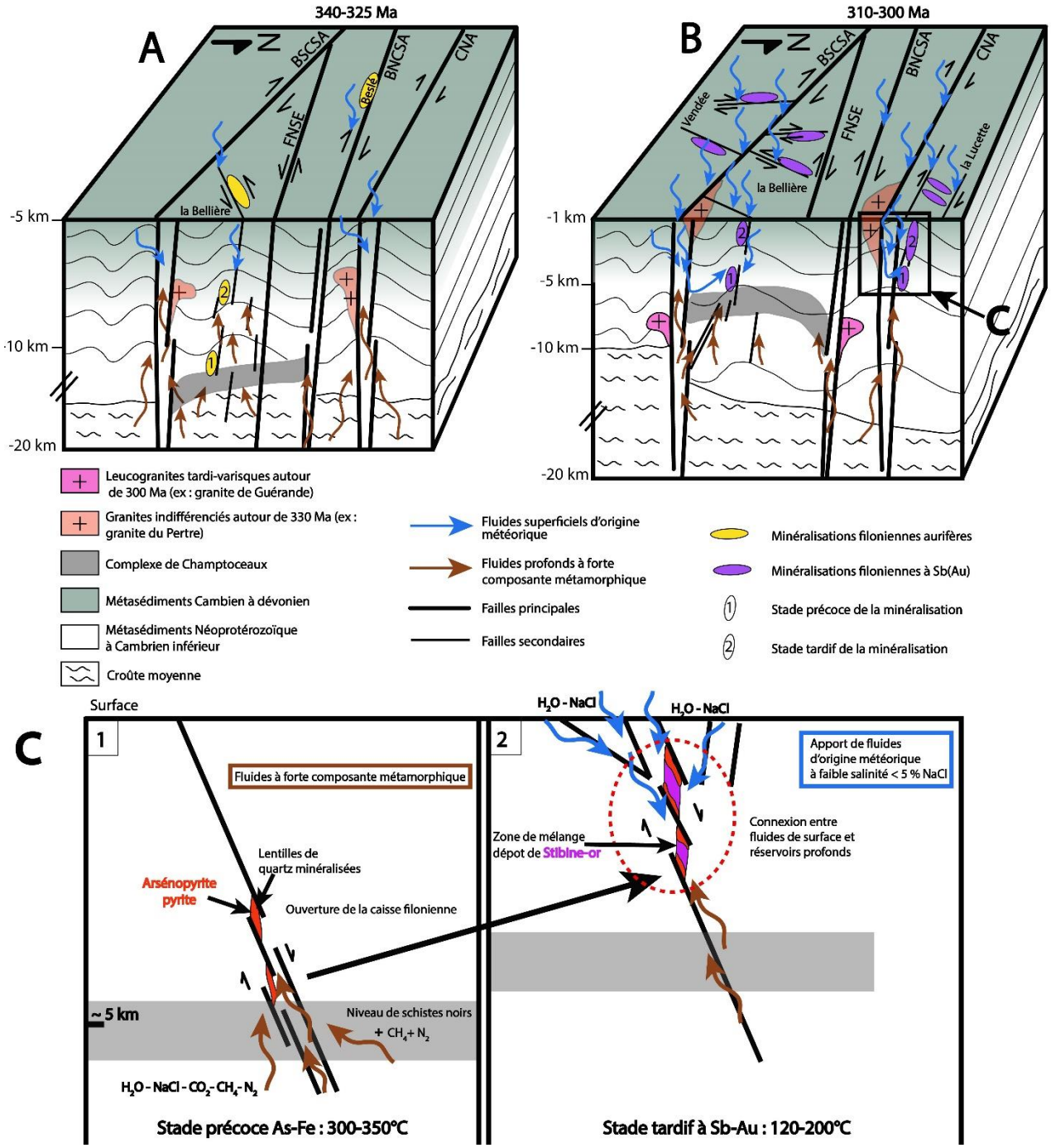


Figure 204 : Modèle conceptuel de l'évolution et de formation des minéralisations aurifères et à Sb(Au) dans le Massif armoricain replacé dans le contexte géologique tardi-varique. A) Vers 340-325 Ma les granites comme celui du Pertre se mettent en place le long du Cisaillement Sud-armoricain, les fluides métamorphiques provenant de la croûte moyenne à inférieure sont drainés et concentrés le long des failles actives suivant des mouvements senestres. B) Vers 310-300 Ma évènement hydrothermal à l'origine de la mise en place des minéralisations à Sb(Au) dans un environnement superficiel (< 5 km), synchrone des leucogranites tardi-varisques. C) Modèle de mise en place proposé pour expliquer l'évolution des fluides et de la paragenèse des minéralisations à Sb(Au).

Les minéralisations à Sb(Au) montrent des caractéristiques minéralogiques, texturales et un environnement de dépôt très superficiel qui pourraient faire penser à des minéralisations de type épithermal (Brown, 1986 ; White et Hedenquist, 1990 ; Bailly et al., 1998 ; André-Mayer et al., 2002 ; Simmons et al., 2005). Mais l'absence totale de relation spatiale et temporelle avec un évènement volcanique aérien majeur, dans le Massif armoricain ou le Massif central, ainsi que la forte implication de fluides métamorphiques riches en CO2 comparativement aux minéralisations à antimoine épithermales du district de Baia-Mare en Roumanie (Bailly et al., 1998) s'y opposent fortement.

Par ailleurs, ce type de minéralisation possède de nombreuses caractéristiques typiques des minéralisations du modèle « or orogénique » (Fig. 205 ; Robert et al., 1997 ; Groves et al., 1998, 2003 ; Marignac et Cuney, 1999 ; Bierlein et Crowe, 2000 ; Goldfarb et al., 2001-2005 ; Bouchot et al. 2005). Plus particulièrement, du sous type « épizonal » à or et antimoine d'après la classification de Groves et al. (1998), caractérisé par : son fort contrôle structural, des fluides aquo-carboniques initiaux suivis d'un mélange avec des fluides météoriques, la présence d'or principalement sous forme « d'or invisible » piégé dans les arsénopyrites riches en Sb, les textures de quartz, la mise en place superficielle (Fig. 205 ; < 5 km, 150-300°C). Ce sous-modèle correspond au type « epithermal vein » d'après la classification de Marignac et Cuney. (1999) ou au type « Shallow gold deposit » dans la classification de Bouchot et al. (2005), à l'origine défini dans le Massif central par ces auteurs pour regrouper les minéralisations aurifères où l'or est dominant mais reste fréquemment associé à de l'antimoine comme dans le gisement du Chatelet (Massif central) ou celui de Roudny (Massif de Bohème ; Zacharias et al., 2009).

Nous proposons que les minéralisations filoniennes à Sb(Au) étudiées ici appartiennent au sous type « épizonal » du modèle « or orogénique » (Fig. 205). Les minéralisations type « or orogénique mésozonal » type la Bellière et celles filoniennes à Sb(Au) subissent donc des évolutions comparables mais se retrouvent piégées à des niveaux différents dans la croûte : à des profondeurs plus importantes pour les mésozonales, entre 15 et 5 km de profondeur, et plus superficielles, moins de 5 km, pour celles à Sb(Au). Du point de vue de l'exploration, ce modèle implique que la présence à faible profondeur de minéralisations filoniennes à Sb(Au) puisse être indicateur de minéralisation à « or orogénique mésozonal » plus en profondeur.

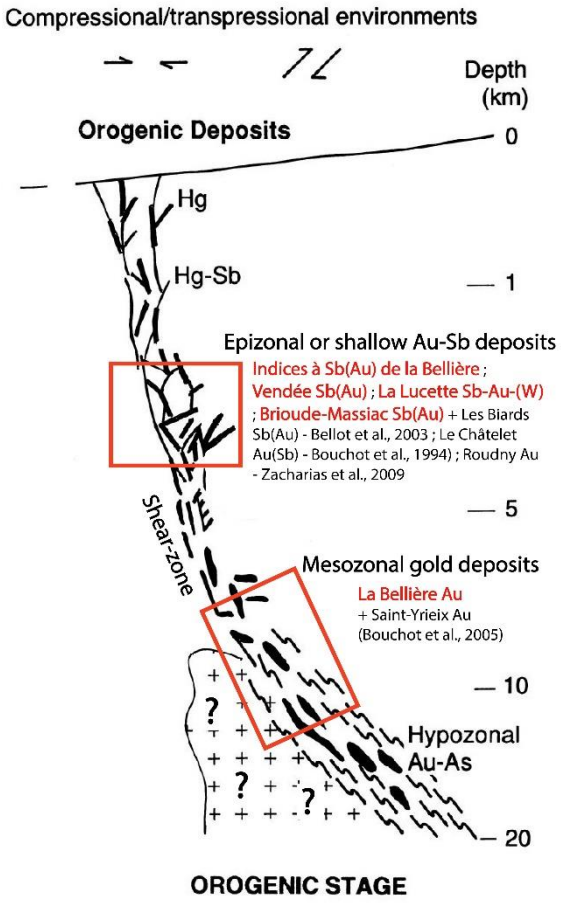


Figure 205 : Position des minéralisations à Sb(Au) étudiées dans le modèle conceptuel regroupant les différents types de minéralisations à or majoritaire, appartenant au modèle métallogénique d' « or orogénique » (modifié d'après Groves et al., 1998).

Références Bibliographiques

A

Adam, J., Green, T., 2006. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 152, p. 1–17.

Akçay, M., Özkan, M.H., Moon, C.J., Spiro, B., 2006. Geology, mineralogy and geochemistry of the gold-bearing stibnite and cinnabar deposits in the Emirli and Haliköy areas (Ödemis, Izmir, West Turkey). Ore Geol. Rev. 29, 19-51. doi:10.1016/j.oregeorev.2004.12.006

Alexandrov, P., 2000. Géochronologie U/Pb et 40Ar/39Ar de deux segments de la chaîne varisque : le Haut Limousin et les Pyrénées orientales. Unpublished PhD thesis, Nancy University. 186 p.

Alikouss, S., Marignac, Ch., Nenert, S., Cuney, M., 1993. Brittle-ductile transition recorded by fluid inclusions in the Saint-Goussaud granite (French Massif Central). EUG VII-Strasbourg, Terra Abstracts, 5 p.

Allon, A., 1981. Les minéralisations à antimoine-or de Mesnard-la-Barotière - Les Brouzils (Vendée), état des connaissances au 30-10-1981. Rapp BRGM/81.RDM.060.FE. 106 p.

André-Mayer, A. S., Leroy, J., Bailly, L., Chauvet, A., Marcoux, E., Grancea, L., Liosa, F., Rosas, J., 2002. Boiling and vertical mineralization zoning: a case study from the Apacheta low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, southern Peru. Miner. Deposita, *37*(5), 452-464.

Angel, J.M., Bertrand, G., Barbanson, L., Billa, M., Cheval-Garabédian, F., Gloaguen, E., Greffié, C., Harlaux, M., Le Goff, E., Melleton, J., 2018. PotTer – Evaluation du potentiel en terre en antimoine et tungstène de la France métropolitaine. Rapp. BRGM/RP-67478-FR. 116 p.

Ashley, P.M., Craw, D., 1995. Carrick range Au and Sb mineralisation in Caples Terrane, Otago schist, Central Otago, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 38, 137–149.

Ashley, P. M., Creagh, C. J., Ryan, C. G., 2000. Invisible gold in ore and mineral concentrates from the Hillgrove gold-antimony deposits, NSW, Australia. Miner. Deposita, 35(4), 285-301.

Audion, A.S., 2012. Panorama 2011 du marché de l'antimoine. Rapp BRGM/RP-61342-FR. 82 p.

Autran, A., Cogné, J., 1980. La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne, in : Congrès Géologique International, XXVI, Colloque C. 90–111.

B

Bailly, L., Milesi, J. P., Leroy, J., Marcoux, E., 1998. Les minéralisations épithermales à Au-Cu-Zn-Sb du district de Baia Mare (Nord Roumanie) : nouvelles données minéralogiques et microthermométriques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 327(6), 385-390.

Bailly, L., Bouchot, V., Bény, C., Milési, J.P., 2000. Fluid inclusion study of stibnite using infrared microscopy: an example from the Brouzils antimony deposit (Vendée, Armorican Massif, France). Econ. Geol. 95, 221-226.

Balé, P., 1990. Analyse structurale de sondages orientés (La Bellière). Rapport BRGM. 52 p.

Ballèvre M. et Marchand J., 1991. Zonation du métamorphisme éclogitique dans la nappe de Champtoceaux (Massif armoricain, France). Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II-312,705-711.

Ballèvre, M., Paris, F., Robardet, M., 1992. Ibero-Armorican correlation during the Palaeozoic confrontation of paleobiogeographic and tectonometamorphic data. Comptes rendus Acad. Sci. Ser. II 315, 1783–1789.

Ballèvre M., 2008. Structure et évolution du Massif armoricain. Géochronique 2008 (mars), 29-31.

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones, C. R.Geoscience, 28 p.

Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M-P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J-L., Peucat, J-J., Pitra, P., 2013. Histoire géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 2012-2013, (D), 10-11, 5-96.

Ballouard, C., Boulvais, P., Poujol, M., Gapais, D., Yamato, P., Tartèse, R., Cuney, M., 2015. Tectonic record, magmatic history and hydrothermal alteration in the Hercynian Guérande leucogranite, Armorican Massif, France. Lithos, 220-223, 1–22.

Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., Mercadier, J., Tartèse, R., Venneman, T., Deloule, E., Jolivet, M., Kéré, I., Cathelineau, M. and Cuney, M., 2017. Magmatic and hydrothermal behavior of uranium in syntectonic leucogranites: The uranium mineralization associated with the Hercynian Guérande granite (Armorican Massif France). Ore Geol. Rev. 80, 309–331.

Bambier, A., Guigues, J., 1964. Le problème de l'antimoine en Vendée, état des recherches, objectifs et programme. Rapp. BRGM, DRMM 64 A-9. 42 p.

Baptiste, J., 2016. Cartographie structurale et lithologique du substratum du Bassin parisien et sa place dans la chaîne varisque de l'Europe de l'Ouest : approches combinées géophysiques, pétrophysiques, géochronologiques et modélisations 2D. Thèse, Université d'Orléans. 374 p.

Barton, P.B., Skinner, B.J., 1979. Sulfide mineral stabilities. In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal ore Deposits. John Wiley, New York, pp. 278–403.

Barton, P.B., Bethke, Jr.P.M., 1987. Chalcopyrite disease in sphalerite: Pathology and epidemiology. American Mineralogist 72, 451–467.

Bastit, G., 1930. Renseignements géologiques sur le gisement de la Lucette. Rapp. Inédit de Soc. Nouv. Min. Lucette.

Beaudoin, G., Pitre, D., 2005. Stable isotope geochemistry of the Archean Val-d 'Or (Canada) orogenic gold vein field. Miner. Deposita, 40(1), 59-75.

Béchennec, F., Audru, J. C., Corbier, P., Bourgon, J., Guyomard, Y., Cardoso, J. D. S., 2006. Carte géologique de la France n° 348 au1/50 000, feuille Plouay.

Becq-Giraudon, J. F., 1993. Problèmes de la biostratigraphie dans le Paléozoïque supérieur continental (Stéphanien–Autunien) du Massif Central. Geodinamica Acta, 6(4), 219-224.

Becq-Giraudon, J.F., Roig, J.Y., Bouchot, V., and Milési, J.P., 1999. Internal palaeogeography of the upper Carboniferous (Stephanian) outliers of Argentat (Massif central, France) [abs.]: Metallogenic implications (GeoFr3D): European Union of Geosciences, Strasbourg, Journal of Conference Abstracts, v. 4, 474-475.

Belkasmi, M., Cuney, M., Raimbault, L., Pollard, P., 1991. Chemistry of the micas from the Yashan rare-metal granite (SE China). A comparison with Variscan examples. In: Pagel, M., Leroy, J. (Eds.), Proceedings, 25 years SGA Meeting: Source Transport and Deposition of Metals, vol. 25. Balkema, Rotterdam, 729–732.

Bellanger, H., 1921. Le filon Georges des mines de la Lucette. Ann. Mines, t. XII, 83-117.

Bellot, J.P., Lerouge, C., Bailly, L., Bouchot, V., 2003. The Biards Sb-Au–Bearing Shear Zone (Massif Central, France): An Indicator of Crustal-Scale Transcurrent Tectonics Guiding Late Variscan Collapse. Econ. Geol. 98, 1427-1447. doi:10.2113/gsecongeo.98.7.1427.

Berger, V.L., 1993. Descriptive and grade and tonnage model for gold-antimony deposits. USGS Report 93-194. 27 p.

Bernard-Griffiths, J., Lasnier, B., Marchand, J., Vidal, P., 1980. Approche par la méthode Rb/Sr de l'étude de granulites acides en Haut-Allier (Massif Central français). Réun Ann Sci Terre, 8, 41 p.

Berthé, D., Choukroune, P., Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol. 1, 31–42.

Bertrand, J.M., Leterrier, J., Delaperrière, E., Brouand, M., Cuney, M., Stussi, J.M., Virlojeux, D., 1999. Geochronologie U-Pb de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (Seuil du Poitou) et de Vendée. Geologie de la France, n° 1-2, 2001, 167-189.

Bidault, M., 2014. Etude pétrostructurale de la nappe des Mauges (Domaine Sud Armoricain) : sa place dans l'édifice varisque. Rapport de stage de recherche (TER), Université d'Orléans, 55 p.

Bierlein, F.P., Crowe, D.E., 2000. Phanerozoic orogenic lode gold deposits. Rev. Econ. Geol. 13, 103–139.

Billa, M., Blouin, J.P., Lagny, Ph., Vasquez-Lopez, R., Guillou, Y., 1992. Synthèse régionale Vendée-Mauges. Rapp BRGM/RR-36216-FR. 189 p.

Bisson, M., Bonnomet, V., Migne-Fouillen, V., Jolibois, B., Gay, G., Lefèvre, J.P., Tack, K., 2007. Antimoine et ses dérivés : Fiche de données toxicologiques et environnementales des substances chimiques, Rapport INERIS-DRC-03-47020-03DD050. 54 p.

Bitri, A., Ballèvre, M., Brun, J-P., Chantraine, J., Gapais, D., Guennoc, P., Gumiaux, C., Truffert, C., 2003. Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du Massif Armoricain (projet Armor 2/programme Géofrance 3D), 11 p.

Blaise, J., Cavet, P., Lardeux, H., 1970. Les relations entre Brioverien et Paleozoique sur la rive gauche de la Loire entre Saint-Florent-le-Vieil et Chalonnes (Maine-et-Loire, sud-est du Massif Armoricain). Bull, Soc, géol, de France 1, 5–14.

Blès, JL., Bonijoly, D., Castaing, C., Gros, Y., 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. Tectonophysics 169, 79–111.

Blouin, J.P., Apolinarski, F., 1990. Le district aurifère de Saint-Pierre-Montlimart : travaux réalisés sur le PER de Gesté de 1987 à 1989. Rapp. BRGM, DAM/DL/Nantes, 124 p.

Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H O–NaCl solutions. 2 Geochim. Cosmochim. Acta 57, 683–684.

Boiron, M.C., 1987. Mineralisations à Au, As, Sb, altérations hydrothermales et fluides associés dans la région des Combrailles (Massif Central français). Thèse, Université de Poitiers, 310 p.

Boiron, M.-C., Cathelineau, M., 1988. Les altérations hydrothermales et les minéralisations associées des tufs viséens du bassin de Villeranges (Massif Central Français). Données géothermométriques déduites de l'étude des inclusions fluides. In: Johan, Z., Ohnenstetter, D. (Eds.), Gisements métallifères dans leur contexte géologique, Documents du BRGM, vol. 158, 651–665.

Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Trescases, J-J., 1989. Condition of gold-bearing arsenopyrite crystallization in the Villeranges Basin, Marche–Combrailles shear zone, France; a mineralogy and fluid inclusion study. Econ. Geol. 84 : 1340–1362.

Boiron, M.C., Cathelineau, M., Dubessy, J., Bastoul, A.M., 1990. Fluids in Hercynian Au veins of from the French Variscan belt. Mineralogical Magazine 54, 231–243.

Boiron, M.-C., Essaraj, S., Sellier, E., Cathelineau, M., Lespinasse, M., Poty, B., 1992. Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence. Geochimica et Cosmochimica Acta 56, 175–185.

Boiron, M.C., Barakat, A., Cathelineau, M., Banks, D.A., Durisova, J., Moravek, P., 2001. Geometry and P-V-T-X conditions of microfissural ore fluid migration: the Mokrsko gold deposit (Bohemia). Chemical Geology 173, 207-225.

Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Fourcade, S., Vallance, J., 2003. Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. Chemical Geology 194, 119–141.

Bonjour, J.-L., 1988. Conséquences stratigraphiques des premières données radiométriques concernant l'âge de la transgression paléozoïque en Bretagne centrale. C. R. Acad. Sci., Paris, 307, 1651-1654.

Bonnemaison, M., Boubée de Garmont, X., 1985. Résultats de mission du PER de Gesté, Rapp. BRGM, Orléans, 12 p.

Bonnemaion, M., Marcoux, E., 1990. Auriferous mineralization in some shear-zones: A three-stage model of metallogenesis. Miner. Deposita 25, 96–104.

Bons, P. D., Elburg, M. A., Gomez-Rivas, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. Journal of Structural Geology, 43, 33-62.

Bouchot, V., 1992. Les veines quartzeuses aurifères associées aux zones de cisaillement du gisement de la Bellière. Rapp. BRGM, R 35667, Orléans, 76 p.

Bouchot, V., Gros, Y., Bonnemaison, M., 1989. Structural controls of the auriferous shear zones of the Saint-Yrieix district, Massif central, France; evidences from the Le Bourneix and Lauriéras gold deposits. Econ. Geol. 84, 1315–1327.

Bouchot, V., Gros, Y., Piantone, P., 1994. Dynamics of shallow late-Variscan gold mineralization: the Le Châtelet Au-arsenopyrite quartz veins, Massif Central, France. Miner. Deposita 29, 461–473.

Bouchot, V., Milési, J.P., Lescuyer, J.L., Ledru, P., 1997. Les minéralisations aurifères de la France dans leur cadre géologique autour de 300 Ma: Chronique de la Recherche Minière 528, 13–62.

Bouchot, V., Becq-Giraudon, J.F., Bailly, L., Le Goff, E., Milési, J.P., 1999. Identification of palaeoconglomerates-hosted gold-bearing pebbles in the stephanian Argentat basin: Geological implications (GeoFrance 3D): European Union of Geosciences, Strasbourg, Journal of Conference Abstract, v. 4. p. 478.

Bouchot, V., Milesi, J.P., Ledru, P., 2000. Crustal-scale hydrothermal palaeofield and related Au, Sb, W orogenic deposits at 310–305 Ma (French Massif Central, Variscan belt): Society of Geology Applied to Ore Deposits SGA News, v. 10, 6–12.

Bouchot, V., Ledru, P., Lerouge, C., Lescuyer, J-L., Milesi, J-P., 2005. Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: the French Massif Central. Ore Geol. Rev. 27, 169–197.

Bouton, P., 1990. Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne - Partie orientale du synclinorium de Chantonnay - Massif Armoricain. Thèse Univ. Poitiers, 378 p.

Bouton, P., Poncet, D., Colchen, M., Vervialle, J-P., Gros, Y., 1992. Attribution au Paléozoïque inférieur de la série métasédimentaire du Haut Bocage vendéen (segment vendéen de la chaîne hercynienne, France). In: Paléogéographie et biogéographie de l'Europe occidentale au Paléozoïque, C.G.P.F., Villeneuve d'Ascq, 16-17 octobre 1992.

Braux, C., Apolinarski, F., Blouin, J-P., 1991. District aurifère de Saint-Pierre-Montlimart (Vendée - France). Synthèse des travaux d'exploration. Rapp. BRGM R32554, Orléans, 55 p.

Bril, H., 1982. Fluid inclusions study of Sn-W-Au, Sb- and Pb-Zn mineralizations from the Brioude-Massiac district (French Massif Central). Tschermaks Min. Petr. Mitt. v. 30, 1-16.

Bril, H., 1983. Etude métallogénique des minéralisations à antimoine et associées du district de Brioude-Massiac (Massif Central français) ; conditions géochimiques de dépôt, implications génétiques : Thèse d'Etat, Université Clermond-Ferrand, 341 p.

Bril, H., Beaufort, D., 1989. Hydrothermal alteration and fluid circulation related to W, Au, and Sb vein mineralizations, Haut-Allier, Massif Central, France: Econ. Geol. 84, 2237–2251.

Bril, H., Bonhomme, M.G., Marcoux, E., Baubron, J.C., 1991. Ages K/Ar des minéralisations de Brioude-Massiac (W-Au-As-Sb; Pb-Zn), Pontgibaud (Pb-Ag; Sn), et Labessette (As-Pb-Sb-Au): Place de ces districts dans l'évolution géotectonique du Massif Central français: Miner. Deposita 26, 189-198.

Bril, H., Marignac, Ch., Cathelineau, M., Tollon, F., Cuney, M., Boiron, M.C., 1994. Metallogenesis of the French Massif Central: Time-space relationships between ore deposition and tectono-magmatic events. Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, part III, 379–402.

BRGM 1988a. Inventaire du territoire metropolitain les minéralisations à Sb-Au de la Télachère (Vendée). Rapp BRGM DAM/DL/Nantes. 36. 18 p.

BRGM., 1988b. Inventaire du Territoire Métropolitain. Les minéralisations Sb de La Baussonnière (Vendée). Rapport BRGM DAM/DL/NANTES. RVL/FD 91-01. 6 p.

BRGM Mineralinfo., 2012. L'antimoine, fiche substance, BRGM. 4 p.

BRGM Mineralinfo., 2015. L'antimoine (Sb) – éléments de criticité. 8 p. http://www.mineralinfo.fr/

Brown, KL., 1986. Gold deposition from geothermal discharges inNew Zealand. Econ. Geol. 81:979–983

Brown, M., Dallmeyer, R.D., 1996. Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France. Journal of Metamorphic Geology 14, 361–379.

Brugger, J., Lahaye, Y., Costa, S., Lambert, D., Bateman, R., 2000. Inhomogeneous distribution of REE in scheelite and dynamics of Archean hydrothermal systems (Mt. Charlotte and Drysdal gold deposits, Western Australia). Contrib Mineral Petrol 139:251 – 264

Brugger, J., Maas, R., Lahaye, Y., McRae, C., Ghaderi, M., Costa, S., Lambert, D., Bateman, R., Prince, K., 2002. Origins of Nd-Sr-Pb isotopic variations in single scheelite grain from Archean gold deposits, Western Australia. Chem. Geol. 182:203 – 225

Brugger, J., Etschmann, B., Pownceby, M., Liu, W., Grundler, P., Brewe, D., 2008. Oxidation state of europium in scheelite: tracking fluid-rock interaction in gold deposits. Chem. Geol. 257(1-2), 26-33.

Brun, J-P., Burg, J-P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision, Earth Planet. Sci. Lett. 61 :319-332.

Burg, J.-P., 1977. Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère. Contribution du microscope électronique à transmission à l'étude de la déformation des minéraux dans les zones profondes. Thèse, Université de Montpellier. 79 p.

Burg, J.P., Matte, P., 1978. A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 129, 429–460.

Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., Brun, J-P., 1994. Syn- to post-thickening extension: mode and consequences. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes 319, 1019–1032.

C

Cabri, L.J., Chryssoulis, S.L., Devilliers, J.P.R., Laflamme, J.H.G., and Buseck, P.R., 1989. The nature of invisible gold in arsenopyrite: Canadian Mineralogist, v. 27, p. 352–362.

Caen Vachette, M., Couturié, J.P., Didier, J., 1982. Age radiométrique des granites anatectiques et tardi-migmatitique du Velay (Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris 294, 135–138.

Campbell, A.R., Panter, K.S., 1990. Comparison of fluid inclusions in coexisting (cogenetic?) wolframite, cassiterite, and quartz from St. Michael's Mount and Cligga Head, Cornwall, England. Geochim. Cosmochim. Acta 54, 673–681.

Carme, F., 1974. Tectoniques superposées dans le Haut-Allier : mise en évidence d'une méga-structure tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. C. R. Acad. Sci., t. 278, p. 2501-2504.

Cartier, C., Faure, M., Lardeux, H., 2001. The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (Saint-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France): rifting and welding of continental stripes. Terra Nova 13, 143–149.

Cartier, C., Faure, M., 2004. The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France). Int. J Earth Sci. 9, 945–958.

Cathelineau, M., Boiron, M-C., Holliger, P., Marion, P., Denis, M., 1989. Gold-rich arsenopyrite crystal chemistry, gold location and state, physical chemical conditions of crystallization. The geology of gold deposits: the perspectives in 1988. Econ GeoMonogr 6, 328–340.

Chantraine, J., Atran, A., Cavelier, C., 1996. Geological map of France, 1/1 000 000. BRGM, Orléans.

Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. Tectonophysics 331, 1–18.

Charonnat, X., Chauvet, A., Faure, M., 1999. Structural control of the Late Hercynian Cevennes gold mineralizations, French Central Massif. CR Acad. Sci. Paris, 328, 463–469.

Chauris, L., 1969. Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. CR Acad Sci Fr 268, 2859–2861.

Chauris, L., Marcoux, E., 1994. Metallogeny of the Armorican Massif. Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. 22 p.

Chauvet, A., Bailly, L., André-Mayer, A-S., Monié, P., Cassard, D., Liosa Tajada, F., Vargas, J-R., Tuduri, Y., 2006. Internal vein texture and vein evolution of the epithermal Shila-Paula district, southern Peru. Miner. Deposita 41, 387–410.

Chauvet, A., Volland-Tuduri, N., Lerouge, C., Bouchot, V., Monié, P., Charonnat, X., Faure, M., 2012. Geochronological and geochemical characterization of magmatic-hydrothermal events within the Southern Variscan external domain (Cévennes area, France). Int J Earth Sci. 101, 69-86. DOI 10.1007/s00531-011-0639-1.

Cheilletz, A., Archibald, D., Cuney, M., Charoy, B., 1992. Ages 40Ar/39Ar du leucogranite a` topaze-le´pidolite et des pegmatites sodolithiques de Che´deville (Nord Massif Central, France). Signification pétrologique et géodynamique. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 315, 329–336.

Chen, Y., Clark, A., Farrar, E., Wasteneys, H.A.H.P., Hodgson, M.J., Bromley, A.V., 1993. Diachronous and independent histories of plutonism and mineralization in the Cornubian Batholith, southwest England. Journal of the Geological Society of London 150, 1183-1191.

Cheval-Garabédian, F., 2014. Etude géologique du champ filonien de la Bellière et de son encaissant (nappe des Mauges). Rapport de M2, Université d'Orléans, 109 p.

Cheval-Garabédian, F., Faure, M., Marcoux, E., Gouin, J., 2015. Mineralogical characterization of the Au- and Sb-quartz veins in the Saint-Pierre-Montlimart district (Variscan Massif armoricain, France). 25 bi-annual meeting of the SGA, Nancy, 4 p.

Chew, D.M., Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2014. U-Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. Chem. Geol. 363, 185–199.

Choukroune, P., Gapais, D., Matte, P., 1983. Tectonique hercynienne et déformations cisaillantes : la faille senestre de la Marche (Massif central français). C. R. Acad. Sci., Fr., Paris, 296, 2, 859-862.

Chovan, M., Hurai, V., Sachan, H.K., Kantor, J., 1995. Origin of the fluids associated with granodiorite-hosted, Sb–As–Au–W mineralisation at the Dubrava (Nızke-Tatry Mts., Western Carpathians). Miner. Deposita 30, 48–54.

Chovan, M., Slavkay, M., Micha´lek, J., 1996. Ore mineralisation of the Dumbierske Tatry Mts. (Western Carpatians, Slovakia). Geologica Carpathica 47, 371–382.

Chovan, M., Majzlan, J., Ragan, M., Siman, P., and Kristin, J., 1998, Pb-Sb and Pb-Sb-Bi sulfosalts and associated sulphides from Dubrava antimony deposit, Nizke Tatry Mts: Acta Geologica Universitatis Comenianae 53, 37–49.

Ciobanu, C. L., Birch, W. D., Cook, N. J., Pring, A., Grundler, P. V., 2010. Petrogenetic significance of Au–Bi–Te–S associations: the example of Maldon, Central Victorian gold province, Australia. Lithos, 116(1-2), 1-17.

Clayton, R.E., 1993. Basalt carbonatisation and its implications for antimony mineralisation in north Cornwall. Proc Ussher Soc 8: 105–111

Clayton, R.E., Scrivener, R.C., Stanley, C.J., 1990. Mineralogical and preliminary fluid inclusion studies of lead-antimony mineralisation in north Cornwall. Proc Ussher Soc 7: 258–262

Cochelin, B., 2016. Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées. Thèse de l'université Toulouse 3 Paul Sabatier, 243 p.

Cochelin, B., Chardon, D., Denèle, Y., Gumiaux, C., Le Bayon, B., 2017. Vertical strain partitioning in the hot Variscan crust : Syn-convergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax. BSGF - Earth Sciences Bulletin, 188, 39, 26p.

Cocherie, A., 2001. Datations à la SHRIMP II dans le cadre du projet carte 1/50 000 des zircons magmatiques de l'Orthogneiss du Loc'h et du Granite d'Odet. Rapport interne BRGM AC/02.01, 8 p.

Cocherie, A., Be Mezeme, E., Legendre, O., Fanning, C., Faure, M., Rossi, P., 2005. Electron microprobe dating as tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites, American Mineralogist 90, 607–618.

Cocherie, A., 2007. Datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons et U-Th-Pb sur monazites de granitoïdes du Pertre (carte de Cossé-le-Vivien). Rapport d'essais BRGM : 2007/281, 23 p.

Cogné, J., 1974. Le Massif Armoricain, Géologie de la France 1, 105–161.

Cogné, J-P., Choukroune, P., Cogné, J., 1983. Cisaillements varisques superposés dans le Massif de Lanvaux (Bretagne Centrale). CR Acad. Sci. Paris, 296, 773–777

Colchen, M., Rolin, P., 2001. La chaîne hercynienne en Vendée. Géologie de la France, n° 1-2, 2001, 53-85.

Collins, P. L. F., 1979. Gas hydrate in CO2 -bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity – Econ. Geol. 74, 1435-1444.

Cook, N. J., Chryssoulis, S. L., 1990. Concentrations of "invisible gold" in the common sulfides. Can. Miner. 28, 1–16.

Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Meria D., Silcock, D., Wade, B., 2013. Arsenopyrite-pyrite association in an orogenic gold ore: Tracing mineralization history from textures and trace elements. Econ. Geol. 108, 1273–1283.

Couto, H., Roger, G., Moelo, Y., Bril, H., 1990. Le district à antimoine-or Durico-Beirao (Portugal): évolution paragenétique et géochimique; implications métallogéniques. Miner. Deposita 25 (Suppl): 69–81

Couturié, J.P., Vachette-Caen, M., Vialette, Y., 1979. Age namurien d'un laccolithe granitique différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif Central français), C. R. Acad. Sci., Ser. 2, 289, 449-452.

Cox, S.F., 1987. Antitaxial crack-seal vein microstructures and their relationships to displacement paths. J. Struct. Geol. 9, 79–787.

Cox, S.F., Wall, V.J., Etheridge, M.A., Potter, T.F., 1991. Deformation and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits, examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria Australia. Ore Geol. Rev. 6, 391–423.

Cox, S.F., 1995. Faulting processes at high fluid pressures: an example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria Australia. J. Geophys. Res. 100, 12841–12859.

Cuney, M., Friedrich, M., Blumenfeld, P., Bourguignon, A., Boiron, M.-C., Vigneresse, J.-L., Poty, B., 1990. Metallogenesis in the French part of the Variscan orogen: Part I. Preconcentration in Pre-Variscan and Variscan formations—a comparison with Sn, W and Au. Tectonophysics 177, 39–57.

Cuney, M., Marignac, C., Weisbrod, A., 1992. The Beauvoir Topaz–Lepidolite albite granite (Massif Central, France): the disseminated magmatic Sn–Li–Ta–Nb–Be mineralization. Econ. Geol. 87, 1766–1794.

Cuney, M., Brouand, M., Dautel, D., Stussi, J.M., Michard, A., Gros, Y., Poncet, D., Bouton, P., Colchen, M., Vervialle, J.P., 1993. Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant : nouveaux arguments pour une extension de la “Ligne Tonalitique Limousine” en Vendée. C. R. Acad. Sci., Fr., Paris, 316, 1383-1390.

Cuney, M., Brouand, M., Stussi, J.M., Gagny, C., 1997. Le massif de Charroux-Civray : un exemple caractéristique des premières manifestations plutoniques de la chaîne hercynienne, Actes des Journées Scientifiques CNRS/ANDRA, Poitiers 1997, EDP Sciences, 63-104.

Cuney, M., Brouand, M., Stussi, J-M., 2001. Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Potou et l’ouest du Massif central français. Géologie de la France 1-2, 117–142

Cuney, M., Alexandrov, P., Le Carlier de Veslud, C., Cheilletz, A.,Raimbault, L., Ruffet, G., Scaillet, S., 2002. The timing of W Sn rare metals mineral deposit formation in the Western Variscan chain in their orogenic setting: the case of the Limousin area (Massif Central, France). In: Blundell, D.J., Neubauer, F.,von Quadt, A. (Eds.), The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen, Geological Society, London, Special Publications no. 204, 213–228.

D

De Gramont, X., Feybesse, J.L., Lambert, A., 1990. Synthèse du district de Brioude-Massiac et des confins nord de la Margeride (Massif Central). Rapp BRGM DAM/DL/C/ R-30695. 191 p.

Delfour, J., Guerrot, C., 1997. Age viséen inférieur du microgranite de Picampoix (Niévre) : contribution à l’étude du magmatisme carbonifère du Morvan. Géol Fr 2, 3–12.

Delvaux, D., Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. New insights into structural interpretation and modelling, 212, 75-100.

Diamond, L.W., 1992. Stability of CO2 clathrate hydrate + CO2 liquid + CO2 vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 56, 273–280.

Diamond, L.W., 1994. Salinity of multi-volatile fluid inclusions determined from clathrate hydrate stability: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 58, 19–41.

Didier, J., Lameyre, J., 1969. Les granites du Massif Central Français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. Contrib. Mineral. Petrol. 24, 219–238.

Dill, H.G., 1985. Antimoniferous mineralization from the Mid-European Saxothuringian zone: mineralogy, geology, geochemistry and ensialic origin. Geol Rundsch 74: 447–466

Dill, H.G., 1993. Die Antimonvorkommen der mitteleuropaischen Alpiden und Varisziden. Z Dtsch Geol Ges 144, 434–450

Dill, H.G., 1998. Evolution of Sb mineralisation in modern fold belts: a comparison of the Sb mineralisation in the Central Andes (Bolivia) and the Western Carpathians (Slovakia). Miner. Deposita 33, 359-378.

Dill, H.G., Melcher, F., Botz, R., 2008. Meso- to epithermal W-bearing Sb vein-type deposits in calcareous rocks in western Thailand; with special reference to their metallogenetic position in SE Asia. Ore Geol. Rev. 34, 242-262.

Dill, H.G., 2010. The chessboard classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. Earth-Science Reviews 100, 1-420.

Dimitrova, D., Kerestedjian, T., 2006. Bismuth minerals in the postskarn sulphide-arsenide mineralization in the Martinovo iron deposit, NW Bulgaria: Geochemistry, Mineralogy and Petrology, Sofia, v. 44, 19-32.

Diot, H., 1980. Recherches structurales dans la partie orientale du domaine Ligérien (Massif Armoricain), thèse de 3e cycle, Université de Nantes. 147 p.

Dong, G., Morrison, G., Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, queensland-classification, origin and implication. Econ. Geol. 90, 1841–1856.

Dora, O.Ö., Candan, O., Dürr, S.T., Oberhansh, R., 1995. New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. In: Piskin, Ö ., Ergün, M., Savasçin, M.Y., Tarcan, G. (Eds.), Proceedings of the International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, Izmir, 53–72.

Dostal, J., Kontak, D. J., Chatterjee, A. K., 2009. Trace element geochemistry of scheelite and rutile from metaturbidite-hosted quartz vein gold deposits, Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada: genetic implications. Mineralogy and Petrology, 97(1-2), 95.

Douxami, H., 1907. Les minerais de la Lucette, près du Genest (Mayenne). Liégeois-Six impr. Lille.

Dowling, K., Morison, G., 1988. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. Econ. Geol. Monograph 6, 342–355.

Dubessy, J., Ramboz, C., Nguyen-Trung, C., Cathelineau, M., Charoy, B., Cuney, M., Leroy, J., Poty, B., Weisbrod, A., 1987. Physical and chemical controls (fO2,T,pH) of the opposite behaviour of U and Sn-W as examplified by hydrothermal deposits in France and Great-Britain, and solubility data. Bull. Minéral. 110, 261-281.

Ducassou, C., Strullu-Derrien, C., Ballevre, M., Dabard, M-P., Gerrienne, P., Lardeaux, H., Robin, C., 2009. Age and depositional environnment of the Sainte-Anne Formation (Armorican Massif, France): the oldest (Emsian) evidence for mountain erosion in the Variscan belt, Bull. Soc. géol. 180, 529–544.

Ducassou, C., Ballèvre, M., Lardeux, H., Robin, C., 2011. Evidence for pre-orogenic, Early Devonian rifting in the Variscan belt: stratigraphy and structure of the Paleozoic cover of the Mauges Unit (Upper Allochthon, Armorican massif, France). Int. J Earth Sci. 100, 1451–1475

Ducassou, C., Poujol, M., Ruffet, G., Bruguier, O., Ballevre, M., 2014. Relief variation and erosion of the Variscan belt: detrital geochronology of the Palaeozoic sediments from the Mauges Unit (Armorican Massif, France). Geological Society, London, Special publications, *405*(1), 137-167.

Ducrot, J., Lancelot, J., Marchand, J., 1983. Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. Earth Planet. Sci. Lett., 62, p. 385-394.

Duthou, J.L., Cantagrel, J.M., Didier, J., Vialette, Y., 1984. Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by 87Rb 87Sr system. Phys. Earth Planet. Inter. 35, 131–144.

E

Egal, E., Guerrot, C., Le Goff, E., Thiéblenont, D., Chantraine, J., 1996. The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany (France). Geological Society of America Special Paper 304, 281-318.

Essaraj, S., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Fourcade, S., 2001. Multistage deformation of Au-quartz veins (Lauriéras, French Massif Central): evidence for late gold introduction from microstructural, isotopic and fluid inclusion studies. Tectonophysics 336, 79–99.

F

Famin, V., Hébert, R., Philippot, P., Jolivet, L., 2005. Ion probe and fluid inclusion evidence for co-seismic fluid infiltration in a crustal detachment - Contrib Mineral Petrol, 150, 354-367.

Fan, D., Zhang, T., Ye, J., 2004. The Xikuangshan Sb deposit hosted by the Upper Devonian black shale series, Hunan, China. Ore Geol. Rev. 24, 121-133.

Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. Tectonics 14, 132–153.

Faure, M., Leloix C., Roig, J.-Y., 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Bulletin de la Société Géologique de France 168, 695-705.

Faure, M., Cartier, C., 1998. Déformations ductiles polyphasées dans l'antiforme orthogneissique de St-Clément-de-la-place (unité de Lanvaux, Massif Armoricain). CR Acad. Sci. Paris, 326, 795–802.

Faure, M., Monié, P., Pin, C., Maluski, H., Leloix, C., 2000. Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central: new 40Ar/39Ar and Rb–Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension. Int. J. Earth Sci. 91, 53–75.

Faure, M., Be Mézème, E., Duguet, M., Cartier, C., Talbot, J-Y., 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armorican. In: (eds.) Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D., and Rosenbaum, G., The southern Variscan belt, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 19, 1441–8142.

Faure, M., Bé Mézème, E., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., Boutelier, D., 2008. Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armorican, Tectonics 27, 1–19.

Faure M., Lardeaux J.-M. et Ledru P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif central. Comptes Rendus Geoscience 341, 202-213.

Finger, F., Gerdes, A., René, M., Riegler, G., 2009. The Saxo-Danubian Granite Belt: magmatic response to post-collisional delamination of mantle lithosphere below the southwestern sector of the Bohemian Massif (Variscan orogen), Geol. Carpathica 60(3), 205–212,

Forestier, F.-H., 1961. Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier. Thèse de Doctorat d'État, Clermont-Ferrand.

Fouillac, A.-M., Rossi, P., 1991. Near-solidus 18O depletion in a Ta–Nb-bearing albite granite: the Beauvoir granite, France. Econ. Geol. 86, 1704–1720.

Fouquet, M., 1980. Les districts antimonifères de Quimper et du Cap Sizun (Finistere) leur place dans la métallogénie de l'antimoine dans le Massif Armoricain (France), Thése, Clermont-Ferrand. 212 p.

Fournier, R.O., 1985. The behaviour of silica in hydrothermal solutions. Econ. Geol. Rev. 2, 45–62.

Franke, W., 1984. Late events in the tectonic history of the Saxothuringian zone. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 14, 33–45.

Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 179, 35–61.

Fu, Y., Sun, X., Zhou, H., Lin, H., Jiang, L., Yang, T., 2017. In-situ LA-ICP-MS trace elements analysis of scheelites from the giant Beiya gold–polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China and its metallogenic implications. Ore Geol. Rev. 80, 828-837.

G

Gaboury, D., Daigneault, R., 2000. Flat vein formation in a transitional crustal setting by self-induced fluid pressure equilibrium, an example from the Géant Dormant gold mine Canada. Ore Geol. Rev. 17, 155–178.

Gama, S., 2000. Evénements métallogéniques à W–Au à 300 Ma en Chataîgneraie: apport d'une analyse multi-spectrométrique des minéraux et des fluides occlus à l'identification des sources des fluides hydrothermaux. Thèse, Université d'Orléans. 280 p.

Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. Geology 17, 1144-1147.

Gapais, D., Lagarde, J.-L., Le Corre, C., Audren, C., Jegouzo, P., Casas Sainz, A., Van Den Driessche, J., 1993. La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifére. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 316, 1123–1129.

Genkin, A. D., Bortnikov, N. S., Cabri, L. J., Wagner, F. E., Stanley, C. J., Safonov, Y. G., McMahon, G., Friedl, J., Kerzin, A.L., Gamyanin, G. N., 1998. A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia, Russian Federation. Econ.Geol. 93(4), 463-487.

Genna, A., Jébrak, M., Marcoux, E., Milési, J. P., 1996. Genesis of cockade breccias in the tectonic evolution of the Cirotan epithermal gold system, West Java. Canadian Journal of Earth Sciences, 33(1), 93-102.

Ghaderi, M., Palin, M.J., Campbell, I.H., Sylvester, P.J., 1999. Rare earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold deposits in the Kalgoorlie-Norseman region, Western Australia. Econ. Geol. 94, 423–438.

Gloaguen, E., 2006. Apport d'une étude intégrée sur les relations entre granite et minéralisations filoniennes (Au et Sn-W) en contexte tardi-orogénique. Thèse, Université d'Orléans.

Gloaguen, E., Branquet, Y., Boulvais, P., Moëlo, Y., Chauvel, J. J., Chiappero, P. J., Marcoux, E., 2007. Palaeozoic oolitic ironstone of the French Armorican Massif: a chemical and structural trap for orogenic base metal–As–Sb–Au mineralisation during Hercynian strike-slip deformation. Miner. Deposita, 42(4), 399-422.

Gloaguen, E., Tourlière, B., Angel, J.M., 2016. Revaloristion du potentiel minier français, méthodes prédictives appliquées à la province à antimoine du Massif armorican. Rapp. BRGM RP-65534-FR. 58 p.

Godard, G., 1981. Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les éclogites de Vendée (Massif Armoricain). Thèse, Université de Nantes, 153 p.

Godard, G., 1988. Petrology of some eclogites in the Hercynides: the eclogites from the southern Armorican massif, France. In: Eclogites and eclogite-facies rocks, D.C.Smith (editor), Elsevier, Amsterdam, ch. 8, 69 p.

Godard, G., 2001. The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, southern Armorican Massif, France): Pre-variscan terrains in the Hercynian belt? Géologie de la France, n° 1-2, 19-52.

Godard, G., Bouton, P., Poncet, D., Guerrot, C., Roy, C., Thiéblemont, D., Chévremont, P., 2010. Notice explicative de la feuille de Montaigu à 1/50 000. Editions BRGM, Orléans, 182 p.

Gökçe, A., Spiro, B., 1995. Sulfur isotope study of the antimony, and mercury deposits in Beydagi (Izmir; western Turkey) area, and the origin of the sulfur in stibnite and cinnabar. Turkish, Journal of Earth Sciences 4, 23–29.

Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time; a global synthesis. Ore Geol. Rev. 18, 1–75.

Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., Gosselin, P., 2005. Distribution, Character and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes. Economic Geology, 100th Anniversary Volume, 407-450.

Goldfarb, R. J., Groves, D. I., 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. Lithos, 233, 2-26.

Gouin, J., Fayol, N., Lebret, P., Picault, M., Raoult, G., Zimmermann, M., Bonnemaison, M., Testard, J., 2018. Rapport d'activité annuel 2017 PERM Saint-Pierre. Unpublished report from Variscan-Mines, VM-00085, 188 p.

Graviou, P., Peucat, J.J., Auvray, B., Vidal, P., 1988. The Cadomian Orogeny in the northern Armorican Massif: petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. Hercynica 1, 1–13.

Gregory D. D., Large R.R., Halpin J.A., Baturina E.J., Lyons T.W., Wu S., Danyushevsky L., 2015. Trace element content of sedimentary pyrite in black shales. Econ. Geol. 110, 1389-1410. doi:10.2113/econgeo.110.6.1389.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits, a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore Geol. Rev. 13, 7–27.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., Hart, C.J.R., 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. Econ. Geol. 98, 1–29.

Guerrot, C., Calvez, J.-Y., Bonjour, J.-L., Chantraine, J., Chauvel, J.-J., Dupret, L., Rabu, D., 1992. Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, v. 315, p. 1741–1746.

Guigues, J., 1978. Nouvelles recherches sur les minéralisations de la Lucette (Mayenne). Chron. Rech. Min., n° 442, p. 52.

Guillemette, N., Williams-Jones, A.E., 1993. Genesis of the Sb–W–Au deposits at Ixtahuacan, Guatamela: evidence from fluid inclusions and stable isotopes. Miner. Deposita 28, 167–180.

Guiollard, P.C., 1995. La mine d'or et d'antimoine de la Lucette (Mayenne). Ed. P. C. Guiollard, 120 p.

Gumiaux, C., Gapais, D., Brun, J-P., Chantraine, J., Ruffet, G., 2004. Tectonic history of the Hercynian Armorican Shear belt (Brittany, France). Geodinamica Acta, Vol. 17, Issue 4, 289–307.

Gumiel, P., Arribas, A., 1987. Antimony deposits in the Iberian Peninsula. Econ. Geol. 82, 1453–1463.

Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Franco, M.P., Gonzalo, J.C., 2011. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides, Tectonics, vol 30, TC5008.

H

Hagemann, S.G., Lüders, V., 2003. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: conventional and infrared microthermometric constraints. Miner. Deposita 38, 936-952.

Harlaux, M., Marignac, C., Cuney, M., Mercadier, J., Magott, R., Mouthier, B., 2015. Nb-Ti-Y-HREE-WU oxide minerals with uncommon compositions associated with the tungsten mineralization in the Puy-les-Vignes deposit (Massif central, France): Evidence for rare-metal mobilization by late hydrothermal fluids with a peralkaline signature. Canadian Mineralogist, 53(4), 653-672.

Harlaux, M., Romer, R. L., Mercadier, J., Morlot, C., Marignac, C., Cuney, M., 2018. 40 Ma of hydrothermal W mineralization during the Variscan orogenic evolution of the French Massif Central revealed by U-Pb dating of wolframite. Miner. Deposita, 53(1), 21-51.

Hart, C.J.R., McCoy, D., Goldfarb, R.J., Smith, M., Robert, P., Hulstein, R., Blake, A.A., Bundtzen, T.K., 2002. Geology, exploration and discovery of the Tintina gold province, Alaska and Ykon. Society of economic geologists special publication 9, 241-274.

Hart, C. J., 2007. Reduced intrusion-related gold systems. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 5, 95-112.

Hazarika, P., Mishra, B., Pruseth, K.L., 2016. Scheelite, apatite, calcite and tourmaline compositions from the late Archean Hutti orogenic gold deposit: implications for analogous two stage ore fluids. Ore Geol. Rev. 72, 989–1003.

Hebert, R., Hallot, E., Guerrot, C., Chantraine, J., 1993. New structural, petrological and radiometric constraints within the Cadomian belt: chronology of events in the Baie de Saint-Brieuc, Northern Armorican Massif (France). Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 316, 395–401.

Hedenquist, J. W., Henley, R. W., 1985. The importance of CO2 on freezing point measurements of fluid inclusions. Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition-Econ. Geol. 80, 1379-1406.

Hollister, L. S., Burruss, R. C., 1976. Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex. Geochimica et Cosmochimica Acta, 40(2), 163-175.

Houlgatte, E., Le Herisse, A., Pelhate, A., Rolet, J., 1988. Evolution géodynamique du bassin carbonifère de Laval (Massif Armoricain). Géologie de la France, v. 1, 27–46.

Hubert, P., 1986. Textures des inclusions fluides des quartz aurifères. Application au gîte de Cros Gallet (Haute Vienne) et au prospect de Sanoukou (Mali). Thèse, Université d'Orléans. 350 p.

Hunan Nonferrous corp., 2014. Interim report. p. 73. http://www.hkexnews.hk/listedco/listconews/SEHK/2014/0905/LTN20140905212.pdf

J

Jaguin, J., 2012. Datation et caractérisation de processus minéralisateurs à l'Archéen : Application à l'Antimony Line, Ceinture de roches vertes de Murchinson, Afrique du Sud. Thèse, Université de Rennes 1. 349 p.

Jébrak, M., 1992. Les textures intra-filoniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques : Chronique de la Recherche Minière 506, 55–65.

Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. Ore geol. Rev. 12(3), 111-134.

Jébrak, M., Marcoux, E., 2008. Géologie des ressources minérales. Géologie du Québec. 685 p.

Jégouzo, P., 1980. The South Armorican shear zone, J. of Struct. Geol. 2, 39 p.

Jégouzo, P., Rossello, A.E., 1988. The northern branch of the South Armorican Shear Zone (France) - An attempt to evaluate the displacement magnitude from analysis of mylonites. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 307, 1825-1831.

Jiada, W., 1993. Antimony vein deposits of China. Ore Geol. Rev. 8, 213-232.

Jochum, K. P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., Günther, D., Enzweiller, J., 2011. Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines. Geostandards and Geoanalytical Research, 35(4), 397-429.

Johan, Z., Marcoux, E., Bonnemaison, M., 1989. Arsénopyrite aurifère. Mode de substitution de Au dans la structure de Fe As S. C.R. Acad. Sci. Paris 308, 185-191.

Joly, A., Chen, Y., Faure, M., Martelet, G., 2007. multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault: relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central. Part I: Geochronology, mineral fabrics and tectonic implications, J. Geophys. Res., 112.

K

Kelly, W. C., Rye, R. O., 1979. Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. Econ. Geol. 74(8), 1721-1822.

Kim, Y-S., Peacock, D.C-P., Sanderson, D.J., 2002. Fault damage zones. Journal of structural Geology 26, 503–517.

Kemnitz, H., Romer, R.L., Oncken, O., 2002. Gondwana break-up and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe). Int. J. Earth Sci. 91, 246–259.

Koné, M., 1985. Le Livradois méridional et la région de Saint Flour. Exemples de zones de cisaillements ductiles dans le Massif Central Français. Etude structurale, pétrographique et géophysique. Thèse, Universtié de Clermont Ferrand, 147 p.

Kontak, D.J., Horne, R.J., Smith, P.K., 1996. Hydrothermal characterization of the West Gore Sb-Au deposit, Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada. Econ. Geol. 91, 1239-1262.

Kouzmanov, K., 2001. Genèse des concentrations en métaux de base et précieux de Radka et Elshitsa. Thèse, Université d'Orléans.

Kretschmar, U., Scott, S.D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application: The Canadian Mineralogist 14, 364–386.

Krupp, R.E., 1988. Solubility of stibnite in hydrogen sulfide solutions, speciation and equilibrium constants, from 25 to 350°C: Geochimica et Cosmochimica Acta 52, 3005–3015.

L

Lafon, J.M., 1986. Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif Central français : Le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse, Montpellier, France, 152 p.

Lake, J.W.L., Wilton, D.H.C., 2006. Structural and stratigraphic controls on mineralization at the Beaver Brook antimony deposit, Central Newfoundland. Current research, Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources Geological Survey, Report 06-1, 12 p.

Lang, J-R., baker, T., 2001. Intrusion related gold systems: the present level of understanding. Miner. Deposita 36, 477–489.

Lardeux, H., Cavet, P., 1994. Paleozoic of the Ligerian Domain, in: Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., Keppie, J.D. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, IGCP-Project 233. Springer Berlin Heidelberg, 152–156.

Large, R.R., Bull, S.W., Maslennikov, V.V., 2011. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits: Econ. Geol. 106, 331–358.

Lasnier, B., 1977. Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français (Haut-Ailier) : les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse, Université de Nantes, 351 p.

Lasnier, B., Marchand, J., Bouilkler, R., Burg, J-P., Cornen, G., Forestier, F.H, Leyreloup, A., 1982. Notice de la carte géologique de France (1/50 000), feuille de Brioude (766) – BRGM, Orléans.

Laurent, O., Couzinié, S., Zeh, A., Vanderhaeghe, O., Moyen, J.F., Villaros, A., Gardien, V., Chelle-Michou, C., 2017. Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan late-orogenic evolution: U-Pb dating in the eastern French Massif Central. International Journal of Earth Sciences 106(2), 421-451.

Lauzac, F., Serment, R., 1976. Pétrographie et thermoluminescence naturelle de la gangue quartzeuse des filons antimonifères de Vendée. Rapp. BRGM 76-SGN-194-GMX. 87 p.

Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991. Le massif armoricain. Sci Geol Bull 44, 31–103.

Ledru, P., Lardeaux, J. M., Santallier, D. A., Autran, A., Quenardel, J. M., Floc'h, J. P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J., Ploquin, A., 1989. Où sont les nappes dans le Massif central français ? Bulletin de la Société géologique de France, (3), 605-618.

Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J. M., Montel, J. M., Vanderhaeghe, O., Vitel, G., 2001. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. Tectonophysics, 342(3-4), 207-237.

Le Fur, Y., Allon, A., Biron, R., Lequertier, M., Roussel, M., 1988. La découverte du gisement d'antimoine des Brouzils en Vendée (Massif Armoricain, France). Historique des travaux, description du gisement et projet d'exploitation. Chronique de la Recherche Minière, 492, 5-18.

Le Gall, J., Gigot, P., Savaton, P., Lacquement, F., Poprawsky Y., Vernhet, Y., 2011. Carte géologique de la France (1/50000), feuille Laval (319), BRGM, Orléans.

Lemarchand, J., Boulvais, P., Gaboriau, M., Boiron, M-C., Tartèse, R., Cokkinos, M., Bonnet, S., Jégouzo, P., 2011. Giant quartz vein formation and high-elevation meteoric fluid infiltration into the South Armorican Shear Zone: geological, fluid inclusion and stable isotope evidence. Journal of the Geological Society, London, 168, 1–11.

Lerouge, C., Bouchot, V., Guerrot, C., 2000. Fluids and the W–As ± Au ore deposits of the Enguialés–Leucamp District, La Chaîtaigneraie, French Massif Central. Journal of Geochemical Exploration 69–70, 343–347.

Lescuyer, J.L., Bouchot, V., Cassard, D., Feybesse, J.-L., Marcoux, E., Moine, B., Piantone, P., Tegyey, M., Tollon, F., 1993. Le gisement aurifère de Salsigne (Aude, France) : une concentration syntectonique tardi-varisque dans les sédiments détritiques et carbonatés de la montagne noire. Chronique de la Recherche, Minière 512, 3–73.

Lévêque, J., 1990. Application de la méthode Pb commun à la métallogénèse des gisements Pb-Zn: Exemples comparés de deux districts du Faolat (versant Nord de la Montagne Noire, France) et du Harz (NE Allemagne). Contribution des méthodes géochronologiques Rb/Sr et U/Pb. Thèse, Université Montpellier. 175 p.

Levinson, A.A., 1980. Introduction to exploration geochemistry, 2nd ed. Applied Publishing Ltd. Wilmette, III. p. 924.

Li, Y.H., 2000. A compendium of geochemistry: From solar nebula to the human brain. Princeton University Press, 440 p.

Liang, Y., Wang, G., Liu, S., Sun, Y., Huang, Y., Hoshino, K., 2015. A Study on the Mineralization of the Woxi Au–Sb–W Deposit, Western Hunan, China. Resource Geology, 65(1), 27-38.

Lindgren, W.A., 1933. Mineral deposits. McGraw-Hill, New York (4 th edition), 930 p.

Lüders, V., 1996. Contribution of infrared microscopy to fluid inclusion studies in some opaque minerals (wolframite, stibnite, bournonite): metallogenic implications. Econ. Geol. 91, 1462–1468.

M

Machairas, G., 1974. Présence de gersdorffite, chalcostibite et zinkénite dans la minéralisation de la Lucette. Rapport BRGM MET/GIT-304, BRGM, Orléans.

Madu, B.E., Nesbitt, B.E., Muehlenbachs, K., 1990. A mesothermal gold-stibnite quartz vein occurrence in the Canadian Cordillera. Econ. Geol. 85, 1260-1268.

Majzlan, J., Hurai, V., Chovan, M., 2001. Fluid inclusion study on hydrothermal As–Au–Sb–Pb–Zn veins in the Mlynna Dolina Valley (western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica 52, 277–286.

Malavieille, J., 1993. Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt. Tectonics 12, 1115–1130.

Mao, M., Rukhlov, A. S., Rowins, S. M., Spence, J., Coogan, L. A., 2016. Apatite trace element compositions: A robust new tool for mineral exploration. Econ. Geol. 111(5), 1187-1222.

Marchand, J., Perrin, J., Weecksteen, G., Forstier, F-H., Lasnier, B., 1969a. Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Vallet (482), BRGM, Orléans.

Marchand, J., Perrin, J., Weecksteen, G., Forstier, F-H., Lasnier, B., 1969b. Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Vallet (482), BRGM, Orléans, 11 p.

Marchand, J., 1974. Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français. Les termes acides. Thèse, Université de Nantes, 207 p.

Marcoux, E., Serment, R., Allon, A., 1984. Les gites d'antimoine de Vendée (Massif Armoricain, France Historique des recherches et synthèses métallogénique, Chronique de la Recherche Minière 476, 3-30.

Marcoux, E., Picot, P., 1985. Les minéralisations de Pontgibaud (Puy-de-Dôme): Une approche complémentaire par géochimie isotopique du plomb et les paragenèses: Chronique de la Recherche Minière 481, 27-38.

Marcoux, E., Bril, H., 1986. Héritage et sources de métaux d'après la géochimie isotopique du plomb ; Etude des minéralisations filoniennes du Haut-Allier (Massif Central, France). Miner. Deposita 21, 35-43

Marcoux, E., Moelo, Y., Picot, P., Baubron, J.C., 1988. Evolution minéralogique et isotopique (Pb) du filon sulfuré des Borderies (Massif Central français). Implications métallogéniques. Miner. Deposita 23, 58-70.

Marcoux, E., Lescuyer, J.-L., 1994. Les minerais sulfo-arséniés aurifères de Salsigne, Aude, France : évolution paragénétique d'une minéralisation tardi-hercynienne syntectonique en contexte sédimentaire. Canadian Mineralogist 32, 159–177.

Marcoux, E., Nerci, K, Branquet, Y., B., RAmboz, C., Ruffet, G., Peucat, J-J., Stevenson, R., Jebrak, M., 2015. Late-Hercynian Intrusion-related gold deposits: an integrated model on the Tighza polymetallic district, central Morocco. Journal of African Earth Sciences, 107, 65-88.

Marignac, C., Cuney, M., 1999. Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. Miner. Deposita 34, 472–504.

Martel-Jantin, B., 1996. La Bellière - France. Exploration pour or par sondages carottés profonds. Quartier de Saint-Thomas - Saint-Pierre-Montlimart (PER de Montrevault). Rap. BRGM N 2277. 22 p.

Martelet, G., Pajot, G., Debeglia, N., 2009. Nouvelle carte gravimétrique de la France ; RCGF09 –Réseau et Carte Gravimétrique de la France. Rapp. BRGM RP-57908-FR, Orléans. 26 p

Mathieu, G., 1934. Nouvelles observations sur la structure des synclinaux vendéens aux environs de Saint-Pierre-du-Chemin et de la Chataigneraie. Ann.Soc. géol. Nord, 59, 137-156.

Mathieu, G., 1936. Aperçu général sur les terrains primaires de la région vendéenne. Revue gén. Centre-Ouest France (42), 501-557.

Mathonnat, M., 1983. La série métamorphique du Cézallier, Massif central français. Thèse, Université de Clermont-Ferrand.

Matte, P., Burg, J-P., 1981. Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of western Europe. Plate tectonics interpretation. – Geol. Soc., London, Sp. Pub., 8, 353-358.

Matte, P., 1986. La chaîne Varisque parmi les chaînes Paléozoïques péri atlantiques modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère, Bull. Soc. géol. Fr. 2, 9–24.

Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. Terra Nova 13, 122–128.

McDonough, W. F., Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. Chemical geology, 120(3-4), 223-253.

McDowell, F.W., McIntosh, W.C., Farley, K.A., 2005. A precise 40Ar–39Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. Chemical Geology, 214, 249–263.

Merle, O., Michon, L., Camus, G., De Goer, A., 1998. L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif central. Bull. Soc. Géol.

Merle, O., Michon, L., 2001. The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area. Bulletin de la Société Géologique de France, 172(2), 213-221.

Monié, P., Bouchot, V., Faure, M., Charonnat, X., Najoui, K., 1999. 40Ar/39Ar Laser-Probe Dating of W, Au and/or Sb Deposits and associated granites in the Southern French Massif Central (Cévennes, Châtaigneraie), EUG 10, abstract volume, Strasbourg, Terra Abstracts, p 477.

Monié, P., Respaut, J.-P., Brichaud, S., Bouchot, V., Faure, M., Roig, J.-Y., 2000. 40Ar/39Ar and U–Pb geochronology applied to Au–W–Sb metallogenesis in the Cévennes and Châtaigneraie districts (Southern Massif Central, France). In: Bouchot, V., Moritz, R. (Eds.), A Geode–GéoFrance 3D Workshop on Orogenic Gold Deposits in Europe with Emphasis on the Variscides; Extended Abstracts. Documents du BRGM, vol. 297, 77–79.

Monier, G., Robert, J. L., 1986. Muscovite solid solutions in the system K2O-MgO-FeO-Al2O3-SiO2-H2O: An experimental study at 2 kbar PH2O and comparison with natural Li-free white micas. Mineralogical Magazine, 50(356), 257-266.

Morey, A. A., Tomkins, A. G., Bierlin, F. P., Wienberg, R. F., Davidson G. J., 2008. Bimodal distribution of gold in pyrite and arsenopyrite: Examples from the Archean Boorara and Bardoc shear systems, Yilgarn craton, Western Australia. Econ. Geol. 103, 599–614.

Morrison, G W., Rose, W J., Jaireth, S., 1991. Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold in gold-silver deposits. Ore Geol. Rev. 6, 333–364.

Mougeot, R., Respaut, J.P., Ledru, P., Marignac, C., 1997. U–Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatectic dome (French Massif Central). Eur. J. Mineral. 9, 141–156.

Moussu, R., 1957. Rapport préliminaire sur les gites d'antimoine de Vendée. Rapp. BRGG, A1083, 24 p.

Moyroud, B., Feraud, J., Bornuat, M., Ziserman, A., 1979. Les gisements d'Antimoine en France, situation en 1979. Ressources minières françaises tome 6. Rapport BRGM RR-41430-FR, Orléans 126 p.

Mulot, B., 1982. L'or des Mauges. Histoire et Archéologie au service de la recherche minière. Unpublished personal document, 211 p.

Munoz, M., Shepherd, T.J., 1987. Fluid inclusion study of the Bournac polymetallic (Sb-As-Pb-Zn-Fe-Cu…) vein deposit (Montagne Noire, France). Miner. Deposita, 22, 11-17.

Munoz, M., Courjault-Radé, P., Tollon, F., 1991. The massive stibnite veins of the French Palaeozoic basement: A metallogenic marker of late Variscan brittle extension: Terra Nova 4, 171-177.

N

Neiva, A.M.R., Andras, P., Ramos, J.M.F., 2008. Antimony quartz and antimony-gold quartz vein from northern Portugal. Ore Geol. Rev. 34, 533-546.

Němec, M., Zachariáš, J., 2018. The Krásná Hora, Milešov, and Příčovy Sb-Au ore deposits, Bohemian Massif: mineralogy, fluid inclusions, and stable isotope constraints on the deposit formation. Miner. Deposita 53, 225–244.

Nesbitt, B.E., Muehlenbachs, K., Murowchick, J.B., 1989. Genetic implications of stable isotope characteristics of mesothermal Au deposits and related Sb and Hg deposits in the Canadian Cordillera. Econ. Geol. 84, 1489-1506.

Nicaud, J., 2001. Contrôle structural de la mise en place des minéralisations aurifères du district de Saint-Yrieix : analyse de la fracturation, étude des altérations hydrothermales. Thèse, Université de Limoges. 252 p.

Noyé, F., Weisbrod, A., 1988. Les indices stanno-wolframifères de Saint-Melany (Cévennes médianes Ardèche, Massif Central Français). Bulletin du BRGM 158, 175–194.

O

Obolensky, A.A., Gushchina, L.V., Borisenko, A.S., Borovikov, A.A., Pavlova, G.G., 2007. Antimony in hydrothermal processes: solubility, conditions of transfer, and metal-bearing capacity of solutions. Russian Geol. Geophy. 48, 992-1001. doi:10.1016/j.rgg.2007.11.006

Obolensky, A.A., Gushchina, L.V., Borisenko, A.S., Borovikov, A.A., Nevolko, P.A., 2009. Computer thermodynamic modeling of the transport and deposition of Sb and Au during the formation of Au-Sb deposits. Russian Geology and Geophysics 50, 950-965.

Ortega, L., Vindel, E., Beny, C., 1991. C–O–H–N fluid inclusions associated with gold-stibnite mineralization in low-grade metamorphic rocks, Mari Rosa mine, Caceres, Spain. Mineralogical Magazine 55, 235–247.

Ortega, L., Vindel, E., 1995. Evolution of ore forming fluids associated with late Hercynian antimony deposits in central-western Spain, a case study of Mari Rosa and El Juncalon. European Journal of Mineralogy 7, 655–673.

Ortega, L., Oyarzun, R., Vindel, E., 1996. The Mari Rosa late Hercynian Sb-Au deposit, western Spain. Geology and geochemistry of the mineralizing processes: Miner. Deposita 31, 172-187.

P

Paquette, J.L., Piro, J.L., Devidal, J.L., Bosse, V., Didier, A., Sanac, S., Abdelnour, Y., 2014. Sensitivity enhancement in LA-ICP-MS by N2 addition to carrier gas: Application to radiometric dating of U-Th-bearing minerals. Agilent ICP-MS J. 58, 4–5.

Pasteels, A., Doré, F., 1982. Age of the Vire-Carolles granites. In G.S. Odin (ed.): «Numerical dating in stratigraphy », 784-790.

Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. Geochem. Geophys. Geosyst. 11 Q0AA06.

Peiffer, M-T., 1986. La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du Massif Central français. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 303, 305–310.

Peng, J.-T., Hu, R.-Z., Burnard, P.G., 2003. Samarium–neodymium isotope systematics of hydrothermal calcites from the Xikuangshan antimony deposit (Hunan, China): the potential of calcite as a geochronometer. Chemical Geology 200, 129–136.

Peng, J.T., Hu, R.Z., Zhao, J.H., Fu, Y.Z., Yuan, S.D., 2005. Rare earth element (REE) geochemistry for scheelite from the Woxi Au–Sb–W deposit, western Hunan. Geochimica 34 (2), 115–122 (in Chinese with English abstract).

Peng, J.T., Zhang, D.L., Hu, R.Z., Wu, M.J., Liu, X.M., Q, L., Yu, Y.G., 2010. Inhomogeneous distribution of rare earth elements (REEs) in scheelite from the Zhazixi W-Sb deposit, western Hunan and its geological implications. Geol. Rev. 56 (6), 810–819 (in Chinese with English abstract).

Périchaud, J.J., 1970. Les gisements métalliques du district d'antimoine de Brioude-Massiac (Massif central français), These Doct. Sci., Université de Clermont Ferrand. 771 p.

Périchaud, J.J., Bellat, R., Pepin, J., 1973. Prospection de l'antimoine dans le district de Brioude-Massiac campagne de juillet 191 à janvier 1973. Rapp BRGM DAM/DL/C, 230. 83 p.

Périchaud, J.J., 1980. L'antimoine, ses minerais et ses gisements. Synthèse gîtologique sur les gisements du Massif Central français. Chronique de la Recherche Minière 456, 5–64.

Peucat, J-J., Vidal, P., Godard, G., Postaire, B., 1982. Precambrian U-Pb zircon dating of eclogites, garnet pyroxenites and associated serpentinites from the Hercynian Belt of the western part of France. Earth and Planetary Science Letters 60, 70-78.

Peucat, J-J., 1986. Behaviour of Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from the St Malo Massif, NE Brittany, France. J. Geol. Soc. 143, 875–885.

Phillips, G.N., Powell, R., 2010. Formation of gold deposits: A metamorphic devolatilization model. J. Metam. Geol. 28, 689–718.

Piantone, P., Wu, X., Touray, J.-C., 1994. Zoned hydrothermal alteration and genesis of the gold deposit at Le Châtelet (French Massif Central). Econ. Geol. 89, 757–777.

Picot, P., Johan, Z., 1978. Atlas des minéraux métalliques. Mem BRGM n°90-1977. 397 p.

Picot, P., Ahmadzadeh, H., Vanhille, F., 1981. Utilisation de l'inventaire minéralogique des gîtes et de la carte des linéaments en prospection minière. Rapp BRGM DGRST/79-07-1317.

Picot, P., Marcoux, M., 1987. Nouvelles données sur la métallogénie de l'or. C.R. Acad. Sci., Fr., t.304, série II, n°6, 221-226.

Pin, C. 1979. Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse, Université de Montpellier.

Pitfield, P.E.J., Campbell, S.D.G., 1996. Significance for gold exploration of structural styles of auriferous deposits in the Archaen Bulawayo-Bubi greenstone belt of Zimbabwe: Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy Section B. Applied Earth Sciences, v. 105, 41–52.

Pitra, P., Ballèvre, M., Ruffet, G., 2010. Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France). J. metamorphic Geol. 28, 183–208

Pochon, A., 2014. Apports d'une étude pluridisciplinaire sur les contrôles géologiques des minéralisations à or et antimoine en Bretagne centrale. Rapp. Fin d'étude, Université d'Orléans. 79 p.

Pochon A., Gapais D., Gloaguen E., Gumiaux C., Branquet Y., Cagnard F., Martelet G., 2016. Antimony deposits in the Variscan Armorican belt, a link with mafic intrusives ? Terra Nova 28, 138-145. doi: 10.1111/ter.12201.

Pochon A., 2017 Magmatisme mafique et minéralisations à Sb-Au dans le domain Centre Armoricain : contrôles spatio-temporels et implications métallogéniques. Thèse, Université de Rennes. 334 p.

Pochon, A., Gloaguen, E., Branquet, Y., Poujol, M., Ruffet, G., Boiron, M-C., Boulvais, P., Gumiaux, C., Cagnard, F., Gouazou, F., Gapais, D., 2018. Variscan Sb-Au mineralization in Central Brittany (France): A new metallogenic model derived from the Le Semnon district. Ore Geol. Rev. 97, 109–142.

Pyle, J. M., Spear, F. S., Wark, D. A., 2002. Electron microprobe analysis of REE in apatite, monazite and xenotime: protocols and pitfalls. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 48(1), 337-362.

R

Raimbault, L., 1998. Composition of complex lepidolite-type pegmatites and of constituent columbite-tantalite, Chédeville, Massif Central, France. Canadian Mineralogist 36, 563–583.

Raimbault, L., Baumer, A., Dubru, M., Benkerrou, C., Croze, V., Zahm, A., 1993. REE fractionation between scheelite and apatite in hydrothermal conditions. American Mineralogist 78, 1275 - 1285.

Raimbault, L., Cuney, M., Azencott, C., Duthou, J.-L., Joron, J.-L., 1995. Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta–Sn–Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central. Econ. Geol. 90, 548–576.

Raimbault, L., 1999. Tin–tungsten vein mineralisation at Moulin–Barret, France. In: Stanley, C.J., et al., (Eds.), Mineral Deposits: Processes to Processing. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 417–420.

Raju, P. V. S., Hart, C. J., Sangurmath, P., 2016. Scheelite geochemical signatures by LA-ICP-MS and potential for rare earth elements from Hutti Gold Mines and fingerprinting ore deposits. Journal of African Earth Sciences, 114, 220-227.

Ramboz, C., 1980. Problèmes posés par la détermination de la composition des fluides carboniques complexes à l'aide des techniques microthermométriques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 290, 499–502.

Ramboz, C., Schnapper, D., Dubessy, J., 1985. The P–V–T–X–fO2 evolution of H 2 O–CO 2 –CH 4 bearing fluid in a wolframite vein: reconstruction from fluid inclusion studies. Geochimica et Cosmochimica Acta 49, 205–219.

Ramsay, J.G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. Nature, 284, 135–139.

Robardet, M., 2003. The Armorica "microplate": fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., Early Palaeozoic Palaeo(bio)geographies of Western Europe and North Africa. 195, 125–148.

Robb, L., 2005. Introduction to ore-forming processes. Blackwell publishing. 373 p.

Robert, F., Brown, A.C., 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec; Part I, geology relations and formation of the vein system. Econ.Geol. 81, 578-592.

Robert, F., Boullier, A.M., Firdaous, K., 1995. Gold–quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. J. Geophys. Res. 100, 12841–12859.

Robert, F., Poulsen, K.H., Dubé, B., 1997. Gold deposits and their geological classification. Exploration Geochemistry 29, 209-220.

Roger, G., 1971. Relations entre quelques gisements filoniens et leurs terrains encaissants. Contrôles et sources de la minéralisation. Application à l'étude des filons du district de Brioude-Massiac, du district cévenol et du gite de Buzins (Massif Central Français), Thèse Etat, Paris. 326p.

Roig, J.Y., Faure, M., Ledru, P., 1996. Polyphase wrench tectonics in the southern French Massif Central: Kinematic inferences from pre- and syn-tectonic granitoids: Geologische Rundschau, v. 85, p. 138–153.

Roig, J.Y., Faure, M., Truffert, C., 1998. Folding and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM, and gravimetric analyses: The case study of the Tulle antiform, SW French Massif Central: Journal of Structural Geology, v. 20, p. 1169–1189.

Rolet, J., 1984. Grabens losangiques (pull-appart) en régime de décrochement. Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif armoricain. An. Soc. Géol. Nord 103, 209-220

Rolin, P., Stussi, J.M., 1991. Decrochements intracrustaux et intrusions granitiques carboniferes dans le Morvan (Massif central francais). Bull. Société Géologique Fr. 162, 123–130.

Rolin, P., Stussi, J-M., Colchen, M., Cuney, M., 1999. Structuration et magmatisme hercyniens post-collisionnels dans le Confolentais (ouest du Massif central français). Géologie de la France, 3, p. 49-69.

Rolin, P., Audru, J-C., Bouroullec, I., Wyns, R., Thiéblemont, D., Cocherie, A., Guerrot, C., Courtois, N., Bernard, E., Chantraine, J., Lambert, J., Terrier-Sedan, M., 2000. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Les Herbiers (537). Orléans : BRGM. 117 p.

Rolin, P., Colchen, M., 2001. Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. Géologie Fr. 1, 87–116.

Rolin, P., Audru, J.-C., Poncet, D., Thiéblemont, D., Guerrot, C., Cocherie, A., Farjanel, G., Fauconnier, D., Lemordant, Y., Soyer, C., 2004. Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Bressuire (538). BRGM, Orléans 109 p.

Rolin, P., Marquer, D., Colchen, M., Cartannaz, C., Cocherie, A., Thiery, V., Quenardel, J.-M., Rossi, P., 2009. Famenno-Carboniferous (370-320 Ma) strike slip tectonics monitored by syn-kinematic plutons in the French Variscan belt (Massif Armoricain and French Massif Central). Bull. Soc. Geol. Fr. 180, 231–246.

Roskill information Service., 2015. Antimony: World market for Antimony to 2025, 12th Edition. ISBN 978 0 86214 626 9. 318 p.

S

Sandras, A., 1988. Les structures auro-antimonifères du district de Brioude–Massiac. Gîtologie et métallogénie des concentrations aurifères, Thèse, Université de Nancy. 211 p.

Schoene, B., Bowring, S.A., 2006. U-Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the 40Ar/39Ar standard MMhb. Contrib. Mineral. Petrol. 151, 615–630.

Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.-M., Edel, J.-B., Štípská, P., Ulrich, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l'orogénie varisque : Une vision moderne de le recherche dans le domaine de l'orogénieMechanics of Variscan Orogeny: A modern view on orogenic research 341, 266–286.

Schwarz-Schampera, U., 2014. Antimony. In: Gunn, G. (Ed): Critical Metals Handbook, American Geophysical Union - John Wiley & Sons, Ltd, pp. 70–98.

Scratch, R.B., Watson, G.P., Kerrich, R., Hutchinson, R.W., 1984. Fracture-controlled antimony-quartz mineralisation, Lake George deposit, New Brunswick: mineralogy, geochemistry, alteration, and hydrothermal regimes. Econ.Geol. 79, 1159–1186.

Seal, R.R., Clark, A.H., Morrissy, C.J., 1988. Lake George, south-western New Brunswick: a Silurian, multi-stage, polymetallic (Sb–W–Mo–Au-base metal) hydrothermal centre. In: Taylor, R.P., Strong, D.F. (Eds.), Recent Advances in the Geology of Granite-related Mineral Deposits, Special volume, vol. 39. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 252–264.

Seal, R.R., Robie, R.A., Barton, P.B., Jr., Hemingway, B.S., 1992. Superambient heat capacities of synthetic stibnite, berthierite, and chalcostibnite: Revised thermodynamic properties and implications for phase equilibria: Econ. Geol. 87, 1911–1918.

Serment, R., 1978. La mine d'antimoine et or de La Lucette (Mayenne, France), Chron. Mines Rech. min. 442, 35-42.

Serment, R., 1980. La mine d'antimoine et or de la Rochetréjoux (Vendée). Chronique de la Recherche Minière, 456, 91-97

Sevensma, M.P., 1942. Gisement d'or de la Bellière. Revue de l'industrie Minérale 462, 10 p.

Shimizu, T., 2014. Reinterpretation of the quartz textures in terms of hydrothermal fluid evolution at the Koryu Au-Ag deposit, Japan. Econ. Geol. 109, 2051–2065.

Sibson, R. H., Moore, J. M. M., Rankin, A. H., 1975. Seismic pumping—a hydrothermal fluid transport mechanism. Journal of the Geological Society, 131(6), 653-659.

Sibson, R.H., 1987. Earthquake rupturing as a hydrothermal mineralizing agent. Geology 15, 701–704.

Sibson, R.H., Robert, F., Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold–quartz deposits. Geology, 16, 551–555.

Sibson, R.H., 2001. Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore deposition. Eco. Geol. Reviews 14, 25-50.

Simmons, S.F., White, C.N., John, D.A., 2005. Geological characteristics of Epithermal precious and base metal deposits. Economic Geology 100th Anniversary, 485-522.

Smith, K.S., Huyck, H.L.O., 1999. An overview of the abundance, relative mobility, bioavailability and human toxicity of metals. Econ. Geol. 6A, 29-70.

Société Chimique de France., 2015. L'antimoine, page mise à jour en juillet 2016, disponible en ligne : http://www.societechimiquedefrance.fr/extras/donnees/metaux/anmoine/texamoi.htm

Song, G., Qin, K., Li, G., Evans, N. J., Chen, L. 2014. Scheelite elemental and isotopic signatures: Implications for the genesis of skarn-type W-Mo deposits in the Chizhou Area, Anhui Province, Eastern China. American Mineralogist, 99(2-3), 303-317.

Stampfli, G.M., von Raumer, J.F., Borel, G.D., 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. Spec. Pap.-Geol. Soc. Am. 263–280.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. Journal of Structural Geology 24, 1861–1884.

Stormer, J. C., Pierson, M. L., Tacker, R. C., 1993. Variation of F and Cl X-ray intensity due to anisotropic diffusion in apatite during electron microprobe analysis. American Mineralogist, 78(5-6), 641-648.

Strachan, R.A., Taylor, G.K., 1990. Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic. Terra Nova, Vol 3, 107-108.

Sung, Y.H., Brugger, J., Ciobanu, C.L., Pring, A., Skinner, W., and Nugus, M., 2009. Invisible gold in arsenian pyrite and arsenopyrite from a multistage Archaean gold deposit: Sunrise Dam, Eastern Goldfields Province, Western Australia: Miner. Deposita. 44, 765–791.

Supply, J.P., 1985. Géochronologie U–Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse, Université de Montpellier, 146 p.

Sylvester, P.J., Ghaderi, M., 1997. Trace element analysis of scheelite by excimer laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) using a synthetic silicate glass standard. Chemical Geology, 141, 49–65.

T/U

Talbot, J. Y., Faure, M., Chen, Y., Martelet, G., 2005a. Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen. Journal of Structural Geology, 27(9), 1610-1629.

Talbot, JY., Chen, Y., Faure, M., 2005b. Pluton-dykes relationships from AMS and microstuctural studies in a Variscan granite from French Massif Central, J. Geophys. Res. 110.

Tartèse, R., Boulvais, P., 2010. Differentiation of peraluminous leucogranites 'en route' to the surface. Lithos 114, 353–368.

Tartese, R., 2011. Caractérisation et datation des circulations de fluides dans le Cisaillement Sud Armoricain (Massif Armoricain, France). Thèse, Université Rennes 1.

Tartèse, R., Poujol, M., Ruffet, G., Boulvais, P., Yamato, P., Košler, J., 2011. New U-Pb zircon and 40Ar/39Ar muscovite age constraints on the emplacement of the Lizio syn-tectonic granite (Armorican Massif, France). Comptes Rendus Geosci. 343, 443–453.

Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Chevalier, T., Paquette, J.-L., Ireland, T.R., Deloule, E., 2012. Mylonites of the South Armorican Shear Zone: Insights for crustal-scale fluid flow and water–rock interaction processes. J. Geodyn., Geodynamics and Orogenesis 56–57, 86–107.

Terree, P., 1986. SNEAP-BRGM, PER de Gesté (La Bellière) convention N°580, Rapport final. Rapport 482-483 28-C4, p 47.

Testard, J., 1974. L'étain et les roches intrusives acides dans le socle oriental du Cezallier (MCF). Thèse, Université de Clermont Femand, 130 p.

Testard, J., 2014. Présentation : Stratégie et outils de Variscan Mines. Public presentation of Variscan Mines SASU.
Thiéblemont, D., Cabanis, B., 1986. Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type "MORB" dans la formation paléovolcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée. C.R. Acad. Se, Paris, t. 302, II, 9, 641-646.
Thiéblemont, D., 1987. Le magmatisme paléozoïque en Vendée : apports de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque. Thèse, Université, P. et M. Curie, Paris.
Thiéblemont, D., Egal, E., Guerrot, C., Chantraine, J., 1999. Témoins d'une subduction « éocadomienne» (665-655 Ma) en Bretagne nord: arguments géochimiques. Géologie de la France 1, 3–11.
Thomson, S.N., Gehrels, G.E., Ruiz, J., Buchwaldt, R., 2012. Routine low-damage apatite U-Pb dating using laser ablation–multicollector–ICPMS. Geochem. Geophys. Geosyst. 13 Q0AA21.
Thonat, A., Mathonnat, M., Pin, C., Rocher, P., Bertin, C., Chèvremont, P., 2014. Notice de la carte géologique de France au 1/50 000 numéro 765 de Massiac. 141p.
Tomkins, A. G., Mavrogenes, J. A., 2001. Redistribution of gold within arsenopyrite and lollingite during pro-and retrograde metamorphism: Application to timing of mineralization. Econ. Geol, 96(3), 525-534.
Touray, J.-C., Marcoux, E., Hubert, P., and Proust, D., 1989. Hydrothermal processes and ore-forming fluids in the Le Bourneix gold deposit, central France: Econ. Geol. 84, 1328–1339.
Turekia, K.K., Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of the element in some major units of the Earth'crust. Geol. Soc. America Bull. 72 p.
Turrillot, P., Augier, R., Faure, M., 2009. The top-to-the-southeast Sarzeau shear zone and its place in the late-orogenic extensional tectonics of southern Armorica. Bull. Société Géologique Fr. 180, 247–261.
Turrillot, P., 2010. Fusion crustale et evolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricain. Thèse, Université d'Orléans.
USGS., 2016. U. S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries, January 2015. 2 p.

V

Vallance, J., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Fourcade, S., Marignac, C., 2000. Fluid migration and alteration in the granite hosting the Moulin de Cheni gold mineralization (Saint-Yrieix district). In: Moritz, R., Bouchot, V. (Eds.), A Geode–Géo-France 3D Workshop on Orogenic Gold Deposits in Europe with Emphasis on the Variscides; Extended Abstracts, Documents du BRGM, 297, 73–74.
Vallance, J., 2001. Les paléofluides de la fin de la collision hercynienne : évolution P–T–X, rôle métallogénique et analogie avec les systèmes géothermiques actuels. Thèse, INPL, Université de Nancy. 230 p.
Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., Griffin, W.L., 2001. Data reduction software for LA–ICP–MS: appendix. In: Sylvester, P.J. (Ed.), Laser Ablation-ICP-mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications. Mineralogical Association of Canada, Ottawa, 239–243.
Vasquez Lopez, R., Blouin, J.P., 1991. Gisement d'antimoine des Brouzils point des travaux et actualisation des réserves à fin décembre 1990. Rapp BRGM DAM/DL/Nantes RVL/FD 91-01. 35 p.
Vearncombe, J.R., Cheshire, P.E., de Beer, J.H., Killick, A.M., Mallinson, W.S., McCourt, S., Stettler, E.H., 1988. Structures related to the Antimony line, Murchison schist belt, Kaapvaalcraton, South Africa. Tectonophysics 154, 285-308.
Vearncombe, J-R., 1993. Quartz vein morphology and implications for formation depth and classification of archaean gold-vein deposits. Ore Geol. Rev. 8, 407–424.
Vialette, Y., 1973. Age des granites du Massif Central. Bull. Soci233t233 G233ologique Fr. S7–XV, 260–270.
Vidal, P., 1980. L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie du strontium. Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 21, 161 p.
Von Raumer, J., Stampfli, G., Borel, G., Bussy, F., 2002. Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. Int. J. Earth Sci. 91, 35–52.
Von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents — the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. Tectonophysics, Collisional Orogenesis in the Geological Record and Modern Analogues 365, 7–22.

W

Wagner, T., Cook, N.J., 2000. Late-Variscan antimony mineralisation in the Rheinisches Schiefergebirge, NW Germany: Evidence for stibnite precipitation by drastic cooling of high-temperature fluid systems. Miner. Deposita 35, 206-222.

Wagner, T., Boyce, A.J., 2003. Sulphur isotope geochemistry of black shale-hosted antimony mineralization, Arnsberg, northern Rhenish Massif, Germany: implications for late-stage fluid flow during the Variscan orogeny. Journal of the Geological Society, London, Vol 160, 299-308.

Watts, M.J., Williams, G.D., 1979. Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. J. Struct. Geol. 1, 323–332.

Wei, W.F., Hu, R.Z., Bi, X.W., Peng, J.T., Su, W.C., Song, S.Q., Shi, S.H., 2012. Infrared microthermometric and stable isotopic study of fluid inclusions in wolframite at the Xihuashan tungsten deposit, Jiangxi province, China. Miner. Deposita 47,589–605.

White, D.E., 1948. Antimony deposits of the Soyatal district, State of Queretaro, Mexico. United State Geological Survey Bulletin. 60 p.

White, D.E., 1981. Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits. Economic Geology 75th Anniversary volume, 392-423.

White, N.C., Hedenquist, J.W., 1990, Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration: Journal of Geochemical Exploration 36, 445–474.

Williams-Jones, A.E., Normand, C., 1997. Controls of mineral parageneses in the System Fe-Sb-S-O. Econ. Geol. 92, 308–324.

Wilson, S.A., Ridley, W.I., and Koenig, A.E., 2002. Development of sulfide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique: Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 17, 406–409.

Worrall, F., Pearson, D., 2001. The development of acidic groundwaters in coal-bearing strata; Part I, Rare earth element fingerprinting. Applied Geochemistry 16(13), 1465–1480.

Wu, X., Beny, C., Zimmermann, J.L., Touray, J.-C., 1989. Analyses des gaz inclus des quartz aurifères du Châtelet (Creuse, France); comparaison avec le gîte d'or de l'Auriéras (Haute-Vienne, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 309, 707–712.

Wu, J., 1993. Antimony vein deposits of China. Ore Geol. Rev. 8, 213–232.

Wyns, R., Le Metour, J., 1983. Le Précambrien du Massif vendéen. Etude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Evre et coupe de la Divate) et synthèse des données récentes. Doc. BRGM 68, Orléans, 58 p.

Wyns, R., 1984. Etude géologique du champ filonien de la Bellière dans le périmètre du P.E.R de Gesté. Rapp. BRGM 84 SGN 221 GEO, Orléans, 70 p.

Wyns, R., 1987. Découverte de nouveaux indices minéralisés (Au, Sb) au SE de Chaudron en Mauges (Maine et Loire). Note BRGM 87 DAM 0482 0483 28D9, Orléans, 2 p.

Wyns, R., Lablanche, G., Lefavrais-Raymond, A., Bresson, G., Biron, R., 1988. Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 de Chantonnay. Editions BRGM, Orléans, 77 p.

Wyns, R., Hottin, A-M., 1992. Etude géologique préliminaire du granite de la Chapelle-Rousselin (Maine-et-Loire. Rapp. BRGM 82-SGN-034-GEO, Orléans, 28 p.

Wyns, R., Clément, J-P., Ballèvre, M., Moguedet, G., Biagi, R., Lardeux, H., Gruet, M., 1998a. Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Chemillé (483), Orléans.

Wyns, R., Lardeux, H., Moguedet, G., Duermael, G., Gruet, M., Biagi, R., 1998b. Notice explicative carte géologique France (1/50 000), feuille Chemillé (483), BRGM, Orléans, 72 p.

X/Y/Z

Xiong, D.X., Sun, X.M., Shi, G.Y., Wang, S.W., Gao, J.F., Xue, T., 2006. Trace elements, rare earth elements (REE) and Nd-Sr isotopic compositions in scheelite and their implications for the mineralization in Daping gold mine in Yunnan province, China. Acta Petrol. Sin. 22 (3), 733–741 (in Chinese with English abstract).

Yang, D.S., Shimizu, M., Shimazaki, H., Li, X.H., Xie, Q.L., 2006. Sulfur Isotope Geochemistry of the Supergiant Xikuangshan Sb Deposit, Central Hunan, China: Constraints on Sources of Ore Constituents. Resource Geology 5, 385-396. doi:10.1111/j.1751-3928.2006.tb00291.x.

Yang, Z., Hou, Z., Meng, X., Liu, Y., Fei, H., Tian, S., 2009. Post-collisional Sb and Au mineralization related to the South Tibet detachment system, Himalayan orogeny. Ore Geol. Rev. 36, 194–212.

Zachariáš, J., Paterová, B., Pudilová, M., 2009. Mineralogy, Fluid Inclusion, and Stable Isotope Constraints on the Genesis of the Roudn´y Au-Ag Deposit, Bohemian Massif. Econ. Geol. 104, 53–72.

Zachariáš, J., Moravek, P., Gadas, P., Pertoldova, J., 2014. The Mokrsko-West gold deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: mineralogy, deposit setting and classification. Ore Geol. Rev. 58, 238-263.

Zhai, W., Sun, X., Yi, J., Zhang, X., Mo, R., Zhou, F., Wei, H., Zeng, Q., 2014. Geology, geochemistry, and genesis of orogenic gold–antimony mineralization in the Himalayan Orogen, South Tibet, China. Ore Geol. Rev. 58, 68-90.

Zhang, Y.X., Liu, Y.M., Gao, S.D., He, Q.G., 1990. Earth elements geochemical characteristics of tungstenic minerals: a distinguishing sign for ore-forming type. Geochimica 19, 11–20.

Zhang, Q., Zhang, R. Q., Gao, J. F., Lu, J. J., Wu, J. W., 2018. In-situ LA-ICP-MS trace element analyses of scheelite and wolframite: Constraints on the genesis of veinlet-disseminated and vein type tungsten deposits, South China. Ore Geology Reviews, 99, 166-179.

Zhu, Y. N., Peng, J. T., 2015. Infrared microthermometric and noble gas isotope study of fluid inclusions in ore minerals at the Woxi orogenic Au–Sb–W deposit, western Hunan, South China. Ore Geol. Rev. 65, 55-69.

Liste des figures, tableaux et annexes

Liste des figures

Figure 1 : Place de l'antimoine dans le tableau périodique des éléments et principales propriétés (modifié d'après www.Sql.ch). 15
Figure 2 : Usages de l'antimoine dans les différents domaines industriels (Roskill, 2015). 17
Figure 3 : Evolution du prix de l'antimoine de 2002 à 2016 (BRGM Mineralinfo, 2015). 20
Figure 4 : A) Production annuelle d'antimoine en 2015 (Roskill, 2015). B) Principales réserves en antimoine en 2015 (USGS, 2016). 21
Figure 5 : Criticité de l'antimoine basée sur l'évaluation des risques d'approvisionnements et l'importance stratégique de l'antimoine pour l'industrie (Audion, 2012). 22
Figure 6 : Exemples des 3 grands types de minéralisations à antimoine dans le monde d'après leurs morphologies et leurs environnements de dépôts. 28
Figure 7 : Répartition des principaux districts à antimoine actuellement présents dans le monde. (base de données USGS : http//mrdata.usgs.gov/mrds). 29
Figure 8 : Différents modèles de minéralisation à antimoine permettant d'expliquer leurs présences dans différents environnements géologiques. A noter que l'ensemble des modèles présentés font intervenir un pluton plus ou moins en profondeur pour expliquer la source de chaleur et des fluides. 30
Figure 9 : Carte de répartition des principaux indices et anciens gisements d'antimoine en France avec leurs importances économiques. Géologie (modifiée d'après Chantraine et al., 1996), indices et gisements source BRGM SIG-Mines France. 35
Figure 10 : Carte de répartition des principaux indices et anciens gisements d'antimoine en France avec leurs importances économiques actuelles basées sur l'importante des ressources en antimoine. Géologie (modifiée d'après Chantraine et al., 1996), indices et gisements source BRGM SIG-Mines France. 38
Figure 11 : Carte de l'activité minière (exploration et exploitation) en France métropolitaine en avril 2017 avec la localisation des principaux PERM défini sur la carte comme PER (d'après http://www.mineralinfo.fr/). 39
Figure 12 : Différents modèles proposés pour expliquer la mise en place des minéralisations à antimoine dans les districts de Brioude-Massiac (Cantal, Massif central), Vendée (Vendée, Massif armoricain) et Quimper (Finistère, Massif armoricain). A noter que les auteurs privilégient un lien spatial et génétique avec les granites (sources des fluides et de la chaleur). 42
Figure 13 : Carte de localisation des différentes zones d'étude dans le Massif armoricain et le Massif central avec leurs importances économiques et les principaux traits de la géologie. Géologie (modifiée d'après Chantraine et al., 1996), indices et gisements source BRGM SIG-Mines France. 46
Figure 14 : Reconstruction géodynamique de la chaîne varisque depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère (Matte, 2001). 49
Figure 15 : Carte schématique montrant les différentes zones lithotectoniques de la chaîne varisque en Europe (Faure et al., 2005). 50
Figure 16 : Carte des différents évènements géologiques durant la période tardi- à post- orogénique (Cochelin, 2016). 54
Figure 17 : Carte et coupe synthétique du Massif armoricain et de ses différents domaines (Ballèvre, 2008) avec localisation des domaines des Mauges et de Vendée. 56
Figure 18 : Carte structurale de synthèse des principales unités du domaine Vendée-Mauges et localisation des districts étudiés dans cette partie (modifié d'après Billa et al., 1992). 57

Figure 19 : Carte géologique et structurale de synthèse de la Région de Vendée et du district à Sb et Sb(Au) de Vendée (modifiée d'après Colchen et Rolin, 2001). 61
Figure 20 : Synthèse des différentes évènements magmatiques en Vendée (Colchen et Rolin, 2001). 63
Figure 21 : Carte structurale du domaine de Vendée (modifiée d'après Godard et al., 2010). 65
Figure 22 : Modèle de mise en place du granitoïde syn-tectonique de Mortagne, (Vendée) contrôlé par l'évolution des différentes phases tectoniques reconnues (Rolin et al., 2000). 67
Figure 23 : Carte des principales minéralisations de la région Vendée-Mauges (modifiée d'après Billa et al., 1992). 71
Figure 24 : Localisation du district de Vendée dans le Massif armoricain. Géologie modifiée d'après Chantraine et al. (1996) et localization des indices d'aprés Chauris et Marcoux, (1994). 73
Figure 25 : Carte des limites de l'emprise géographique du PERM de Vendrennes (d'après le dossier de demande du PERM). 73
Figure 26 : Colonne stratigraphique du synclinorium de Chantonnay (modifiée d'après Colchen et Rolin, 2001). 76
Figure 27 : Carte géologique avec localisation des indices et gisements du district de Vendée synthétisée d'après les cartes géologiques au 1/50 000 du BRGM de Chantonnay (n° 563), Montaigu (n° 536) et la Roche-sur-Yon (n° 562). 81
Figure 28 : A) Plan des travaux miniers réalisés pour l'exploitation du gisement de Rochetrejoux (modifié d'après Serment, 1980). B) Coupe Ouest-Est dans l'axe du puits n° 2 de la mine de Rochetréjoux en 1919 (d'après un document de la Société anonyme des mines d'antimoine de Rochetréjoux). 83
Figure 29 : Carte et coupe des travaux miniers réalisés sur le filon des Brouzils entre 1988 et 1991 (modifiées d'après Vasquez Lopez et Blouin, 1991). 84
Figure 30 : Modèle de formation des filons minéralisés en 2 étapes (FC correspond à la direction de l'axe de raccourcissement maximal) d'après Marcoux et al. (1984). 87
Figure 31 : Carte structurale du district à Sb et Sb(Au) de Vendée avec localisation des différents champs filoniens du district. La légende est la même que celle de la figure 27. 93
Figure 32 : Stéréogrammes (hémisphère inférieur) présentant les données sur l'orientation et le pendage des structures filoniennes à Sb et Sb(Au). 93
Figure 33 : Coupes interprétatives de la géométrie des unités géologiques avec la position des structures filoniennes minéralisées. 95
Figure 34 : Carte géologie et structurale de détail du champ filonien des Brouzils-Télachère avec représentation des anciens travaux. 97
Figure 35 : Echantillon de quartz filonien riche en stibine (Sb). 98
Figure 36 : Echantillon du faciès de brèche filonienne minéralisée en stibine. Py : pyrite, Asp : arsénopyrite, Sb : stibine. 98
Figure 37 : Echantillons montrant le faciès stockwerk qui se développe dans l'encaissant hydrothermalisé proche du faciès quartz filonien riche. L'échantillon de droite provient du sondage carotté SC8. Py : pyrite, Sb : stibine. 99
Figure 38 : Demi carotte du sondage carotté S28 avec la fracturation tardive qui recoupe l'ensemble des faciès minéralisés en stibine (Sb). 100
Figure 39 : Log historique du sondage SC9 modifié d'après les descriptions de Biron (document inédit). 101
Figure 40 : Bloc 3D synthétique de la structure filonienne principale du gisement des Brouzils (modifié d'après Vasquez Lopez et Blouin, 1991). 102
Figure 41 : Echantillon minéralisé de la Télachère. Sb : stibine. 103

Figure 42 : Carte géologique et structurale de détail du champ filonien de Mesnard-la-Barotière avec représentation des anciens travaux. 104
Figure 43 : Carte géologique et structural de détail de la zone de la Maindronnière, la Chardière montrant la relation structurale entre les minéralisations et le niveau de schiste graphiteux. 105
Figure 44 : Echantillons minéralisés de la Chardière A) faciès de brèche filonienne peu minéralisé, B) faciès à stibine massive et clastes de quartz blanc recoupé par la stibine. Sb : stibine. 106
Figure 45 : Carte géologique et structural de détail du champ filonien de Rochetrejoux le Boupère. 108
Figure 46 : Photo du front de taille de la galerie d'exploration -100 de Rochetrejoux à 360,6 m d'avancement (1970) montrant la structure filonienne minéralisée (photo source Association Vendéenne de Géologie AVG : http://avg85.over-blog.com/article-l-antimoine-de-rochetrejoux-diaporama-111538953.html). 109
Figure 47 : Echantillon historique minéralisé de Rochetrejoux (Collection Georges Blanchard) avec détail des textures de brèche. 110
Figure 48 : Echantillon historique minéralisé provenant du niveau -75 du gisement de Rochetrejoux (Collection Georges Blanchard) montrant la structuration des différents faciès. 111
Figure 49 : Echantillon minéralisé de la Ramée. A) Faciès de brèche filonienne associé à des textures en cocardes. B) Faciès de quartz filonien minéralisé. 112
Figure 50 : Carte géologique et structurale de détail du champ filonien de la Baussonière. 113
Figure 51 : Echantillons des faciès minéralisés de la structure filonienne de la Baussonière-la Poitière. A) Détail du contact entre le faciès encaissant hydrothermalisé et les faciès de quartz calcédonieux noir et blanc minéralisés en stibine. B) Détail du faciès de quartz calcédonieux blanc avec stibine en baguette. C) Détail de la relation entre la stibine et le quartz calcédonieux blanc. 114
Figure 52 : Carte géologique et structurale de détail du champ filonien des Essarts. 115
Figure 53 : Echantillon du faciès minéralisé principal de la structure filonienne de la Véronnière. 116
Figure 54 : A) Roche encaissante saine provenant de la formation de Bourgneuf, échantillon. B) Roche hydrothermalisée provenant des haldes du gisement des Brouzils, échantillon. 121
Figure 55 : A) Roche encaissante saine, formation de Bourgneuf à quartz, plagioclase, muscovite et chlorite. B) Stibine dans quartz microcristallin associé à un niveau d'illite aux épontes, les Brouzils. C) Carbonate associé à la stibine et au quartz. Rochetrejoux. D) Roche hydrothermalisée, silicification poussée, Illitisation et carbonatation hydrothermale, les Brouzils. 122
Figure 56 : Spectre DRX de la roche encaissante saine de la formation de Bourgneuf proche des Brouzils. 123
Figure 57 : Spectre DRX de la roche hydrothermalisée localisée en périphérie de la structure filonienne des Brouzils. 123
Figure 58 : Diagramme ternaire des silicates avec géothermomètre de Monier et Robert (1986). 124
Figure 59 : Diagramme ternaire Mg, Ca, Fe des carbonates associés à la stibine du gisement de Rochetrejoux. 125
Figure 60 : Représentation des gains et des pertes élémentaires liés à l'altération hydrothermale enregistrée dans le gisement des Brouzils. A) Graphique pour les éléments majeurs. B) Graphique pour les éléments mineurs. Les barres au-dessus de l'axe horizontale 0 correspondent à un gain et en dessous à une perte en élément par rapport l'échantillon de référence non altéré. 126
Figure 61 : Bloc diagramme synthétisant les caractéristiques de l'altération hydrothermale associée à la minéralisation à Sb. 128
Figure 62 : A) Relation entre les générations de quartz 1, 2 (noté Qz1 et Qz2) et la stibine (Sb), Rochetrejoux. B) Quartz microcristallin (Qz2) à arsénopyrite (Asp) avec surcroissance de quartz macrocristallin fibro-radié (Qz3) évoluant en quartz pyramidé (Qz4), noyé dans la stibine (Sb), les Brouzils. C) Même photo que B) en lumière

réfléchie. D) Filonnets de stibine (Sb) qui recoupent un amas de pyrite (Py) associé à des arsénopyrites (Asp), les Brouzils. 131
Figure 63 : A) Quartz microcristallin (Qz2) contenant des petits cristaux d'arsénopyrite et surcroissance de quartz en peigne (Qz3) et stibine (Sb), Rochetrejoux. B) Même photo que A) en lumière polarisée analysée. .. 131
Figure 64 : A) Quartz précoce stérile (QzA) et quartz microcristallin (QzB) à arsénopyrite (Asp), provenant de la cataclase de QzA. L'ensemble est recoupé par une dernière génération de quartz limpide en peigne (QzC), la Chardière. B) Même photo que A) en lumière transmise polarisée non analysée. 132
Figure 65 : Arsénopyrite (Asp) fracturée et cimentée par la stibine (Sb), la Chardière. 133
Figure 66 : Le diagramme du haut présente les teneurs en antimoine (Sb) des arsénopyrites du district en fonction de leurs teneurs en arsenic (As), en % poids. Le diagramme ternaire du bas présente la composition chimique des arsénopyrites analysées projetées dans le diagramme ternaire S-Fe-Sb en % poids. 134
Figure 67 : Composition en or des arsénopyrites de la Télachère, des Brouzils et de la Chardière obtenue d'après les analyses LA-ICP-MS. L'axe des ordonnées représente les teneurs en or notées en ppm. 135
Figure 68 : Température de cristallisation des arsénopyrites estimée d'après leurs teneurs en arsenic en % atomique (modifié d'après Kretschmar et Scott, 1976). 136
Figure 69 : A) Sphalérite (Sp) avec un liseret fin de chalcopyrite (Ccp) inclue dans le quartz pyramidé (Qz3) et noyé dans la stibine (Sb), les Brouzils. B) Inclusion résiduelle de berthiérite (Ber) et de chalcopyrite dans une plage de stibine, les Brouzils. 137
Figure 70 : A) Arsénopyrite (Asp) fracturée et cimentée par la sphalérite (Sp) et incluse dans la stibine (Sb), la Chardière. B) Plage de stibine (Sb) avec inclusions résiduelles de berthiérite (Ber) avec inclusion de chalcopyrite, la Chardière. C) Chalcopyrite (Ccp) recoupée par stibine (Sb), la Chardière. D) Cliché MEB montrant des sphalérites (Sp) fracturées et cimentées par la stibine (Sb), la Chardière. 138
Figure 71 : A) Quartz microcristallin (Qz2) avec surcroissance de quartz en peigne (Qz3) ou en texture fibro-radiée avec remplissage des vides par la stibine, Rochetrejoux. B) Image en cathodoluminescence avec le quartz Qz4 associé à la stibine, les Brouzils. 139
Figure 72 : A) Stibine (Sb) recoupant un quartz pyramidé (Qz3), les Brouzils. B) Stibine (Sb) avec macles de déformation, les Brouzils. C) Inclusion d'antimoine natif (Sbn) dans la stibine (Sb), Rochetrejoux. D) Cliché MEB avec inclusions de zinkénite (Zin) dans de la stibine (Sb), les Brouzils. 140
Figure 73 : A) Quartz précoce, stérile (QzA) et quartz microcristallin (QzB), provenant de la cataclase de QzA, recoupé par des filonnets de quartz cristallin (QzC) avec de la stibine (Sb), la Chardière. B) Image en cathodoluminescence du quartz cristallin QzC associé à la stibine (Sb) qui recoupe les précédentes générations de quartz, la Chardière. C) Stibine avec inclusions d'antimoine natif (Sbn) et chalcopyrite (Ccp), la Chardière. D) Pyrite (Py) et arsénopyrite (Asp) fracturées par la sphalérite (Sp) et chalcopyrite (Ccp). La sphalérite est elle-même recoupée par des filonnets de tétraédrite (Ttr), chalcostibite (CcSb), chalcopyrite (Ccp), la Chardière. E) Tétraédrite et chalcopyrite en inclusion dans une plage de stibine, la Chardière. 141
Figure 74 : Diagramme des teneurs en antimoine (Sb) en fonction des teneurs en arsenic (As) en % poids des stibines analysées. 142
Figure 75 : A) Mélange de pyrite et marcasite (Py/Mar) dans une gangue de carbonates (Carb), Rochetrejoux. B) Pseudomorphose de stibine (Sb) en marcasite (Mar) et mélange pyrite et marcasite (Py/Mar), Rochetrejoux. C) Stibine recoupée par filonnets de sphalérite, Rochetrejoux. 143
Figure 76 : Diagramme des teneurs en cadmium (Cd) en fonction des teneurs en fer (Fe) en % poids des sphalérites analysées. 144
Figure 77 : A) Plage d'or (Au) dans une stibine (Sb) en bordure d'une fracture à pyrite tardive, Rochetrejoux. B) Or (Au) en inclusion dans une plage de stibine, Rochetrejoux. C) Or (Au) dans une plage d'oxyde d'antimoine, la Daudière. D) Mouche d'or (Au) incluse dans des oxydes d'arsenics à proximité d'oxydes d'antimoine. 145

Figure 78 : A) Succession paragénétique des minéralisations filoniennes à antimoine du type « fentes de tension ». B) Succession paragénétique des minéralisations filoniennes à antimoine du type « failles en cisaillement ». Les minéraux en bleu n'ont pas été observés durant cette étude mais proviennent des descriptions de Marcoux et al. (1984). 149
Figure 79 : Modèle structural schématique de formation des minéralisations filoniennes à Sb et Sb(Au) du district de Vendée en 2 étapes tectoniques. Z1-a correspond à l'axe de raccourcissement maximal interprété durant la mise en place des minéralisations E-W de type « fentes de tension ». Z1-b correspond à l'axe de raccourcissement maximal interprété pour la mise en place des minéralisations de type « fentes de tension » N-S et du type « failles en cisaillement ». 151
Figure 80 : Structuration des tables de la base de données des sondages. 157
Figure 81 : Données de sondages et des travaux miniers disponibles sur les Brouzils (grille 50 x 50 m, la flèche verte notée Y symbolise la direction du Nord, la rouge notée X celle de l'Est). 160
Figure 82 : Visualisation 3D des sondages historiques et des travaux miniers. Grille 50x50 m, la flèche verte notée Y symbolise la direction du Nord, la rouge notée X celle de l'Est. 161
Figure 83 : A) représentation des coupes sériées effectuées. B) résultat de l'enveloppe minéralisée modélisée par interpolation des coupes sériées. La flèche verte notée Y symbolise la direction du Nord, la rouge notée X celle de l'Est. 162
Figure 84 : Représentation 3D des corps minéralisés de la branche principale et SE avec le tracé supposé des failles tardives. Grille 100x100 m, la flèche verte notée Y symbolise la direction du Nord, la rouge notée X celle de l'Est. 163
Figure 85 : Histogramme et courbe de fréquence cumulée de la répartition des teneurs en % Sb du fichier composite de la base de données des Brouzils avec un « topcut » à 18 % Sb. 165
Figure 86 : Variogramme expérimental retenu pour le set de données suivant l'axe majeur de continuité géologique N35°E. 166
Figure 87 : Comparaison de la géométrie entre le modèle solide (A) et le modèle de blocs (B). La flèche verte notée Y symbolise la direction du Nord, la rouge notée X celle de l'Est. 167
Figure 88 : Représentation 3D des teneurs en % Sb interpolées par krigeage ordinaire dans le modèle de bloc avec visualisation des colonnes minéralisés et d'une coupe au sein de la colonne A-B. La flèche verte notée Y symbolise la direction du Nord, la rouge notée X celle de l'Est. 170
Figure 89 : Courbe tonnage/teneur du gisement des Brouzils obtenue d'après la réestimation des ressources. 171
Figure 90 : Graphique tonnage en fonction de la teneur de quelques projets d'exploration et mines actives de type gisement à antimoine filonien et comparaison avec les Brouzils (données provenant des sites des compagnies minières). 174
Figure 91 : Carte de synthèse des travaux d'exploration et des indices minéralisés du secteur des Brouzils. 175
Figure 92 : Simplified geological map of the Armorican Massif (modified from Chantraine et al., 1996) with the location of Sb and Au occurrences and deposits (modified from Chauris and Marcoux, 1994). NASZ: North-Armorican Shear Zone; SASZ (N) and SASZ (S): northern and southern branches of the South-Armorican Shear Zone, respectively; NSEF: Nort-sur-Erdre Fault; A: Lopérec district; B: Quimper district; C: La Lucette district; D: Le Semnon district; E: La Bellière district; F: Vendée district. 184
Figure 93 : (A) Geological and structural map of the Ligerian domain with location of the study area (Fig. 94). P: La Pommeraie 2 micas granite, C: Chemillé 2 micas granite. (B) NW-SE cross section of the Ligerian domain showing the structural relationships between the North-and-Central Armorican Domain and the South-Armorican Domain. The Mauges Nappe is the uppermost tectonic unit in the South-Armorican nappe stack. 187

Figure 94 : (A) Local geological map of the la Bellière district in the Mauges Nappe with the main gold and antimony veins and occurrences (modified from Wyns et al., 1998a,1998b). (B) Stereogram (lower hemisphere projection) of the poles of the regional foliation (Fo) in the Neoproterozoic alternation of metagraywacke and metapelite with the density contours per 1% area, n: number of measurements. (C) North-South cross section across the la Bellière deposit showing the geometry of the gold bearing quartz vein, and the late faults crosscuting the gold mineralization (modified from Sevensma, 1942). 189
Figure 95 : (A) Structural map with the main veins and faults of the la Bellière district classified on the basis of their metal content and quartz type infilling, (personal field observations and compilation of historical data: Blouin and Apolinarski, 1990; Braux et al., 1991; Mulot, 1982; Wyns, 1984; Bonnemaison and Boubée de Gramont, 1985; Wyns, 1987; Terree, 1986; Martel-Jantin, 1996). The fault kinematics are inferred from field observations and cartographic offsets of mineralized structures faults or quartz veins. See text for discussion. (B) Rose diagram of the mineralized quartz veins orientations observed on the field and inferred from previous works. Four orientation families of mineralized and barren veins and faults have been recognized. (C) Stereogram (lower hemisphere projection) of poles of mineralized and barren quartz veins measured in the field. (D) Detailed structural map of the Jousselin quarry in the la Bellière district with orientation dip, quartz and ores infilling. (E) Stereogram (lower hemisphere projection) of poles of faults, and quartz veins with ore infilling. (F) Stereogram (lower hemisphere projection) showing great circle and related kinematics of the different quartz veins and faults. Number of faults and veins measured with clear kinematics indicators = 12. See text for discussion about the kinematics. 192
Figure 96 : Field and hand sample pictures of gold and antimony bearing structures. (A) Gold bearing lenticular quartz veins in a N65°E striking shear zone with hydrothermalized Neoproterozoic country rocks. Quartz veins contain traces of pyrite, galena, chalcopyrite and sphalerite. Kinematic indicators show a sinistral strike-slip fault with a normal component. (B) Representative ore sample of the la Bellière gold deposit, with sphalerite (Sp), galena (Gn), visible gold, and carbonates in a grey-white sheared quartz. Sample from dumps of Bonair shaft. (C) Antimony-bearing chalcedonic and comb quartz vein oriented N25°E with stibnite and pyrite crosscutting the hydrothermalized Neoproterozoic country rock (St-Antoine vein). (D) Representative ore sample of an antimony-bearing quartz vein showing chalcedonic black quartz and comb texture with dissemination of stibnite and pyrite. Sample from St-Antoine vein. See Fig. 95A for outcrops location. 194
Figure 97 : Field and hand sample pictures of antimony and barren veins. (A) N22°E striking subhorizontal slickenslide with chalcedonic and comb quartz with pyrite and arsenopyrite. A sinistral strike-slip movement can be inferred from kinematic criteria. (B) N140°E striking subhorizontal slickenslide with chalcedonic and comb quartz with pyrite and arsenopyrite. The slickenslide indicates a sinistral strike-slip movement. (C) Reverse fault zone striking N85E, dipping 50°S, with cataclasite and drag folds showing a top to the North shearing. (D) La Barbinière massive barren quartz vein. Subhorizontal slickenslide indicate a sinistral strike-slip movement with a normal component. See Figure 95 for outcrops location. 196
Figure 98 : Microphotographs showing mineralogy of the initial scheelite infilling stage 1 to the gold stage (stage 2) of the la Bellière gold deposit paragenesis. Samples come from dumps of Bonair shaft (A to F) and from dumps of Verger shaft (photos G-H). (A) Weakly deformed plagioclase (Pl) and initial quartz (Qz1). The plagioclase is crosscut by a second quartz generation (Qz2) corresponding to neograins due to dynamic recrystallisation of the Qz1 during the shearing. Relic of Qz1 clasts are present in the upper right part of the photograph. (B) Initial quartz Qz1 highly sheared crosscut or in relic in the neoformed quartz (Qz2). (C) Arsenopyrite (Asp) aggregates in neoformed quartz (Qz2) highly sheared and crosscut by quartz with fibrous habitus (Qz3) with a higher reflectance than Qz2. (D) SEM back-scattered electron image of apatite (Ap) crosscutting by galena (Gn) surrounded by iron dolomite (Dlo-Fe). (E) Large scheelite (Sch) grain crosscuted by galena (Gn), sphalerite (Sp), chalcopyrite (Ccp) veinlets. (F) Relic of polysynthetic twin from an early plagioclase

(Pl) in iron-bearing dolomite (Dol-Fe), and scheelite (Sch). This early paragenesis is crosscut by sphalerite (Sp), galena (Gn) and comb quartz (Qz3) veinlet belonging to the stage 2 paragenesis. (G) Scheelite (Sch) crosscut by fibrous quartz habitus (Qz3). (H) Detail of brecciated arsenopyrite crystal (Asp) cemented by fibrous quartz habitus (Qz3). 199
Figure 99 : Microphotographs of ore minerals and their relationships with gangue quartz of the gold stage (stage 2). Samples come from dumps of St-Antoine shaft (photos A-B-C), from dumps of Verger shaft (photo D), Bonair shaft (photos E-F-H). Sample from G microphotograph come from Bégrolle occurrence dump (see location in Fig. 94). (A) Clusters of fractured arsenopyrite (Asp) filled by sphalerite (Sp), electrum (El), galena (Gn) and chalcopyrite (Ccp). (B) Representative paragenesis of the main gold ore (stage 2) with clusters of arsenopyrite (Asp) fractured and filled by galena (Gn), electrum (El), sphalerite (Sp). (C) Cluster of fractured arsenopyrite (Asp) filled with sub-automorphous pyrite (Py) and chalcopyrite (Ccp). Pyrite (Py) includes electrum (El), sphalerite (Sp) and chalcopyrite (Ccp). Chalcopyrite (Ccp) also contains electrum (El) inclusions. (D) Sphalerite (Sp) with numerous micro-inclusions of chalcopyrite (Ccp). (E) High strain quartz gangue (Qz2) with numerous recrystallized grains and electrum (El) located inside the highly deformed recrystallized quartz grains (Qz2). (F) SEM back-scattered electron image of galena (Gn) with ullmannite (Ull) inclusions. (G) SEM back-scattered electron image of galena (Gn) with bismuth-tellurides inclusions, hedleyite (Hed) and Bi-Pb-Ag sulphosalt. (H) Late stage 3 with microcrystalline quartz (Qz4) with illite (Ill) and pyrite-marcasite mixing (Py/Mar2), brecciated Qz1 and Qz2 quartz. 202
Figure 100 : Paragenetic succession of the la Bellière gold deposit. See text for detail. 203
Figure 101 : Microphotographs of ore minerals and their relationships with gangue quartz deformation observed in antimony bearing quartz veins. Samples have been collected on the St-Antoine vein striking N30°E (photos A-E) a N20°W vein (photo B-D), close to the St-Antoine vein and la Bertinière occurrences striking N20°W (photo C-F-G) located in the eastern part of the district (Fig. 94). (A) Comb quartz veinlet with pyrite and marcasite (Py/Mar) and mosaic texture showing initial microcrystalline quartz (Qz1) acting as nucleus for the growth of fibro-radiated quartz (Qz2). (B) Initial filling of a microcrystalline quartz (Qz1) with no deformation surrounding by fibro-radiated quartz (Qz2) fractured and infilling with stibnite note Sb, (St-Antoine quartz vein). (C) SEM back-scattered electron image of arsenopyrite (Asp) encrusting pyrite-marcasite mixing note Py/Mar, (pseudomorph after early pyrrhotite note Po) and crystals with rhombic habitus. (D) Detail of a fibro-radiated quartz (Qz2) fractured and partially corroded by stibnite (Sb). (E) Stibnite (Sb) clusters with residual arsenopyrite (Asp). (F) Berthierite (Ber) and inclusions of chalcopyrite (Ccp) pseudomorphs by late stibnite (Sb). (G) Stibnite (Sb) with residual inclusions of berthierite (Ber) and native antimony (Sb-nat). (H) Stibnite (Sb) being replaced by late marcasite (Mar) and sphalerite (Sp). 205
Figure 102 : Paragenetic succession of antimony-bearing chalcedonic and comb quartz veins. See text for detail. 206
Figure 103 : A) Synthetic structural map of the la Bellière district with main quartz veins mineralized, mineralization occurrences, faults, and relative chronology. (B) Structural model showing two main deformation stages with (1) gold and (2) antimony deposition stages during the regional left-lateral strike-slip deformation. Z1-a corresponds to the interpreted maximum shortening direction, and probably the maximum principal stress direction during gold emplacement. Z1-b corresponds to the maximum shortening direction, interpreted as the maximum principal stress direction, during antimony deposition. The theoretical Riedel-shear model from Wilcox et al. (1973). 211
Figure 104 : Textural sketch showing the paragenetical evolution associated to deformation processes responsible for the formation of the La Bellière gold bearing quartz vein. The early stage corresponds to the initial quartz vein filling with deposition of weakly deformed quartz gangue with plagioclase in high temperature conditions. During Stage 1, an important ductile/brittle deformation, coeval with arsenopyrite-

pyrite and minor scheelite deposition, led to the early gold paragenetic stage under lithostatic pressure, and high temperature (around 430°C according to the arsenopyrite geothermometer). After this stage 1, a sharp P-T conditions decrease occurred in the hydrothermal system with a fast evolution to a more superficial and brittle deformation setting. This change was recorded by hydrostatic pressure as indicated by the crack-and-seal texture coeval with the deposition of economic gold stage 2 with base metal under at 300-250°C temperature conditions according to mineral paragenesis. Finally, the stage 3 was a late carbonate-microcrystalline quartz-pyrite-marcasite paragenesis that indicates the end of the hydrothermal system controlled by a temperature decrease from stage 2...... 213
Figure 105 : Sketch illustrating the paragenesis evolution associated to deformation processes responsible for the formation of antimony bearing quartz veins. Stage 1 is an early event of silification represented by brecciation of the country rock and development of microcrystalline vein filling with pyrrhotite. Stage 2 was a fracturing event that allowed the creation of voids into which deposition of fibro-radiated and comb quartz. This texture was coeval with pyrrhotite pseudomorph after pyrite and marcasite. Arsenopyrite encrusting developed under a relatively low temperature (ca; 280-300°C). The final stage 3 was a reopening event that allowed the deposition of massive stibnite in open-space filling...... 215
Figure 106 : A) Photo de roche encaissante saine appartenant à la formation de la Nappe des Mauges, secteur à l'ouest de Saint-Pierre-Montlimart, échantillon provenant du sondage carotté (SCSTP001). B) Roche hydrothermalisée proche du filon aurifère de Belleville, cuttings de sondage percutant RCSTP004-032 (Annexe 9 pour localisation des échantillons)...... 227
Figure 107 : A) Encaissant sain à plagioclase. Sondage percuttant RCSTP004 de Belleville. B) Alternance de métagrauwacke-métapélite sain à biotite, chlorite, muscovite et quartz. C) Roche encaissante avec un niveau riche en biotite qui souligne la foliation, sondage RCSTP004 de Belleville. D) Roche hydrothermalisée avec envahissement de la matrice par des illites et micas blancs, disparition des biotites et des chlorites, sondage RCSTP004, Belleville. E) Altération des plagioclases en carbonates, illites et muscovite avec généralisation de cette altération à l'ensemble de la matrice. F) Roche hydrothermalisée avec silicification et carbonatation associée à la présence de chalcopyrites disséminées, sondage RCSTP004 de Belleville. L'échelle des photos A à D est de 400 µm, celle des photos E et F est de 200 µm. Qtz : quartz, Fp : plagioclase, Bt : biotite, Carb :carbonates, ill : illites, Ms : muscovite, Chl :chlorite, Ccp : chalcopyrite...... 228
Figure 108 : A) Muscovite liée au quartz Qtz2 issu de la recristallisation dynamique du quartz précoce (Qtz1), ancienne mine de la Bellière. B) Carbonates tardifs recoupant les quartz (Qtz1 et Qtz2), ancienne mine de la Bellière...... 229
Figure 109 : Spectre DRX de la roche encaissante saine appartenant à la formation de la Nappe des Mauges. 230
Figure 110 : Spectre de DRX de la roche hydrothermalisée associée à la structure filonienne de l'ancienne mine de la Bellière...... 231
Figure 111 : Représentation des gains et des pertes élémentaires liés à l'altération hydrothermale enregistrée sur la structure filonienne de Belleville. A) Graphique pour les éléments majeurs. B) Graphique pour les éléments mineurs. Les barres au-dessus de l'axe horizontale 0 correspondent à un gain et en dessous à une perte en élément par rapport à la l'échantillon de référence non altéré...... 232
Figure 112 : Bloc diagramme récapitulatif de l'altération hydrothermale associée aux filons aurifères. 234
Figure 113 : Diagrammes montrant la corrélation entre les teneurs en Pb + As, As, Pb, Zn, Fe, Cu, Sb en fonction des teneurs en or dans les minéralisations aurifères des quartz shearés. 237
Figure 114 : Diagrammes montrant la corrélation entre Sb et As, Pb, As, Fe, Sb, Zn et les teneurs en or dans les minéralisations à antimoine associées aux quartz calcédonieux...... 238

Figure 115 : Boites à moustaches représentant la répartition des teneurs en or dans les arsénopyrites des minéralisations à Au et à Sb du district de la Bellière d'après les analyses LA-ICP-MS. 240
Figure 116 : Carte géologique structurale simplifiée de la partie Ouest du bassin de Laval avec localisation du district de la Lucette. Extrait de la carte géologique au 1/50 000ème de Laval du BRGM (Le Gall et al., 2011). 245
Figure 117 : Carte géologique locale du district de la Lucette modifiée d'après Guiollard (1995). 246
Figure 118 : A) Plan de l'ensemble des travaux miniers de la Lucette au niveau -33 avec la position des différentes structures filoniennes exploitées, modifié d'après (Serment, 1978). Les carrés noirs numérotés représentent les puits : (2) Auxiliaire, (3) Minot, (4) Sainte-Barbe, (5) Wilson, (6) n°2 de recherche. B) Coupes schématiques du gisement de la Lucette associé à l'anticlinal de Misedon (modifié d'après (Serment, 1978) d'après les plans de (Bastit, 1930). 248
Figure 119 : Coupe du filon Georges et pitch des colonnes minéralisées en Au et Sb (Guigues, 1978) d'après les plans de Bellanger (1921). 250
Figure 120 : Echantillon du gisement de la Lucette montrant la structuration de la minéralisation, des épontes vers le cœur. Qz : quartz (Echantillon Musée de l'école des Mines de Paris). 253
Figure 121 : Echantillon du gisement de la Lucette montrant le détail de la zonation minéralogique des épontes vers le cœur de la minéralisation, Qz : quartz, (Echantillon Université de Paris 6). 254
Figure 122 : A) Echantillon du gisement de la Lucette du faciès très riche en or avec relation entre quartz Qz1 et or. B) Faciès riche en or associé à la minéralisation à stibine contenue dans le quartz initial, Qz1. (Echantillons Musée de l'école des Mines de Paris). 254
Figure 123 : A) Echantillon du gisement de la Lucette observé sous lumière UV 254 nm révélant la scheelite dans la minéralisation à stibine massive et cristaux de scheelite et détails des différents faciès présents. La scheelite est fracturée et cimentée par la stibine. B) Même échantillon observé en lumière naturelle. Qz : quartz. (Echantillon Université de Paris 6). 255
Figure 124 : A) Scheelite (Sch) automorphe associée à une génération de quartz macrocristallin automorphe (Qz1) et fracturée par des carbonates (Carb). B) Photo en lumière transmise de la plage précédente avec détail de la bordure au contact entre le quartz (Qz1) et la scheelite (Sch) qui montre des bordures nettes. Le quartz Qz1 montre des bandes de croissance. C) Image en cathodoluminescence montrant la structuration des bandes de croissance dans le quartz Qz1 et ses relations avec la scheelite. Le Qz1 subit une intense microfracturation qui apparaît très luminescente. Il semble être corrodé et fracturé par un quartz Qz2, sombre et avec des zonations peu visibles. D) Cristal de scheelite contenu dans le quartz Qz1 et intensément fracturé et cimenté par un quartz de plus faible taille, noté Qz2, dont la croissance est perpendiculaire aux épontes. 257
Figure 125 : A) Remplissage de quartz microcristallin (Qz2) qui contient des cristaux d'arsénopyrite (Asp) avec développement d'une génération de quartz macrocristallin, automorphe, à bordure limpide (Qz3) et plus ou moins pyramidé en relation avec des carbonates (Carb) qui est en contact avec une cavité remplie de stibine (Sb). B) Même photo que la précédente en lumière transmise polarisée non analysée qui montre plus distinctement la relation entre la base du quartz Qz3 riche en inclusions et sa bordure limpide qui en est dépourvue. C) Même photo que la précédente en lumière réfléchie où la stibine (Sb) moule les bordures de la cavité. Les cristaux d'arsénopyrite automorphe (Asp) sont contenus dans le quartz Qz2. 258
Figure 126 : A) Arsénopyrite (Asp) automorphe qui cristallise en baguette. Elle est incluse dans la stibine (Sb) ou intensément fracturée. L'arsénopyrite est étroitement liée à des cristaux automorphes (cubiques) de pyrite (Py) qui sont très peu affectés par la fracturation. B) Plages d'arsénopyrite (Asp) et pyrite (Py) fracturées et aux bordures corrodées inclues dans un cristal de stibine (Sb). 259

Figure 127 : A) Diagramme des teneurs en fer (% poids) en fonction des teneurs en As (% poids) des arsénopyrites du stade 2 de la minéralisation de la Lucette. B) Diagramme des teneurs en antimoine (% poids) en fonction des teneurs en As (% poids) des arsénopyrites du stade 2 du secteur d'étude. 260
Figure 128 : A) Cartographie X à la microsonde d'un groupe d'arsénopyrite du stade 2. A) Cartographie de l'arsenic. B) Cartographie du fer. C) Cartographie de l'antimoine. D) Cartographie de l'or. Unité de mesure : nombre de couts. 262
Figure 129 : A) Cristallisation en arborescence ainsi qu'en cristaux arrondis de la sphalérite (Sp) dans le quartz pyramidé (Qz3), associé à un assemblage à arsénopyrite (Asp), chalcostibite (Ccsb) (lumière transmise polarisée non analysée. B) Même photo que la précédente en lumière réfléchie. C) Cliché MEB de l'assemblage à sphalérite (Sp), chalcostibite (Ccsb), arsénopyrite (Asp) et zinkénite (Zink) en baguette. 264
Figure 130 : A) Cristal de quartz Qz1 avec bandes de croissance bien développées, présentant une bordure limpide avec peu d'inclusions, parfois fracturée, en contact avec la stibine (Sb) associé aux carbonates (Carb). B) Quartz Qz3 avec contours corrodés et golfés par la stibine (Sb). C) Image en cathodoluminescence d'un cristal de quartz Qz3 isolé dans la stibine (Sb) qui présente un cœur hérité associé au quartz Qz3 et une bordure de quartz de couleur plus sombre qui corrode le cœur nommé quartz Qz4. Ifs : inclusions fluides. 265
Figure 131 : A) Cristal de scheelite (Sch) fracturé et cimenté par de la stibine associée à des carbonates (Carb). B) Scheelite fracturée et cimentée par des carbonates qui corrodent les quartz Qz1 contemporains du dépôt de la scheelite (Sch). C) Détail sur un filonnet de stibine (Sb) et carbonates (Carb) qui recoupent un cristal de scheelite (Sch). Enc : clastes d'encaissant. 265
Figure 132 : A) Cliché MEB d'une plage de stibine (Sb) avec inclusions de zinkénite (Zink) dans ses plans de clivage. B) Micro-inclusion d'antimoine natif (Sbn) contenue dans une plage de stibine (Sb). 266
Figure 133 : Diagramme des teneurs en antimoine (% poids) en fonction des teneurs en arsenic (% poids) des stibines du stade 4 de la minéralisation de la Lucette. 267
Figure 134 : Diagramme ternaire Mg-Ca-Fe (% poids) des carbonates contemporains au dépôt de la stibine (stade 4). 267
Figure 135 : A) Cliché MEB d'une grande plage d'apatite (Ap) qui fracture localement la scheelite (Sch). Des fragments de scheelite sont inclus dans les apatites. B) Cliché MEB d'apatites (Ap) contenues dans le quartz associé à la scheelite (Sch) à proximité de clastes d'encaissant (Enc) riches en pyrite (Py) et carbonate (Carb). C) Cliché MEB d'apatites (Ap) automorphes contenues dans le quartz associé avec la scheelite (Sch), dans l'encaissant (Enc) et soulignant le contour de ces clastes. 268
Figure 136 : A) Inclusion d'életrum (El) dans une plage de pyrite (Py) associée à de l'arsénopyrite (Asp) et corrodée par la stibine (Sb). B) Inclusions d'électrum (El) dans une fracture de l'arsénopyrite (Asp) mélangées à de la pyrite (Py), et fracturé par la stibine (Sb). C) Plage de sphalérite (Sp) associée à de l'arsénopyrite (Asp) avec inclusions de chalcopyrite (Ccp), de stibine (Sb) et d'or natif (Au). 270
Figure 137 : A) Plage de stibine (Sb) avec nombreuses inclusions ovoïdes d'or natif (Au). B) Or natif en forme dendritique dans une plage de stibine qui fracture des arsénopyrites précoces. C) Or natif (Au) en forme de dendrites dans une plage de stibine (Sb). 271
Figure 138 : A) Assemblage d'or natif avec de l'aurostibite (Ausb) et stibine (Sb). B) Détail d'un grain d'or natif (Au) entouré d'aurostibite (Ausb) proche d'une plage de stibine (Sb). 272
Figure 139 : Diagramme Concordia de Tera-Wasserburg obtenu sur les apatites hydrothermales de la minéralisation de la Lucette. n = nombre d'apatites analysées sur les deux échantillons. 273
Figure 140 : Succession paragénétique de la minéralisation auro-antimonifère (± tungstène) du district de la Lucette. Les minéraux en bleu correspondent aux phases non observées dans cette étude mais signalées lors des études antérieures. 275

Figure 141 : A) Schéma structural interprétatif de la partie Ouest du Bassin de Laval (modifié d'après Le Gall et al., 2011) avec orientation des structures filoniennes de la Lucette replacées dans le contexte de formation à la période 310-300 Ma. B) Plan minier des galeries de traçages des structures filoniennes de la Lucette et extraction des tracés cartographiques des minéralisations (modifié d'après Bellanger, 1921). C) Proposition d'un modèle structural de mise en place des minéralisations de la Lucette. D) Modèle théorique de formation de fentes de tension en échelon associées à des déformations décrochantes dextres, modifié d'après Bons et al. (2012). 279
Figure 142 : Carte géologique simplifiée du Massif central avec localisation du district de Brioude-Massiac. Modifiée d'après Faure et al. (2009). 284
Figure 143 : Carte géologique et structurale de la zone de Brioude-Massiac harmonisée d'après les cartes géologiques au 1/50 000 de Brioude (carte n°766), de Massiac (carte n°765), de St-Flour (carte n°789) et de Langeac (carte n°790), réalisées par le BRGM. 289
Figure 144 : Coupe simplifiée, nord-sud du district de Brioude-Massiac montrant l'architecture de la zone. Trait de coupe disponible dans la figure 143. 290
Figure 145 : Représentation schématique de l'ensemble des évènements mis en place durant l'extension d'axe Nord-Sud enregistrée entre le Stéphanien et le Permien inférieur : 310-290 (d'après Faure, 1995). 292
Figure 146 : Carte métallogénique des différentes minéralisations du district avec leurs importances économiques. Données économiques et structurales des minéralisations d'après Périchaud (1970). La légende des lithologies est la même que celle de la figure 143. 297
Figure 147 : Carte de localisation des principaux secteurs minéralisés du district de Brioude-Massiac qui ont été visités. 300
Figure 148 : Carte géologique et structurale des structures filoniennes minéralisées en antimoine et or du secteur de Lubilhac avec leurs localisations. Les photos des affleurements présentés dans cette partie (Fig. 150, 151, 152) sont localisées par les étoiles rouges. 300
Figure 149 : Stéréogramme (hémisphère inférieur) présentant les données structurales acquises sur les structures filoniennes minéralisées de Lubilhac. N= 20 mesures, les points noirs sont les pôles des structures minéralisées. 301
Figure 150 : A) photo de la structure filonienne principale de Pied-Brut qui montre la structuration de la caisse filonienne. B) Détail du miroir de faille de la structure minéralisée montrant des stries à fort pendage vers le nord. 302
Figure 151 : Photo de la tête de la structure filonienne de Vernière qui montre un filon de quartz à stibine à l'intérieur d'une caisse filonienne composée de cataclasite. Les crochons de failles indiquent une cinématique normale. 303
Figure 152 : A) Photo de l'affleurement de la structure filonienne orientée N90°E du Père-Lachaise à Ouche avec détails des observations structurales. B) interprétation du jeu en décrochement principale senestre de la structure filonienne. Voir Annexe 14 pour localisation de l'affleurement. 304
Figure 153 : Echantillon du faciès encaissant hydrothermalisé et bréchifié provenant des haldes de la minéralisation de Pied-Brut. 305
Figure 154 : Echantillon du faciès de quartz filonien fortement minéralisé, provenant des haldes de la minéralisation de Pied-Brut. 306
Figure 155 : Carte géologique et structurale de la zone de Bonnac-Scoufour avec localisation des minéralisations principales. 307
Figure 156 : Carte géologique et structurale de détail de la zone de Bonnac montrant la relation entre minéralisation et dykes de leucogranite, avec localisation des affleurements. 308

Figure 157 : Photo du filon de quartz de Costillon (Fig. 156) mise en place suivant un jeu normal et minéralisé en arsénopyrite. 309
Figure 158 : Photo d'un réseau de filonnets de quartz à arsénopyrite et wolframite avec détail des relations avec le dyke de leucogranite. Affleurement A (Fig. 156). 310
Figure 159 : Photos du détail de l'affleurement précédent (Fig. 158), affleurement A (Fig. 156), montrant les différents types de structures ainsi que leurs cinématiques. A) détail du réseau de filonnets minéralisés recoupant le dyke de leucogranite. B) Détail d'un plan de faille associé aux filonnets minéralisés avec des stries à fort pitch. Photos du détail de l'affleurement de la Rode (Fig. 156). C) Filonnets de quartz centimétriques bien réglés recoupant le dyke de leucogranite. D) Zoom sur un plan de faille associé aux filonnets minéralisés montrant un pitch moyennement élevé et des marches indiquant un jeu à composante principale normale... 311
Figure 160 : C) Failles tardives découpant le dyke de leucogranite et les filonnets minéralisés. D) Détail d'un plan de faille tardive montrant des stries avec un pitch faible. 312
Figure 161 : Photos de l'affleurement de la couche Ferbert inférieure dans la zone de Scoufour (Fig. 155). A) Affleurement B, (Fig. 155). Filon de quartz minéralisé en arsénopyrite et wolframite à pendage très faible recoupé et décalé par une faille tardive sub-verticale. B) Photos de l'affleurement C (Fig. 155) de la couche Ferbert inférieure, crochon de faille normal au toit du filon de quartz minéralisé, faiblement penté. 313
Figure 162 : A) Quartz minéralisé en arsénopyrite, wolframite et scheelite de l'échantillon provenant des haldes du filon Androl (Bonnac ; Fig. 155,156), observé en lumière naturelle et sous lumière UV (254 nm). B) Quartz minéralisé en arsénopyrite, wolframite et scheelite de l'échantillon provenant des haldes du filon de Ferbert inférieure (Scoufour ; Fig. 155), observé en lumière naturelle et sous lumière UV (254 nm). 315
Figure 163 : A) Quartz microcristallin (Qz1) contenant la pyrite (Py) et l'arsénopyrite en petits cristaux automorphes (Asp). La sphalérite (Sp) est associée à des grains de quartz de taille plus importante, Lubilhac filon Pied-Brut, lumière transmise polarisée et analysée. B) Même cliché que la photo précédente observée en lumière réfléchie, la pyrite est majoritaire par rapport à l'arsénopyrite. C) Quartz microcristallin Qz1 contenant des cristaux automorphes d'arsénopyrite (Asp) avec peu de pyrite, l'assemblage est recoupé par une fracture à stibine (Sb), Ouche, lumière transmise polarisée et analysée. D) Même cliché que la photo précédente observée en lumière réfléchie, les arsénopyrites (Asp) sont fracturées. 317
Figure 164 : Arsénopyrites précoces (Asp1) en grand cristaux isolés (> 100 µm) associées au quartz précoce (Qzp) macrocristallin faiblement déformé et la séricite (Ser) et la muscovite (Ms). Le quartz Qzp est bréchifié par l'arrivée du quartz microcristallin (Qz1) et de la pyrite (Py), Marmaissat. 318
Figure 165 : A) Sphalérite (Sp) qui inclut un quartz macrocristallin pyramidé (Qz2) et qui recoupe des cristaux d'arsénopyrite (Asp), la Bessade. B) Gros cristaux d'arsénopyrite (Asp) intensément fracturés et cimentés par des cristaux sub-automorphes de pyrite (Py), Marmaissat. C) Plage de stibine (Sb) associée au quartz pyramidé automorphe (Qz2). Plage de stibine qui contient des arsénopyrites (Asp), de la pyrite (Py) et de la sphalérite (Sp) fracturée et présentant des bordures corrodées, Marmaissat. D) Détail d'une plage de sphalérite (Sp) avec de nombreuses micro-inclusions de chalcopyrite (Ccp), Marmaissat. E) Inclusion résiduelle de berthiérite (Ber) associée à des fines inclusions de chalcopyrite (Ccp) dans une plage de stibine (Sb) associée au quartz Qz2. .. 319
Figure 166 : A) Relation entre le quartz microcristallin (Qz1) contenant la pyrite (Py) et l'arsénopyrite (Asp) et le quartz macrocristallin en peigne (Qz2). La stibine (Sb) vient tardivement avec la cristallisation d'une nouvelle génération de quartz (Qz3) à grain arrondi d'aspect hyalin qui vient cristalliser dans les vides entre les cristaux de quartz (Qz2), Lubilhac, filon de Pied-Brut. B) Quartz microcristallin (Qz1) associé à la pyrite (Py) avec cristallisation en surcroissance, du quartz macrocristallin en peigne (Qz2), la stibine (Sb) vient combler les vides laissés par le quartz Qz2, Marmaissat, lumière transmise polarisée et analysée. C) Même cliché que la photo précédente observée en lumière réfléchie. D) Détail des bordures du quartz pyramidé macrocristallin (Qz2) au

contact de la stibine (Sb), Marmaissat. E) Stibine (Sb) avec un cristal d'arsénopyrite (Asp) fracturé et des inclusions d'antimoine natif (Sbn), Ouche...... 321
Figure 167 : A) Cliché MEB (électrons rétrodiffusés), montrant l'or natif (Au) sous forme dendritique contenu dans une plage de stibine (Sb) proche de berthiérite (Ber) déstabilisée. L'arsénopyrite (Asp) est recoupé par la stibine et la berthiérite. Py : pyrite. Marmaissat. B) Zoom sur les grains d'or (Au) dendritiques inclues à la fois dans la berthiérite (Ber) et la stibine (Sb). C) Zoom sur un groupe de grains d'or natif (Au) contenu dans une plage de stibine (Sb) associée avec de l'aurostibite (AuSb) et un alliage d'or et d'antimoine d'espèce non identifiée (analyses MEB-EDS). D) Or natif (Au) associé à des pyrites (Py) fracturées proche du contact entre berthiérite (Ber) déstabilisée et stibine (Sb), Marmaissat. E) Zoom sur les grains d'or natif (Au) de forme dendritique, dans une plage de stibine (Sb) proche de pyrite fracturée (Py). Sp : sphalérite. F) Zoom sur des cristaux d'aurostibite (Ausb) associés à l'or natif (Au) et l'antimoine natif (Sbn), en inclusion dans une plage de stibine (Sb)...... 323
Figure 168 : A) Cliché MEB (électrons rétrodiffusés) montrant la sphalérite (Sp) fracturée et cimentée par la tétraédrite (Ttr) associée à des inclusions de miargyrite (Mia). Des cristaux d'arsénopyrite (Asp) sont englobés dans les sphalérites. B) Zoom (lumière réfléchie) sur une fracture à tétraédrite (Ttr) et or (Au) qui recoupe la sphalérite (Sp). La Bessade...... 325
Figure 169 : A) Wolframite (Wo) en grandes baguettes associée à de grands cristaux de löllingite (Lo) contenus dans le quartz macrocristallin précoce noté Qz1, qui sont fracturées et corrodées par la scheelite (Sch) et l'arsénopyrite (Asp), Bonnac, filon Androl. B) Même image que la précédente observée en lumière transmise, polarisée et analysée montrant la relation entre le quartz Qz1 et l'assemblage du stade 1. C) Image en cathodoluminescence montrant les relations entre la löllingite (Lo) et le quartz Qz1 macrocristallin peu déformé Bonnac, filon Costillon...... 326
Figure 170 : Assemblage à wolframite (Wo) et apatite (Ap) fracturé par la scheelite (Sch), Scoufour. 327
Figure 171 : A) Quartz précoce, macrocristallin Qz1 affecté par une intense déformation à l'origine de la formation d'un quartz microcristallin (Qz2) néoformé par la recristallisation dynamique de Qz1. Des reliques de Qz1 noyées dans le quartz néoformé sont observées dans la partie droite de la photo, Scoufour. B) Reliques de quartz précoce (Qz1) dans une matrice de quartz Qz2 provenant de processus de recristallisation dynamique de Qz1. Des clastes de wolframites (Wo) sont contenus dans le quartz Qz2, Bonnac filon Androl...... 328
Figure 172 : A) Cristaux de löllingites (Lo) fracturés dans le quartz microcristallin (Qz2) et reliques de quartz (Qz1), Bonnac, filon Androl. B) Même image que la précédente observée en lumière réfléchie. C) Assemblage du stade 1 à wolframite (Wo) et löllingite (Lo) fracturé et corrodé par l'arsénopyrite (Asp), la scheelite (Sch). Bonnac, filon Androl. D) Cliché MEB de la scheelite contenant des inclusions d'oxyde de niobium, titane (OxNb). La pyrite (Py) est tardive et recoupe la scheelite (Sch), Scoufour...... 329
Figure 173 : A) Quartz précoce Qz1 avec bordures crénelées, et quartz néoformé par processus de recristallisation dynamique (Qz2) contenant des inclusions de minéraux de bismuth piégés entre les joints de grains, Scoufour. B) Zoom sur un cristal de quartz précoce (Qz1) recoupé par des micro-fractures composées d'inclusions de minéraux de bismuth et de bandes d'inclusions fluides. C) Quartz précoce (Qz1) déformé avec des bordures golfées et crénelées indiquant des processus de recristallisation dynamique associés à la mise en place de quartz néoformé (Qz2). Le quartz Qz2 est recoupé par une microfracture remplit de quartz moins riche en inclusions fluides (plus luminescent) contenant des inclusions de bismuthinite (Bit) avec de l'électrum (El), Scoufour. 330
Figure 174 : A) Quartz précoce Qz1 déformé avec quartz néoformé (Qz2) et amas de löllingite (Lo) avec surcroissances de cristaux d'arsénopyrite (Asp) fracturés par un quartz à habitus fibreux et hyalin (Qz3) possédant une réflectance supérieure au quartz Qz1 et Qz2, Scoufour. B) Même photo que la précédente observée en lumière transmise, polarisée non analysée. C) Amas de löllingite (Lo) intenséments fracturés et

cimentés par le quartz hyalin (Qz3) contenant de la bismuthinite (Bit), Bonnac, Filon de la Rode. D) Même photo que la précédente observée en lumière transmise, polarisée et analysée. E) Löllingite (Lo) recoupée par une fracture à bismuth natif (Bi) et bismuthinite (Bit), Bonnac, filon Androl. 331
Figure 175 : Cliché MEB (électron rétrodiffusé) illustrant la complexité de la paragenèse à bismuth tellure or du stade 3. Des plages de bismuth natif (Bi) en forme arrondie en contact avec de la bismuthinite (Bit) sont en inclusion dans une plage d'hedleyite (Hed). Elle porte aussi des minéraux traces comme la tétraédrite (Ttr) et l'horobetsuite (Hor). Des oxydes indéterminés sont aussi présents (Ox). Scoufour. 331
Figure 176 : A) Inclusions de bismuth natif (Bi), bismuthinite (Bit) et d'électrum (El) dans la löllingite (Lo) et l'arsénopyrite (Asp). Il est à noter que la fréquence des inclusions d'or peut être importante. Bonnac, filon Costillon. B) Löllingite (Lo) avec inclusions de bismuth natif (Bi) et bismuthinite (Bit) et d'électrum (El). L'électrum se trouve également dans les inclusions de bismuth natif. Scoufour. C) Wolframite (Wo) fracturée et comblée par la bismuthinite (Bit), l'électrum (El), l'hedleyite (Hed) et le bismuth natif (Bi), Scoufour. D) löllingite (Lo) fracturée et remplie par la bismuthinite (Bit) et l'électrum (El), Bonnac filon Costillon. E) Löllingite résiduelle (lo) corrodée et fracturée par l'arsénopyrite (Asp), elle-même refracturée et cimentée par le bismuth natif (Bi) entouré de bismuthinite (Bit), avec inclusions d'hedleyite (Hed) et d'électrum (El), Scoufour. 333
Figure 177 : A) Arsénopyrite fracturé et cimenté massivement par la chalcopyrite (Ccp) avec inclusions de bismuthinite (Bit), sphalérite (Sp) et d'électrum (El). Il est à noter la présence de clastes anguleux d'arsénopyrite dans la chalcopyrite, Scoufour. B) Arsénopyrite (Asp) intensément fracturée avec lambeaux inclus dans la pyrite (Py). La chalcopyrite (Ccp) recoupe l'ensemble et montre des inclusions de bismuthinite (Bit) de sphalérite (Sp) tétraédrite (Trt). De l'électrum (El) est observé dans un cristal de pyrite (Py). Un quartz automorphe et pyramidé (Qz4) est inclus dans la chalcopyrite. Scoufour. 334
Figure 178 : A) Composition des arsénopyrites de quelques minéralisations à Sb(Au) et à W-As-Au dans le diagramme ternaire S-Fe-As. B) Composition des arsénopyrites de quelques minéralisations à Sb(Au) et à W-As-Au dans le diagramme ternaire S-Fe-Sb. Les teneurs sont en % poids. Analyses des arsénopyrites de la Bessade, Marmaissat, Lubilhac d'après Sandras (1988) ; Roche basse, Bosberty, Vèze d'après Brill (1983). Celles de Bonnac et Osfond proviennent de ces travaux. 335
Figure 179 : Composition des pyrites de quelques minéralisations à Sb(Au) et à W-As-Au dans le diagramme ternaire S-Fe-As. Les données provenant de la Liserte (proche Bessade) ont été acquises par Sandras (1988). Celles de Marmaissat et Lubilhac ont été acquises lors de cette étude mais aussi des données de Sandras (1988). 337
Figure 180 : Echantillon de quartz minéralisé en arsénopyrite et scheelite du filon Androl à Bonnac. Son observation sous lumière UV (254 nm) indique la présence de scheelite et d'apatites. 339
Figure 181 : Diagramme Concordia de Tera-Wasserburg obtenue sur les apatites hydrothermales des minéralisations de Bonnac-scoufour. n = nombre d'apatite analysée sur les échantillons provenant de Bonnac (Filon Androl) et de provenant de Scoufour. 340
Figure 182 : Succession paragénétique de la minéralisation à Sb(Au) des principales minéralisations du district de Brioude-Massiac (Fig. 146 pour la localisation des minéralisations). 342
Figure 183 : Succession paragénétique de la minéralisation à W-As-Au du secteur de Bonnac-Scoufour. 345
Figure 184 : Conditions de température et de la fugacité du soufre (fS_2) estimées pour l'assemblage à électrum, bismuth et bismuthinite du stade 3 (modifié d'après Barton et Skinner, 1979). 346
Figure 185 : A) Bloc 3D représentant les principales observations structurales réalisées sur les minéralisations de la zone de Bonnac-Scoufour avec les arguments de chronologie relative des différentes structures. B) Stéréogramme des pôles des plans des différentes structures faillées contemporaines de la minéralisation ou stériles mesurées dans le secteur de Bonnac-Scoufour. 347

Figure 186 : Stéréogramme (hémisphère inférieur) des données d'orientation des stries mesurées sur les plans de faille associés aux filons à W-As-Au ainsi que les résultats du calcul du tenseur des contraintes effectué avec le logiciel Wintensor V5.8.2 (Delvaux et Sperner, 2003). 348
Figure 187 : Schéma structural interprétatif du district (modifié d'après De Gramont et al., 1990) avec orientations et cinématiques des structures filoniennes et direction des axes d'étirement maximum. 350
Figure 188 : A) Inclusions fluides dans les scheelites (Sch) du stade 1. B) Zoom sur des plans d'inclusions secondaires composés d'inclusions biphasées à L_{H2O}-V_{H2O} et monophasées à L_{H2O}. C) Inclusions dans le quartz Qz1 contemporain du dépôt de la scheelite (Sch). D) Détail d'inclusions biphasées à L_{H2O}-L_{CO2} isolées dans le quartz Qz1. 358
Figure 189 : A) Quartz macrocristallin pyramidé riche en inclusions fluides Qz3A avec bordure limpide notée Qz3B en contact avec la stibine (Sb). On note la différence d'orientation entre les plans d'inclusions contenues dans le quartz Qz3A et ceux dans le quartz Qz3B. B) Groupe d'inclusions biphasées à L_{H2O}-L_{CO2} associé à de rares inclusions triphasées à température ambiante L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2} disposées soient isolées soient alignées sur des plans du quartz Qz3A. C) Détail d'une inclusion triphasée à température ambiante associée à une inclusion biphasée toutes les 2 isolées dans le quartz Qz3A. D) Plans d'inclusions biphasées à L_{H2O}-L_{CO2} dans le quartz limpide Qz3B. E) Détail d'un plan d'inclusion du quartz Qz3B montrant la forme des différentes inclusions biphasées à L_{H2O}-L_{CO2} avec des inclusions triphasées L_{H2O}-L_{CO2}-V_{CO2} à température ambiante contenues dans le même plan. F) Amas d'inclusions biphasées à L_{H2O}-L_{CO2} proches d'un plan d'inclusions dans le quartz Qz3B. ... 360
Figure 190 : A) Inclusions fluides biphasées L_{H2O}-V_{H2O} contenues dans la stibine (Sb) observée en lumière IR. L'allongement des inclusions est parallèle aux plans de croissance {110} ou {010} de la stibine (Sb) indiquant qu'elles sont primaires. B) Autre exemple d'inclusions fluides primaires plus sombres biphasées L_{H2O}-V_{H2O} dans la stibine (Sb) observées en lumière IR. 360
Figure 191 : Histogrammes de répartition des mesures microthermométriques réalisées sur les inclusions dans les scheelites, les différents faciès de quartz et dans les stibines de la Lucette. A) Histogramme de fréquence des Tfg des différents types d'inclusions. B) Histogramme de fréquence des températures Tfc des différents types d'inclusions. C) Histogramme de fréquence des Th des différents types d'inclusions. 362
Figure 192 : Diagramme Th en fonction de la Tfg pour les différents types d'inclusions aquo-carboniques et aqueuses mesurées dans l'ensemble des phases minérales. 363
Figure 193 : Boîte à moustache montrant l'évolution des Th des différents types d'inclusions avec leurs valeurs moyennes (symbolisées par la croix) et leurs écart-types. 366
Figure 194 : A) Quartz macrocristallin riche en inclusions fluides QzA avec bordures limpides en contact avec la stibine (Sb). B) Détail d'un groupe d'inclusions biphasée L_{H2O}-V_{CO2} disposées soient isolées soient alignées sur des plans du quartz, dans le cœur de QzA où dans ses bordures en contact avec la stibine (Sb). C) Quartz automorphe limpide (QzC) contenu dans la stibine (Sb). D) Détail du quartz QzC précédant qui montre des inclusions biphasées L_{H2O}-V_{CO2} disposées principalement suivant des plans d'inclusions. 368
Figure 195 : A) Photo en lumière IR d'inclusions L_{H2O}-V_{H2O} primaires allongées suivant l'axe de cristallisation de la stibine (Sb). B) Photo en lumière IR d'une inclusion biphasée à L_{H2O}-V_{CO2} isolée dans la stibine (Sb). C) Plan d'inclusions fluides secondaires perpendiculaire à l'axe de cristallisation de la stibine (Sb), inclusions triphasées à L_{H2O}-V_{CO2}-Solide avec des inclusions biphasées L_{H2O}-V_{CO2}. 369
Figure 196 : Histogramme de répartition des mesures microthermométriques réalisées sur les inclusions des différents faciès de quartz de la Chardière. A) Histogramme de fréquence des Tfg des différents types d'inclusions. B) Histogramme de fréquence des Tfc. C) Histogramme de fréquence des Th. 371
Figure 197 : Histogramme de répartition des mesures microthermométriques réalisées sur les inclusions dans les stibines des Brouzils. A) Histogramme de fréquence des Tfg des différents types d'inclusions. B) Histogramme de fréquence des Tfc. C) Histogramme de fréquence des Th. 372

Figure 198 : Diagramme Th en fonction de la Tfg pour les différents types d'inclusions aquo-carboniques et aqueuses contenues dans les différents quartz de la Chardière comparées à celles des inclusions fluides des Brouzils (Bailly et al., 2000 + données de cette étude). 374
Figure 199 : A) Spectres des terres rares normalisés aux chondrites pour les scheelites du gisement de la Lucette (stade 1) d'après les analyses LA-ICP-MS. (B) Diagramme de l'anomalie Eu/Eu en fonction de l'anomalie Ce/Ce* des scheelites. Eu/Eu*=EuCN/(SmCN x GdCN)$^{0.5}$ et Ce/Ce*=CeCN/(LaCN x PrCN)$^{0.5}$ d'après Worrall et al., (2001). CN : analyses normalisées aux chondrites. (C) Diagramme ternaire MREE-LREE-HREE pour les scheelites analysées comparées aux champs de composition des scheelites provenant de différents types de minéralisations. (LREE = La + Ce + Pr + Nd, MREE = Sm + Eu + Gd + Tb + Dy, HREE = Ho + Er + Tm + Yb + Lu. Les données bibliographiques proviennent de : Zhang et al., 1990 ; Sylvester et Ghaderi, 1997 ; Ghaderi et al., 1999 ; Song et al., 2014).* 377
Figure 200 : Spectres des terres rares normalisés aux chondrites des scheelites (A) et des apatites (B) du gisement de la Bellière (stade 1b) d'après les analyses LA-ICP-MS. (C) Diagramme de l'anomalie Eu/Eu en fonction de l'anomalie Ce/Ce* des scheelites. Eu/Eu*=EuCN/(SmCN x GdCN)$^{0.5}$ et Ce/Ce*=CeCN/(LaCN x PrCN)$^{0.5}$ d'après Worrall et al., (2001). CN: analyses normalisées aux chondrites. (D) Diagramme ternaire MREE-LREE-HREE pour les scheelites analysées comparées aux champs de composition des scheelites provenant de différents types de minéralisations. (LREE = La + Ce + Pr + Nd, MREE = Sm + Eu + Gd + Tb + Dy, HREE = Ho + Er + Tm + Yb + Lu. Les données bibliographiques proviennent de : Zhang et al., 1990 ; Sylvester et Ghaderi, 1997 ; Ghaderi et al., 1999 ; Song et al., 2014).* 378
Figure 201 : Diagramme de Tfg (température de fusion de la glace) en fonction de la Th (température d'homogénéisation) pour les données d'inclusions fluides acquises durant cette étude et compilées dans la littérature. 390
Figure 202 : Carte géologique et structurale simplifiée des minéralisations filoniennes de type « or orogénique mésozonal et épizonal » et à Sb(Au) du Massif armoricain et Massif central avec synthèse des résultats structuraux et géochronologiques. CNA : Cisaillement Nord-armoricain. BNCSA : Branche Nord du Cisaillement Sud-armoricain. BSCSA : Branche Sud du Cisaillement Sud-armoricain. Géologie simplifiée (d'après Chantraine et al., 1996). 401
Figure 203 : Carte des principaux gisements filoniens à antimoine avec présence ou absence d'or (modifié d'après Sandras, 1988). 402
Figure 204 : Modèle conceptuel de l'évolution et de formation des minéralisations aurifères et à Sb(Au) dans le Massif armoricain replacé dans le contexte géologique tardi-varique. A) Vers 340-325 Ma les granites comme celui du Pertre se mettent en place le long du Cisaillement Sud-armoricain, les fluides métamorphiques provenant de la croûte moyenne à inférieure sont drainés et concentrés le long des failles actives suivant des mouvements senestres. B) Vers 310-300 Ma évènement hydrothermal à l'origine de la mise en place des minéralisations à Sb(Au) dans un environnement superficiel (< 5 km), synchrone des leucogranites tardi-varisques. C) Modèle de mise en place proposé pour expliquer l'évolution des fluides et de la paragenèse des minéralisations à Sb(Au). 408
Figure 205 : Position des minéralisations à Sb(Au) étudiées dans le modèle conceptuel regroupant les différents types de minéralisations à or majoritaire, appartenant au modèle métallogénique d' « or orogénique » (modifié d'après Groves et al., 1998). 410

Liste des tableaux

Tableau 1 : Teneurs moyennes dans les roches d'après Turekian et Wedepohl (1961), Levinson (1980) pour les basaltes et granite), Li (2000) pour le grés. Valeurs exprimées en ppm. 16
Tableau 2 : Liste des principaux minéraux d'antimoine, en noir sont représentés les principaux minerais exploités pour l'antimoine (modifié d'après Audion, 2012). Formules chimiques d'après (Picot et Johan, 1978). 24
Tableau 3 : Tableau de synthèse des différents types de gisement d'antimoine (classification et terminologie d'après Dill, 2010). Les types de gisements notés en bleu sont ceux ou l'antimoine est la substance principale exploitée. 26
Tableau 4 : Synthèse des gisements producteur d'antimoine (modifié d'après Audion, 2012) 33
Tableau 5 : Synthèse des ressources en antimoine connues en France à l'heure actuelle. 37
Tableau 6 : Synthèse des datations absolues et relatives disponibles sur les principales minéralisations à Sb, Sb(Au) et W-As-Au dans le Massif central. 45
Tableau 7 : Analyses microsondes réalisées sur les grains d'or des minéralisations à antimoine. Limite de détection : Ag (540-700 ppm), Hg (1180 ppm) ; bdl = limite de détection. 146
Tableau 8 : Codes et description utilisé pour la table lithology 159
Tableau 9 : Synthèse des valeurs ayant servis à la réalisation de la courbe tonnage/teneur. 170
Table 10 : Summary of EPMA analysis on arsenopyrite and comparison of the chemical composition. Estimated crystallization temperatures of arsenopyrite from gold bearing quartz vein (la Bellière gold deposit) and antimony bearing quartz vein (St-Antoine vein and la Bertinière occurrences). The geothermometer is based on the projection of As activity (Kretschmar and Scott, 1976). 207
Tableau 11 : Comparaison des différentes paragenèses du gisement de la Lucette d'après 3 auteurs différents 251
Tableau 12 : Compilation des résultats microsondes obtenus sur les arsénopyrites du stade 2 avec calcul du géothermomètre de l'arsénopyrite (Kretschmar et Scott, 1976). 262
Tableau 13 : Compilation des résultats microsonde obtenus sur grains d'or du stade 2 et 4 avec calcul de l'indice de pureté des grains d'après Morrison et al. (1990). 272
Tableau : 14 Compilation des résultats microsondes obtenus sur les arsénopyrites du stade précoce (stade 1) pour les minéralisations à Sb(Au) et du stade 2 des minéralisations à W-As-Au avec calcul du géothermomètre de l'arsénopyrite (Kretschmar et Scott, 1976) et comparaison avec les données de microthermométrie des inclusions fluides du même stade (Bril, 1982). 336
Tableau : 15 Compilation des résultats microsondes obtenues sur les grains d'or du stade à antimoine des filons à Sb(Au) (Marmaissat) et de ceux provenant du stade à bismuth des minéralisations à W-As-Au (Scoufour), avec calcul de l'indice de pureté des grains d'après, Morisson et al. (1990). 338
Tableau 16 : Synthèse des données microthermométriques pour les différents types d'inclusions fluides provenant des générations de quartz, de la scheelite et de la stibine 361
Tableau 17 : Synthèse des données microthermométriques pour les différents types d'inclusions fluides provenant des générations de quartz de la Chardière. 370

Liste des annexes

Annexe 1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques générales des structures filoniennes à Sb du district de Vendée (modifié d'après Marcoux et al., 1984. ..... *457*
Annexe 2 : Carte de l'échantillonnage réalisé sur le district de Vendée, les triangles rouges symbolisent la position des échantillons prélevés. La légende est la même que celle de la figure 27. ..... *460*
Annexe 3 : Spectre DRX de la roche hydrothermalisée située en périphérie de la structure filonienne de la Ramée. *461*
Annexe 4 : Tableaux utilisés dans le traitement des analyses sur roches totales du district antimonifère de Vendée. Méthode d'analyse pXRF. *462*
Annexe 5 : Tableau de synthèse des observations minéralogiques réalisées sur l'ensemble des minéralisations du district de Vendée (modifié d'après Marcoux et al., 1984). *465*
Annexe 6 : Cliché MEB d'une inclusion de composition chimique à bismuth et tellure dans une plage de stibine de la Véronnière (Vendée). *467*
Annexe 7 : Exemple de log de sondage carotté utilisé pour la modélisation 3D. *468*
Annexe 8 : Caractéristiques de l'ellipsoïde d'anisotropie retenu pour contraindre l'interpolation. *469*
Annexe 9 : Carte de localisation des échantillons utilisés dans la caractérisation de l'altération hydrothermale des minéralisations aurifères de la Bellière. *470*
Annexe 10 : Tableaux de données des analyses roches totales et or utilisées dans le calcul échanges chimiques fluides/roches par la méthode des ratios d'éléments pour les échantillons du secteur de Belleville (la Bellière). Méthode d'analyse, ICP-multi-élément pour doser les éléments majeurs et traces et méthode Fire-assay pour l'or. *471*
Annexe 11 : Méthodologie, conditions analytiques et tableaux des analyses des teneurs en or des arsénopyrites des minéralisations à antimoine et à or des districts de la Bellière, la Lucette et de la Vendée mesurées par méthode LA-ICP-MS. *473*
Annexe 12 : Conditions analytiques de l'équipement LA-ICP-MS utilisé pour les datations U/Pb réalisées sur les apatites de la Lucette et de Bonnac-Scoufour (Brioude-Massiac). *477*
Annexe 13 : Résultats des analyses LA-ICP-MS des apatites datées du gisement de la Lucette. *478*
Annexe 14 : Carte géologique et structural simplifiée du secteur d'Ouche avec localisation du point d'affleurement. *479*
Annexe 15 : Cliché MEB de maldonite (Mal) dans une plage fine de bismuth natif (Bi) contenue dans de la löllingite (Lo), Bonnac, filon Costillon. *479*
Annexe 16 : Images représentatives en cathodoluminescence d'apatites datées. Les cercles blancs correspondent aux tires laser réalisés pour la datation. *480*
Annexe 17 : Résultats des analyses LA-ICP-MS des apatites datées des minéralisations à W-As-Au de Bonnac-Scoufour. *481*
Annexe 18 : Résultats des compositions en éléments traces et terres rares des scheelites et apatites de la Bellière et de la Lucette obtenues par analyses LA-ICP-MS. *482*
Annexe 19 : Conditions analytiques et tableaux des analyses microsondes réalisées sur les sulfures, aluminosilicates et carbonates acquises durant cette étude. *484*

Annexes

Annexe 1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques générales des structures filoniennes à Sb du district de Vendée (modifié d'après Marcoux et al., 1984.

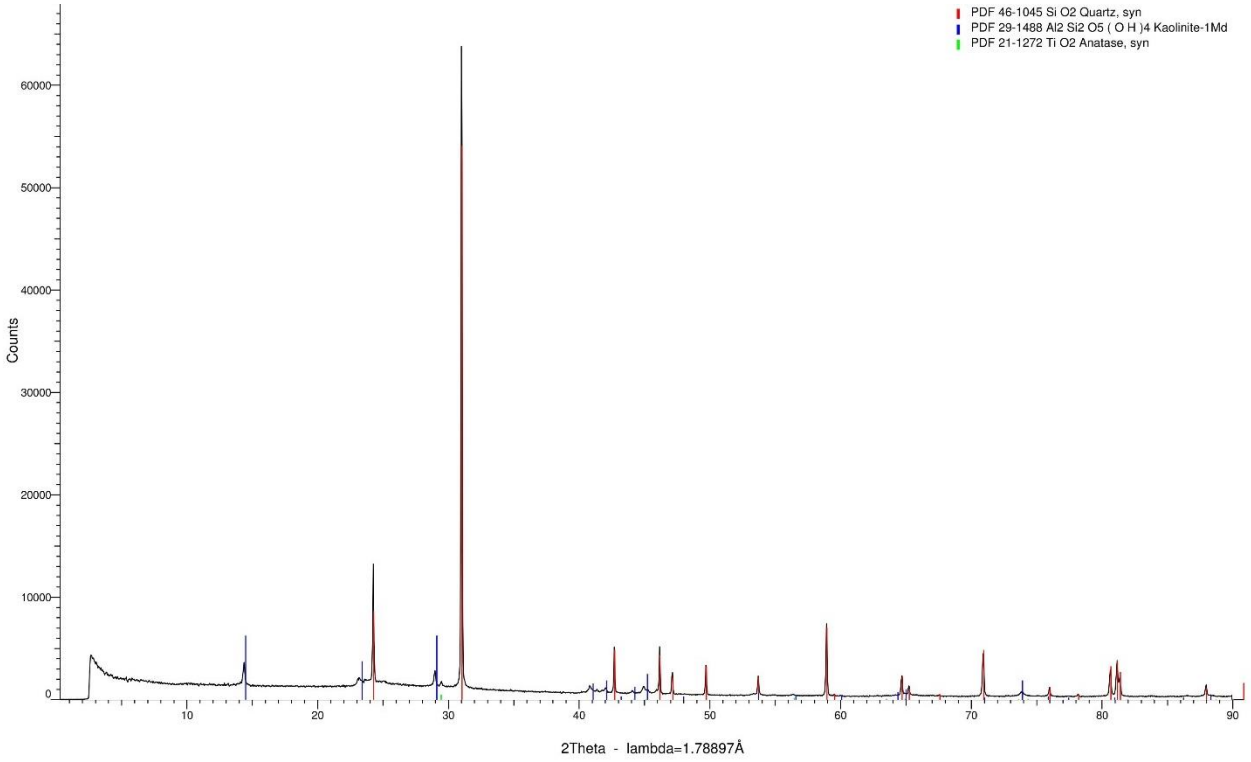
Nom	Direction	Pendage	Longueur en surface (m)	Puissance (m)	Paragenèse dominante	Nature de la gangue	Morphologie de la minéralisation	Encaissant	Anciens travaux	Production Sb métal	Interêt économique (Ressources)
Champ filonien de Rochetrejoux le Boupère											
Rochetrejoux	N0-20°W et N135-145°E	60-70E	1100	0.5 à 3	Sb	quartz calcédonieux	5 lentilles minéralisées de 35 à 110 m d'extension longitudinale	schistes chloriteux, grés et quartzite du cambrien	exploité de 1908 à 1925 sur 6 niveaux, puits de 125 m	16 500 t production historique	100 t Sb dans sa continuité Sud
La Ramée	N80°E	50-80N	375	0.1 à 0.5	Sb, Py, Ba	quartz calcédonieux	3 lentilles entre les niveaux -30 et -60	métapélite/métagrauwacke néoprotérozoïque	exploité dès 1772 et par intermittence de 1804 à 1906 puis galerie de recherhce entre 1926-1932	800 t Sb production historique (estimation 1804-1932)	Ancien gisement de taille modeste
St Marie / la Davière	N80°E	70N	540	0.05 à 0.4	Sb, Py	quartz calcédonieux	5 lentilles se pinçant vers -50m	métapélite/métagrauwacke néoprotérozoïque proche contact cambrien	filon exploité par intermittence sur 4 niveaux en 1720-1900 puis 1924-1927	100 t Sb production historique	Ancien gisement de taille modeste
Le Bariteau	N85°E	80N	inconnue	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	1 lentille de 30 m de long qui se ferme au niveau - 15	métagrauwacke/métapélite néoprotérozoïque	exploité en 1908 phase de recherche en 1929-30	nulle	indice
Puits Ouvrard	N90°E	inconnue	100	0.1 à 0.2	Sb	quartz calcédonieux	lentilles minéralisées peu puissantes	métagrauwacke/métapélite néoprotérozoïque	tranchées, sondages et puits en 1929	nulle	indice
L'Eraudière	N80°E	70N	inconnue	1.1	Sb	quartz calcédonieux	filonnet de stibine massive < 0.1 m	métagrauwacke/métapélite néoprotérozoïque	travaux BRGM 1966	inconnue	indice
St Paul en Pareds	inconnue	inconnue	inconnue	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	volantes de quartz minéralisées	métagrauwacke/métapélite néoprotérozoïque	aucun	nulle	indice
La Chabossière	inconnue	inconnue	inconnue	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	volantes de quartz minéralisées	métagrauwacke/métapélite néoprotérozoïque	aucun	nulle	indice
La Garlopière	inconnue	inconnue	inconnue	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	volantes de quartz minéralisées	métagrauwacke/métapélite néoprotérozoïque	aucun	nulle	indice
Champ filonien de la Baussonière											
La Daudière	N10°E	70E	inconnue	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	inconnue	métapélite/métagrauwacke néoprotérozoïque proche contact cambrien	inconnue / prospection BRGM 1958	inconnue	petite gîte, ressources potentielles de 100 t Sb métal
La Baussonnière	N95°E	60N	23	0.1 à 0.3	Sb	quartz calcédonieux	lentilles peu puissantes mais continues	métapélite sombre et siltites du cambrien proche contact Néoprotérozoique	travaux BRGM 1957 ; 1 puits de 21 et 30 m de galeries, travaux BRGM tactiques en 1986	nulle	petit gîte, ressources potentielles de de 600 t Sb
La Poitière	N90°E	60-80N	inconnue	0.2	Sb	quartz calcédonieux	filon de stibine massive, puissance réduite 0.1 à 0.15 m	métapélite sombre et siltites du cambrien	travaux anciens inconnus ; travaux BRGM tactiques post 1950	nulle	petit gîte ressources potentielles de 250 t Sb
Le Chaillou	N120-130°E	inconnue	200-300	0.3	Sb	quartz calcédonieux	lentilles minéralisées métriques	métapélite/métagrauwacke néoprotérozoïque	travaux BRGM 1986 ;géochimie + VLF+ tranchée + sondages	nulle	indice
Champ filonien des Brouzils-Télachère											
Les Brouzils	N0-25°E	80SE	1000	0.4 à 4	Sb, Asp	quartz calcédonieux	lentilles, filons, stockwerks	grauwacke, schistes chloriteux et quartzite du cambrien	découverte BRGM 1977 / PEX 1989-1992	895 t exploitées PEX de la Duranderie 1989-1992	Gisement avec ressources estimées en terre de 9105 t Sb métal
L'Epinais	N0-10°E	inconnue	inconnue	inconnue	Sb, Asp	quartz calcédonieux	lentilles minéralisées métriques	grauwacke, schistes chloriteux et quartzite du cambrien	découverte BRGM 1977 / travaux tactiques 1982-87	nulle	indice
La Télachère	N30-50°E	20-30NW	150	0.2 à 0.3	Sb, Ber, Asp, Tet, Gn, Ccp, Sp, Au	quartz cataclasé	lentilles minéralisées métriques	grauwacke, schistes chloriteux et quartzite du cambrien	découverte BRGM 1977 / travaux tactiques 1982-87	nulle	petit gîte ressources potentielles de 200 t Sb + Au sur 30 premiers mètres
Le Chiron	N15°E	inconnue	inconnue	inconnue	Sb, Ber, Asp, Tet, Gn, Ccp, Sp, Au	quartz calcédonieux	volantes de quartz minéralisées	grauwacke, schistes chloriteux et quartzite du cambrien	découverte BRGM 1977 / travaux tactiques 1982-87	inconnue	indice

Nom	Direction	Pendage	Longueur en surface (m)	Puissance (m)	Paragenèse dominante	Nature de la gangue	Morphologie de la minéralisation	Encaissant	Anciens travaux	Production Sb métal	Interêt économique (Ressources)
Champ filonien de Mesnard la Barotière											
Puy-Greffier	N120°E	70-80S // S1	< 100	1 à 2	Sb, Ber, Asp, Tet, Gn, Ccp, Sp, Au	quartz cataclasé	lentilles minéralisées métriques	métagrauwacke / métapélite à intercalation d'amphibolites	découverte BRGM 1977 / travaux tactiques 1982-87	nulle	secteur de faible interêt, teneur Sb et Au faibles et puissance discontinue
La Maindronnière	N115-130°E	70-80S // S1	275	1 à 2	Sb, Ber, Asp, Tet, Gn, Ccp, Sp, Au	quartz cataclasé	lentilles minéralisées métriques	métagrauwacke / métapélite à intercalation d'amphibolites	découverte BRGM 1977 / travaux tactiques 1982-87	nulle	petit gîte, très fortes teneurs Au (> 10 g/t Au) associées à Sb. Cible de 275 m de long @ >0.1 % Sb + Au
La Millière	N115-130°E	30-40S // S1	< 100	0.2	Sb, Ber, Asp, Tet, Gn, Ccp, Sp, Au	quartz cataclasé	lentilles minéralisées métriques	métagrauwacke / métapélite à intercalation d'amphibolites	découverte BRGM 1977 / travaux tactiques 1982-87	nulle	faible interêt, teneur Sb et Au faibles et puissance discontinue
La Chardière	N110-130°E	70-80S // S1	225	1.1	Sb, Ber, Asp, Tet, Gn, Ccp, Sp, Au	quartz cataclasé	lentilles minéralisées métriques	métagrauwacke / métapélite à intercalation d'amphibolites	découverte BRGM 1977 / travaux tactiques 1982-87	nulle	Petit gîte, ressources potentielles de 200 t Sb + Au, dépôt d'un PEX en 1985
La Chalonnière	N115-120°E	70-80S // S1	150 et 250	1 à 2	Sb, Ber, Asp, Tet, Gn, Ccp, Sp, Au	quartz cataclasé	lentilles minéralisées métriques	métagrauwacke / métapélite à intercalation d'amphibolites	découverte BRGM 1977 / travaux tactiques 1982-87	nulle	faible interêt, teneur Sb et Au faibles et puissance discontinue
Champ filonien des Essarts											
La Véronnière	N140°E	30NE	1300	inconnue	Sb, Asp	quartz cataclasé	lentilles minéralisées métriques	orthogneiss des Essarts	reconnu à partir de 1854; exploité de 1887 à 1892 par descenderie et galeries de traçages	450 t de production historique	Ancien gisement de taille modeste /ressources inconnue
La Basse Combe	N140°E	inconnue	inconnue	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	inconnue	orthogneiss des Essarts	galeries fin XIXème siècle	inconnue	indice
La Saluade	N140°E	inconnue	inconnue	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	inconnue	orthogneiss des Essarts	galeries fin XIXème siècle	inconnue	indice
Grand Boireau	N130°E	70NE	900	1 à 8	Sb, Ber	quartz calcédonieux	lentilles minéralisées dans structure très brèchique	amphibolite des Essarts	découvert en 1957 par BRGM / sondages et tranchées en 1969-70	nulle	faible potentiel avec un minerai à faible teneur Sb
Grezay	N135°E	inconnue	80	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	lentilles minéralisées métriques	amphibolite des Essarts	puits en 1901	inconnue	faible potentiel avec un minerai à faible teneur Sb
Les Jouinaux	inconnue	inconnue	inconnue	inconnue	Sb, Asp	quartz calcédonieux	volantes de quartz minéralisées	orthogneiss des Essarts	aucun	nulle	indice
Autres indices											
Mouchamps	inconnue	inconnue	inconnue	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	inconnue	schistes ordovicien, groupe de Réaumur	aucun	nulle	indice
La Bonnière	inconnue	inconnue	inconnue	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	inconnue	grés / quartzite du Floien (ordovicien-inf)	aucun	nulle	indice
La Copéchagnière	N20°W	80°E	650	0.5	Sb, Au	quartz calcédonieux	lentilles minéralisées métriques	amphibolite des Essarts	découverte BRGM 1977 / travaux tactiques 1982-87	nulle	faible potentielle, teneure Sb avec faible quantité Au
Chavagnes	N135°E	inconnue	inconnue	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	inconnue	schistes chloriteux, grés et quartzite du cambrien	puits et galeries 1888	nulle	indice
L'herbergement	inconnue	inconnue	inconnue	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	volantes de quartz minéralisées	grauwacke, schistes chloriteux et quartzite du cambrien	aucun	nulle	indice
Les Gannes	inconnue	inconnue	inconnue	inconnue	Sb	quartz calcédonieux	volantes de quartz minéralisées	grauwacke, schistes chloriteux et quartzite du cambrien	aucun	nulle	indice
Bazoges-en-Pareds	inconnue	inconnue	inconnue	inconnue	Sb, Au	inconnue	volantes de quartz minéralisées	Leptynite de la Faguelinière	aucun	nulle	indice

Listes des minéraux : stibine (Sb), berthiérite (Ber), arsénopyrite (Asp), Tétraédrite (Tet), galène (Gn), chalcopyrite (Ccp), sphalérite (Sp), Or (Au), pyrite (Py), barytine (Ba)

Annexe 2 : **Carte de l'échantillonnage réalisé sur le district de Vendée, les triangles rouges symbolisent la position des échantillons prélevés. La légende est la même que celle de la figure 27.**

Annexe 3 : Spectre DRX de la roche hydrothermalisée située en périphérie de la structure filonienne de la Ramée.



Annexe 4 : Tableaux utilisés dans le traitement des analyses sur roches totales du district antimonifère de Vendée. Méthode d'analyse pXRF.

Si	349547,19	380724,25	370379,63
Al	91832,66	102749,74	114303,78
Ca	10262,48	806,86	9712,74
Mg	15505,56	0	8364,51
Na	460393,44	500345,16	421463,88
Fe	46263,05	2700,38	31381,17
Ti	4594,11	4700,77	4347,82
K	17994,99	4001,43	37110,65
Ag	127,88	0	103,19
As	6,35	45	191,37
Ba	663,81	124,64	553,14
Bi	0	0	6,99
Cd	18,41	30,06	32,42
Cr	116,14	79,81	91,95
Cu	32,21	0	24,52
Mn	795,19	79,37	486,64
Mo	0	0	0
Ni	106,23	66,47	68,72
P	702,13	0	0
Pb	0	0	0
Rb	60,88	14,24	134,04
S	369,82	155,72	552,89
Sb	37,12	1553,96	151,62
Sn	35,57	55,33	40,67
Sr	240,78	199,41	61,36
Te	118,23	58,99	135,78
V	115,16	74,04	98,28
Zn	68,73	12,32	58,11
Zr	254,04	336,35	277,81

	Différence hydro-saine	Roche hydrothermalisée	Roche saine
SiO2%	2,21220851	41,17647059	38,9642621
Al2O3%	2,186421349	11,2284465	9,04202515
CaO%	-0,060566352	0,973517037	1,03408339
MgO%	-0,763495306	0,882765448	1,64626075
Na2O%	-3,696104267	38,742678	42,4387823
Fe2O3%	-1,547544992	3,234056596	4,78160159
TiO2%	-0,026079274	0,462008085	0,48808736
K2O%	1,695160332	3,300057751	1,60489742
Total		100	100
Ag	-24,69	103,19	127,88
As	185,02	191,37	6,35
Ba	-110,67	553,14	663,81
Bi	6,99	6,99	0
Cd	14,01	32,42	18,41
Cr	-24,19	91,95	116,14
Cu	-7,69	24,52	32,21
Mn	-308,55	486,64	795,19
Ni	-37,51	68,72	106,23
Rb	73,16	134,04	60,88
S	183,07	552,89	369,82
Sb	114,5	151,62	37,12
Sn	5,1	40,67	35,57
Sr	-179,42	61,36	240,78
Te	17,55	135,78	118,23
V	-16,88	98,28	115,16
Zn	-10,62	58,11	68,73
Zr	23,77	277,81	254,04

Annexe 5 : **Tableau de synthèse des observations minéralogiques réalisées sur l'ensemble des minéralisations du district de Vendée (modifié d'après Marcoux et al., 1984).**

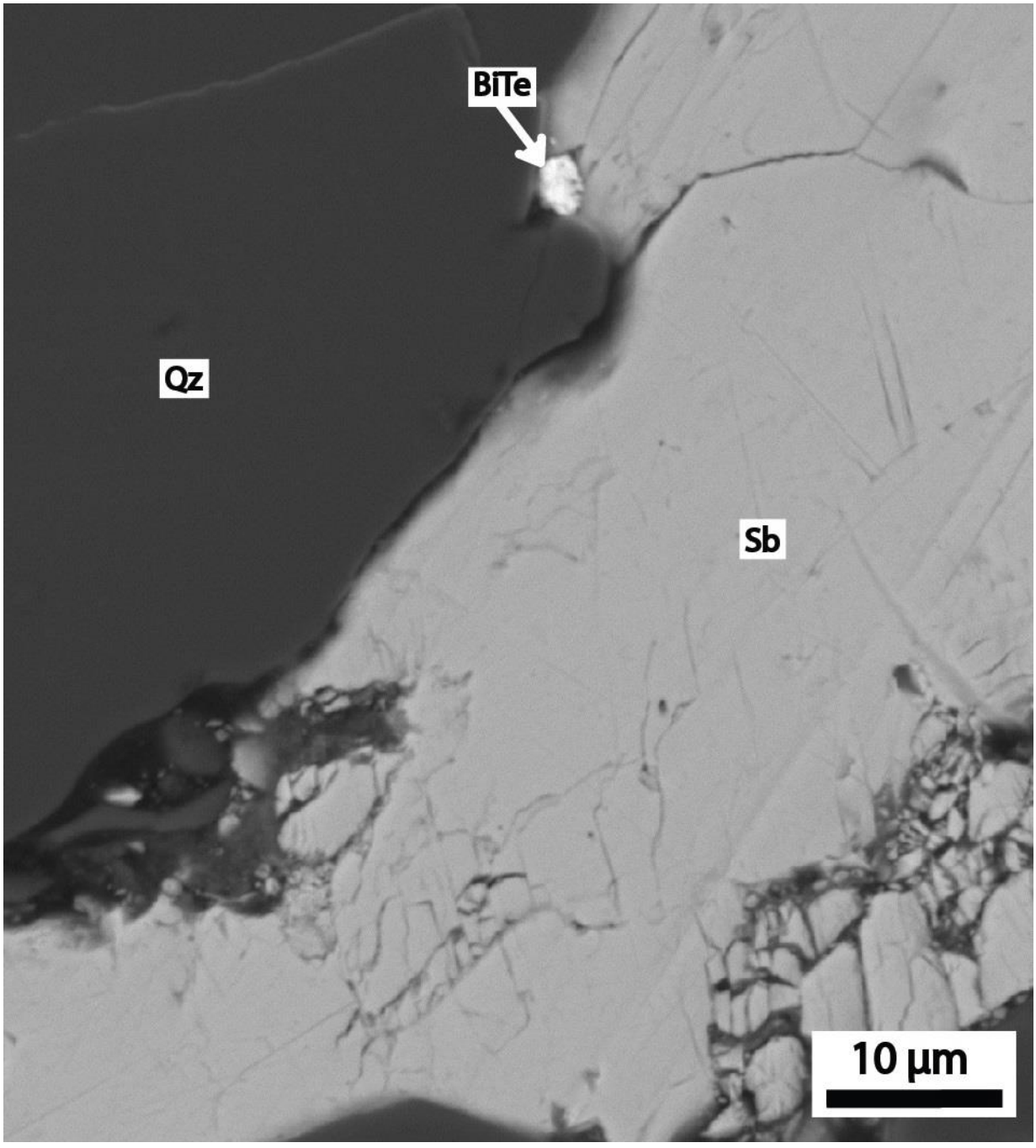
		Stade 1 : précoce à As + Fe						Stade 2 : intermédiaire à métaux de base							Stade 3 : antimonifère								Stade 4 : Réouverture tardive							Altération supergène			
		Pentlandite	Pyrrhotite	Cobaltite	Arsénopyrite	Pyrite arséniée	Marcassite	Sphalérite	Tétraédrite	Schwatzite	Chalcopyrite	Galène	Ullmannite	Berthiérite	Or natif	BiTe	Chalcostibite	Tétraédrite	Stibine	Sb-natif	Füllopite	Zinkénite	Sphalérite II	Galène II	Semseyite	Pyrite II	Marcassite II	Barytine	Carbonates	Covellite	Digénite	Stibiconite	Kermésite
Champ filonien des Brouzils-Télachère	Les Brouzils		—		▬	—		—			—			—					■			—							▬	—		▬	
	La Télachère Sud								▬		▬			▬	—				■												▬		▬	
	La Télachère Nord	—	—	—	▬	▬	▬	▬	—		▬	—	—	—	▬				■												▬	—	▬	▬
	le Chiron		—		▬	▬	▬	▬						▬																			
Champ filonien de Mesnard la Barotière	La Maindronnière				▬	▬	▬	▬	▬		▬		—	▬	—			▬	■							▬	▬			—		▬	▬
	La Milière				▬	▬	—	▬	—		▬			▬	—			—	■											▬			
	La Chardière				▬	▬		▬	▬		▬			▬	—		▬	▬	■	—													▬	
	La Chalonnière				▬	—		—	—		▬							—														▬	
	Puy Grefier				▬	▬													■				▬	▬	▬	▬			▬	—			
	La Garlopière																		■													▬	
Champ filonien de Rochetrejoux-le Boupère	Rochetrejoux				—	▬	▬	—						▬	—		—		■	—		—	▬			▬	▬		▬				
	Chavagnes en Paillers																		■														
	La Ramée		—	—	▬	▬		—			—			—					■	—		—						▬				▬	
	La Davière					■		—											■														
	Le Bariteau																		■														
	St Paul en Pareds				▬	■	■							▬																			
	La Chabossière																		■														
	Puits Ouvrard																		■														
Champ filonien de la Baussonière	La Baussonnière					■									—				■		—	—										▬	
	La Poitière				▬														■														
	La Daudière					▬									—				■												—			
Champ filonien des Essarts	La Véronnière				▬	—	—	▬	—	■	—			▬	—	—			■														
	La Saluade																		■														
	Basse-Combre																		■														
	Grand Boireau				▬	—								▬					■													▬	
	Grezaye				▬	—								▬					■													▬	
	St Denis la Chevasse				▬	▬	▬												■													▬	
Autres indices	L'Audouinière					▬	▬												■													▬	
	Mouchamps																		■														
	la Bonnière																		■														

■ Très Abondant
▬ Frequent
— Rare
——— Trace

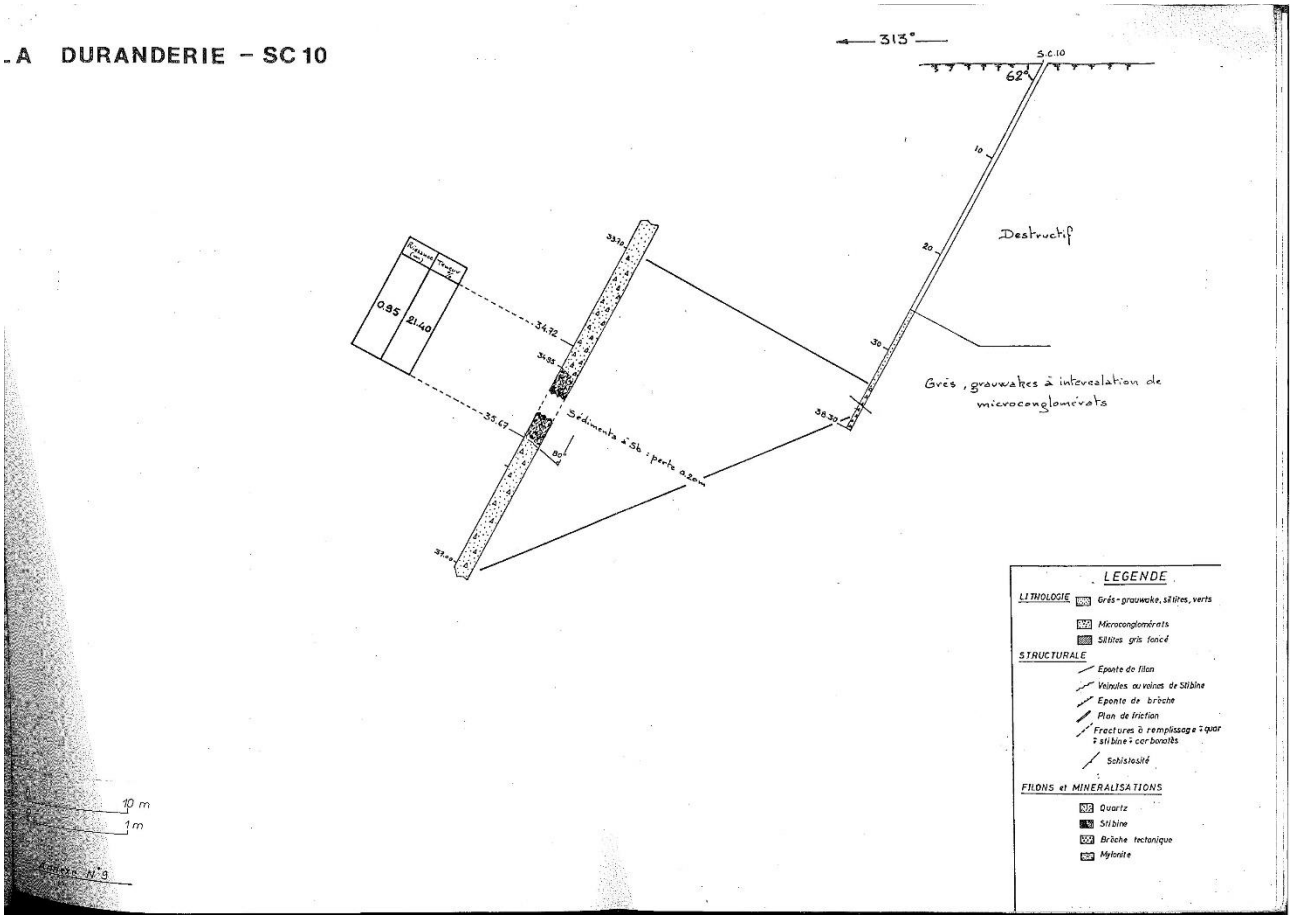
▬ Minéral signalé mais non observé (Marcoux et al. 1984)

▬ Minéralisation étudiée durant cette étude

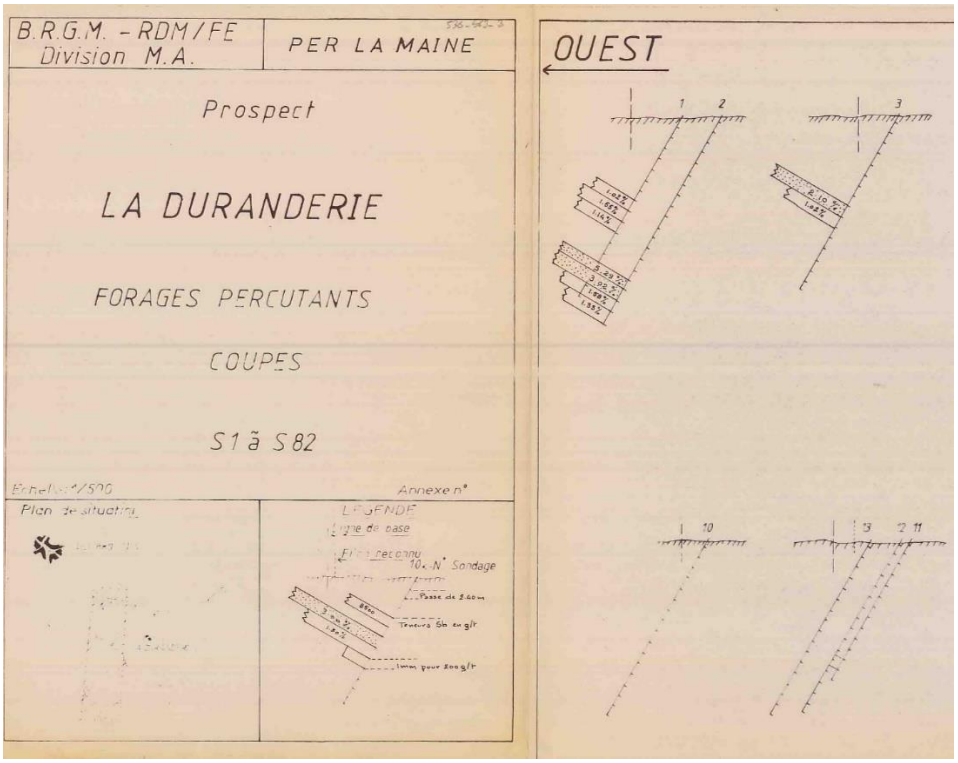
Annexe 6 : **Cliché MEB d'une inclusion de composition chimique à bismuth et tellure dans une plage de stibine de la Véronnière (Vendée).**



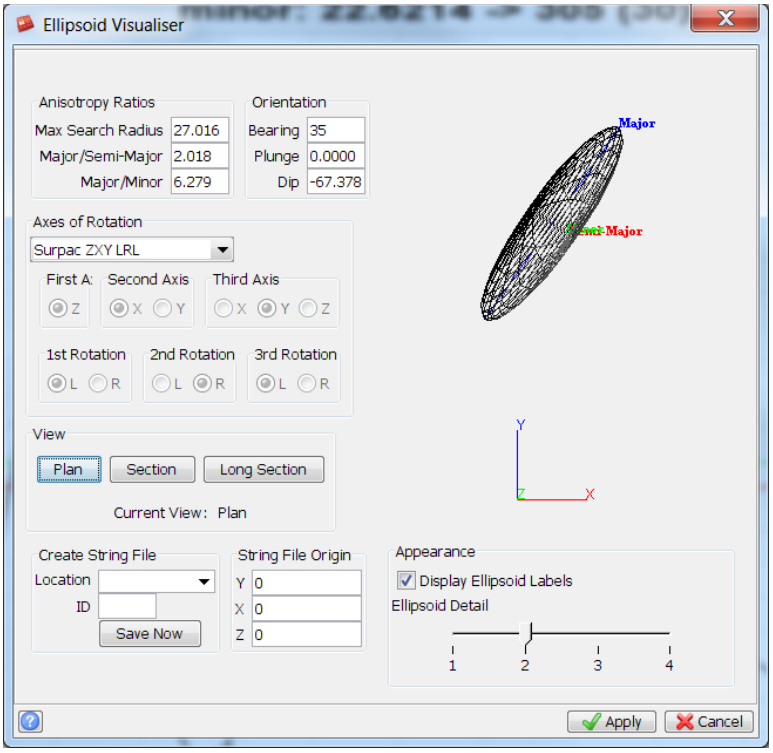
Annexe 7 : **Exemple de log de sondage carotté utilisé pour la modélisation 3D.**



Exemple de log de sondage percutant utilisé pour la modélisation 3D.



Annexe 8 : Caractéristiques de l'ellipsoïde d'anisotropie retenu pour contraindre l'interpolation.



Annexe 9 : **Carte de localisation des échantillons utilisés dans la caractérisation de l'altération hydrothermale des minéralisations aurifères de la Bellière.**

Annexe 10 : Tableaux de données des analyses roches totales et or utilisées dans le calcul échanges chimiques fluides/roches par la méthode des ratios d'éléments pour les échantillons du secteur de Belleville (la Bellière). Méthode d'analyse, ICP-multi-élément pour doser les éléments majeurs et traces et méthode Fire-assay pour l'or.

| Echantillons | | |

	Moyenne roche saine	Moyenne roche hydrothermalisée	Différence hydro-saine
SiO2	76,8915912	81,3039137	4,4123225
TiO2	0,672	0,59675	-0,07525
Al2O3	11,7000936	10,9750878	-0,7250058
CaO	1,4219842	0,2288546	-1,1931296
MgO	1,59258	0,901065	-0,691515
Na2O	2,713506	1,105782	-1,607724
Fe2O3	4,840245	4,5030969	-0,3371481
S	0,168	0,383	0,215
K2O	2,11185	2,47923	0,36738
Total	100	100	
Au			
Ag	0	0,06	0
As	9,3	29,7	19,575
Ba	552	514	-17
Be	1,78	1,99	0,295
Co	15,1	17,8	3,15
Cr	48,2	48,8	0,175
Cu	26,4	59,3	38,975
Mn	684,3	502,2	-204,05
Ni	25	27,3	2,375
P	664	560	-107,75
Pb	15,4	22,9	9,975
Sb	0,5	2,3	2,375
Sc	15	13,8	-1,125
Sr	196,4	64	-136,775
V	98,4	97,7	-0,4
Zn	92,3	78,4	-10,925

Annexe 11 : Méthodologie, conditions analytiques et tableaux des analyses des teneurs en or des arsénopyrites des minéralisations à antimoine et à or des districts de la Bellière, la Lucette et de la Vendée mesurées par méthode LA-ICP-MS.

Les concentrations en éléments traces dans les arsénopyrites ont été déterminées par la méthode de l'ablation laser couplée à un spectromètre de masse à plasma induit (LA-ICP-MS) qui permet la détection d'élément à très faible teneur (< 1 ppm). Les analyses ont été effectuées à IRAMAT (Institut de Recherche sur les ArchéoMATériaux – UMR5060 – Orléans) avec un laser ArF excimer 193 nm RESOlution SE couplé à un ICP-MS à haute résolution Thermo Finnigan Element XR. Les analyses ont été acquises avec les paramètres suivants pour le laser, une fréquence de 5 Hz, une énergie de 5 J/cm² et une ouverture de faisceau variable entre 20 µm et 30 µm suivant la taille des minéraux analysés. Le matériel ablaté est amené à l'ICP-MS par un flux d'hélium de 650 ml/min mélangé à de l'Ar (~1.0 L/min). Les analyses comprennent une mesure de blanc de 20s, suivies de 60s d'ablation. Les éléments analysés ont été les suivants : Fe^{57}, Mn^{55}, Co^{59}, Ni^{60}, Cu^{63}, Cu^{65}, Zn^{66}, As^{75}, Mo^{95}, Sb^{121}, Ag^{107}, Te^{125}, W^{182}, W^{183}, Au^{197}, Hg^{201}, Pb^{208}, Bi^{209}. Le spectromètre de masse est initialement calibré avec une solution multi-élément. Le standard MASS-1 (Wilson et al., 2002) a été utilisé comme standard primaire et le standard NIST610 (Jochum et al., 2011) comme standard de contrôle. Les cristaux d'arsénopyrite sur lesquels ont été réalisés les analyses ont au préalable été examinés au microscope optique pour s'assurer de l'absence d'inclusion qui auraient pu polluer le signale. Les données ont été traitées à l'aide du logiciel Glitter (Van Achterbergh et al., 2001) pour obtenir les concentrations des différents éléments en ppm, la limite de détection, ainsi que l'incertitude des mesures. La composition des arsénopyrites analysées ici a été préalablement étudiée à la microsonde et a montré des concentrations fortes en Fe mais aussi Sb > 0,1 %. Ces 2 éléments ont été utilisés comme standard interne. Les concentrations ont été calculées avec les 2 standards internes afin de voir lequel était le mieux adapté pour le calcul des concentrations. Pour estimer la qualité des mesures en fonction des 2 standards internes utilisés, l'erreur relative sur les standards a été calculée pour chaque séquence d'analyse qui se compose de 10 à 18 analyses d'arsénopyrites provenant de la même minéralisation. L'erreur relative correspond à l'écart entre la teneur mesurée dans les standards lors des analyses, par rapport à la valeur de référence du standard (MASS-1 et NIST610). Ces résultats sont présentés en % erreur, plus il est proche de 0 meilleur et la justesse de la mesure : %erreur relative sur les standards = ((Concentration certifiée – concentration mesurée) / concentration certifiée)) x 100.

Un autre gage de qualité des mesures est la reproductibilité des valeurs analysées des standards, plus la fluctuation de ces valeurs sera faible tout au long de la séquence ou journée d'analyse et plus la reproductibilité des mesures et donc leurs qualités seront bonnes. Pour cela les 2 standards de contrôle ont été analysés en début et en fin de chaque séquence. La reproductibilité des analyses a été calculée d'après l'écart type des valeurs moyennes des 2 standards pour chaque séquence d'analyse. Elle s'exprime par : reproductibilité = écart type des standards / moyenne des standards.

Lors du dépouillage des résultats, les erreurs relatives des 2 standards, quelque soit le standard interne utilisé ont donné une erreur > 40 % pour l'ensemble des éléments à l'exception de l'or, c'est pourquoi seul les valeurs des analyses de l'or ont été jugées de bonne qualité.

Résultats des analyses des teneurs en Au par LA-ICP-MS réalisées sur les arsénopyrites du gisement à Au de la Bellière et des occurrences à Sb du secteur

	Au (ppm)	Incertitude (ppm)	Limite de détection (ppm)					Au (ppm)	Incertitude (ppm)	Limite de détection (ppm)
Standard interne Sb				MASS25	44.81		Standard interne Fe			
	74.57	10.60	0.21	MASS26	48.98			2.02	0.14	0.02
	50.52	7.31	0.12	MASS27	50.54			0.90	0.07	0.02
	138.82	20.46	0.22	MASS28	63.36			0.51	0.04	0.02
	50.19	7.55	0.07	MASS29	47.27			0.40	0.03	0.02
	95.29	14.65	0.13	MASS30	46.65			0.57	0.04	0.02
	61.61	9.70	0.17	MASS19	49.74			1.89	0.14	0.02
	56.20	9.06	0.19	MASS20	43.10			0.40	0.03	0.02
	43.09	7.13	0.36	MASS21	48.62			0.51	0.04	0.02
	113.47	19.27	0.13	MASS22	49.93			1.50	0.12	0.02
	23.33	4.07	0.08	MASS23	48.36			0.64	0.05	0.02
	19.53	3.51	0.12	MASS24	44.89			0.63	0.05	0.02
	128.80	23.78	0.10	Erreur analytique %	-3.95	%	Moyenne	0.91		
	70.17	13.74	0.13				Ecart-type	0.60		
	67.93	5.41	0.09	NIST61017	24.90					
	84.61	6.89	0.12	NIST61018	24.98		MASS13	51.11		
	58.94	4.92	0.07	NIST61019	30.82		MASS14	46.73		
	64.36	5.69	0.10	NIST61020	29.21		MASS15	44.40		
	86.68	7.90	0.11	NIST61013	22.63		MASS16	46.86		
	55.53	5.22	0.11	NIST61014	22.57		MASS17	48.61		
	22.56	2.20	0.13	NIST61015	20.84		MASS18	45.13		
	16.49	1.68	0.36	NIST61016	21.44		Erreur analytique %	-0.30	%	
	90.19	9.37	0.11	Erreur analytique %	-4.55	%				
	115.65	12.43	0.14				NIST6109	4.16		
	92.75	10.32	0.09				NIST61010	4.18		
	80.33	9.24	0.08				NIST61011	4.24		
	36.98	4.40	0.09				NIST61012	3.92		
	34.73	4.28	0.10				Erreur analytique %	82.52	%	
Moyenne	67.90									
Ecart-type	33.13									

Valeures certifiées des standards		
NIST_610	Au_ppm	
(Jochum et al., 201		23.6
MASS-1		47
(Wilson et al., 2002)		

Reproductibilité des mesures d'après les valeurs analysées du standard MASS-1 (n=18)	**9.12**	**%**
Reproductibilité des mesures d'après les valeurs analysées du standard NIST-610 pour les analyses des arsénopyrites	**14.71**	**%**
Reproductibilité des mesures d'après les valeurs analysées du standard NIST-610 pour les analyses des arsénopyrites	**3.41**	**%**

Résultats des analyses des teneurs en Au par LA-ICP-MS réalisées sur les arsénopyrites du gisement à Sb-Au-(W) de la Lucette

Arsénopyrites de la Lucette	Au (ppm)	Incertitude (ppm)	Limite de détection (ppm)			
Standard interne Sb						
LUCl	64.27	11.76	0.01	MASS!B	42.84	
LUCM	29.12	5.46	0.03	MASS1C	47.42	
LUCP	372.28	75.80	0.01	MASS4	49.17	
LUCR	184.71	40.02	0.01	MASS5	47.29	
LUCS	63.23	14.15	0.01	MASS6	46.89	
LUCT	278.26	64.37	0.01	MASS7	47.09	
LUCV	28.08	6.95	0.03	MASS8	47.86	
LUCW	63.09	16.17	0.00	MASS9	42.41	
LUCX	870.42	230.89	0.07	MASS10	51.58	
LUCA	303.84	14.37	0.13	MASS11	38.20	
LUCB	244.84	11.77	0.04	MASS12	52.40	
LUCF	234.95	12.30	0.02	Erreur analytique %	0.74	%
LUCH	165.38	9.13	0.01			
LUCI	227.79	12.95	0.03	NIST6105	20.05	
Moyenne	223.59			NIST6106	19.79	
Ecart-type	216.32			NIST107	22.85	
				NIST108	22.98	
				NIST610A	19.24	
				NIST610B	17.54	
				NIST6103	23.24	
				NIST6104	23.20	
				Erreur analytique %	10.55	%

Reproductibilité des mesures d'après les valeurs analysées du standard MASS-1 (n=11)	**8.85**	**%**
Reproductibilité des mesures d'après les valeurs analysées du standard NIST-610 (n=8)	**10.52**	**%**

Valeurs en Fe et Sb retenues comme standard interne d'après les analyses microsondes des arsénopyrites

Provenance des Asp	Fe (poids %)	Sb
Gisement d'or de la Bellière (n=13)	35	-
Indices à Sb de la Bellière (n=31)	34.32	4.42
La Lucette (n=12)	35.17	0.428
Les Brouzils (n=16)	34.2	0.92
La Télachère (n=14)	34.2	0.23
La Chardière (n=8)	34.2	0.33

Résultats des analyses des teneurs en Au par LA-ICP-MS réalisées sur les arsénopyrites du gisement à Au de la Bellière et des occurrences à Sb du secteur

Arsénopyrites	Au (ppm)	Incertitude (ppm)	Limite de détection (ppm)				Arsénopyrites	Au (ppm)	Incertitude (ppm)	Limite de détection (ppm)
Standard interne Sb				MASS25	44.81		Standard interne Fe			
	74.57	10.60	0.21	MASS26	48.98			2.02	0.14	0.02
	50.52	7.31	0.12	MASS27	50.54			0.90	0.07	0.02
	138.82	20.46	0.22	MASS28	63.36			0.51	0.04	0.02
	50.19	7.55	0.07	MASS29	47.27			0.40	0.03	0.02
	95.29	14.65	0.13	MASS30	46.65			0.57	0.04	0.02
	61.61	9.70	0.17	MASS19	49.74			1.89	0.14	0.02
	56.20	9.06	0.19	MASS20	43.10			0.40	0.03	0.02
	43.09	7.13	0.36	MASS21	48.62			0.51	0.04	0.02
	113.47	19.27	0.13	MASS22	49.93			1.50	0.12	0.02
	23.33	4.07	0.08	MASS23	48.36			0.64	0.05	0.02
	19.53	3.51	0.12	MASS24	44.89			0.63	0.05	0.02
	128.80	23.78	0.10	Erreur analytique %	-3.95	%	Moyenne	0.91		
	70.17	13.74	0.13				Ecart-type	0.60		
	67.93	5.41	0.09	NIST61017	24.90					
	84.61	6.89	0.12	NIST61018	24.98		MASS13	51.11		
	58.94	4.92	0.07	NIST61019	30.82		MASS14	46.73		
	64.36	5.69	0.10	NIST61020	29.21		MASS15	44.40		
	86.68	7.90	0.11	NIST61013	22.63		MASS16	46.86		
	55.53	5.22	0.11	NIST61014	22.57		MASS17	48.61		
	22.56	2.20	0.13	NIST61015	20.84		MASS18	45.13		
	16.49	1.68	0.36	NIST61016	21.44		Erreur analytique %	-0.30	%	
	90.19	9.37	0.11	Erreur analytique %	-4.55	%				
	115.65	12.43	0.14				NIST6109	4.16		
	92.75	10.32	0.09				NIST61010	4.18		
	80.33	9.24	0.08				NIST61011	4.24		
	36.98	4.40	0.09				NIST61012	3.92		
	34.73	4.28	0.10				Erreur analytique %	82.52	%	
Moyenne	67.90									
Ecart-type	33.13									

Valeurs certifiées des standards		
NIST_610	Au_ppm	
(Jochum et al., 201		23.6
MASS-1		47
(Wilson et al., 2002)		

Reproductibilité des mesures d'après les valeurs analysées du standard MASS-1 (n=18)	**9.12**	**%**
Reproductibilité des mesures d'après les valeurs analysées du standard NIST-610 pour les analyses des arsénopyrites	**14.71**	**%**
Reproductibilité des mesures d'après les valeurs analysées du standard NIST-610 pour les analyses des arsénopyrites	**3.41**	**%**

Résultats des analyses des teneurs en Au par LA-ICP-MS réalisées sur les arsénopyrites du gisement à Sb-Au-(W) de la Lucette

Arsénopyrites de la Lucette	Au (ppm)	Incertitude (ppm)	Limite de détection (ppm)			
Standard interne Sb						
LUCl	64.27	11.76	0.01	MASS!B	42.84	
LUCM	29.12	5.46	0.03	MASS1C	47.42	
LUCP	372.28	75.80	0.01	MASS4	49.17	
LUCR	184.71	40.02	0.01	MASS5	47.29	
LUCS	63.23	14.15	0.01	MASS6	46.89	
LUCT	278.26	64.37	0.01	MASS7	47.09	
LUCV	28.08	6.95	0.03	MASS8	47.86	
LUCW	63.09	16.17	0.00	MASS9	42.41	
LUCX	870.42	230.89	0.07	MASS10	51.58	
LUCA	303.84	14.37	0.13	MASS11	38.20	
LUCB	244.84	11.77	0.04	MASS12	52.40	
LUCF	234.95	12.30	0.02	Erreur analytique %	0.74	%
LUCH	165.38	9.13	0.01			
LUCI	227.79	12.95	0.03	NIST6105	20.05	
Moyenne	223.59			NIST6106	19.79	
Ecart-type	216.32			NIST107	22.85	
				NIST108	22.98	
				NIST610A	19.24	
				NIST610B	17.54	
				NIST6103	23.24	
				NIST6104	23.20	
				Erreur analytique %	10.55	%

Reproductibilité des mesures d'après les valeurs analysées du standard MASS-1 (n=11)	**8.85**	**%**
Reproductibilité des mesures d'après les valeurs analysées du standard NIST-610 (n=8)	**10.52**	**%**

Résultats des analyses des teneurs en Au par LA-ICP-MS réalisées sur les arsénopyrites des gisements à Sb(Au) de Vendée

Standard interne Fe utilisé pour l'ensemble des analyses

Arsénopyrites	Au (ppm)	Incertitude (ppm)	Limite de détection (ppm)
	6.82	0.74	0.0156
	272.02	30.25	0.0305
	252.10	28.77	0.0197
	292.45	34.33	0.0264
	391.46	47.35	0.0325
	369.88	46.18	0.0347
	342.12	44.14	0.0198
	460.20	61.44	0.0177
	317.86	43.95	0.0156
	306.43	43.91	0.0394
	323.14	48.02	0.0284
	73.04	11.26	0.0344
	76.81	12.29	0.018
	254.07	42.19	0.0301
	232.27	40.03	0.0283
	275.13	49.22	0.0218
Moyenne	265.36		
Ecart-type	121.14		
MASS24	46.76		
MASS25	43.52		
MASS1-22	42.90		
MASS23	48.85		
MASS26	50.52		
MASS27	52.05		
MASS28	53.25		
Erreur analytique %	-2.69	%	
NIST61012	16.52		
NIST61010	16.15		
NIST61011	15.71		
Erreur analytique %	31.67	%	

Arsénopyrites des	Au (ppm)	Incertitude (ppm)	Limite de détection (ppm)
	22.98	1.18	0.01
	15.59	0.81	0.02
	35.34	1.83	0.02
	35.23	1.85	0.01
	40.68	2.16	0.02
	50.90	2.74	0.02
	20.19	1.11	0.02
	21.69	1.22	0.03
	49.80	2.84	0.02
	28.99	1.70	0.01
	22.43	1.34	0.01
	17.13	1.05	0.02
	7.84	0.50	0.02
	38.82	2.51	0.03
Moyenne	29.12		
Ecart-type	13.02		
MASS1-18	44.10		
MASS1-15	47.08		
MASS1-19	46.93		
MASS1-20	46.23		
MASS1-21	50.93		
Erreur analytique %	-0.11	%	
NIST610-9	19.26		
Erreur analytique %	18.39	%	

Arsénopyrites	Au (ppm)	Incertitude (ppm)	Limite de détection (ppm)
	14.94	1.53	0.01
	5.78	0.60	0.02
	18.53	1.94	0.02
	14.80	1.57	0.02
	9.46	1.02	0.02
	15.11	1.66	0.02
	14.00	1.57	0.03
	13.82	1.59	0.05
	14.62	1.72	0.02
	14.62	1.76	0.01
	15.77	1.95	0.02
	15.56	1.97	0.01
	11.84	1.54	0.02
	16.73	2.23	0.03
	11.36	1.56	0.02
	11.34	1.60	0.02
Moyenne	13.64		
Ecart-type	3.08		
MASS33	49.28		
MASS31	45.16		
MASS32	54.75		
MASS34	45.21		
MASS35	46.38		
MASS36	45.84		
Erreur analytique	-1.64	%	
NIST61014	25.18		
NIST61013	18.52		
Erreur analytique	7.42	%	

Arsénopyrites	Au (ppm)	Incertitude (ppm)	Limite de détection (ppm)
	26.63	3.52	0.04
	3.76	0.50	0.02
	36.77	5.00	0.02
	6.06	0.84	0.02
	33.53	4.73	0.02
	5.25	0.76	0.04
	14.69	2.16	0.02
	3.99	0.60	0.02
	2.49	0.38	0.02
	2.81	0.45	0.01
	80.52	13.04	0.02
	50.42	8.39	0.02
	39.70	6.78	0.02
	229.57	40.28	0.02
	5.70	1.03	0.03
Moyenne	36.13		
Ecart-type	58.11		
MASS11	56.53		
MASS9	46.07		
MASS10	47.59		
MASS12	46.48		
MASS13	44.42		
MASS14	53.52		
Erreur analytiqu	-4.47	%	
NIST6104	19.60		
NIST6105	20.89		
NIST6106	19.65		
Erreur analytiqu	15.06	%	

Reproductibilité des mesures d'après les valeures analysées du standard MASS-1 (n=24)	**7.75**	**%**
Reproductibilité des mesures d'après les valeurs analysées du standard NIST-610 (n=9)	**15.29**	**%**

Annexe 12 : Conditions analytiques de l'équipement LA-ICP-MS utilisé pour les datations U/Pb réalisées sur les apatites de la Lucette et de Bonnac-Scoufour (Brioude-Massiac).

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	*Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Rennes, France*
Sample type/mineral	*apatite*
Sample preparation	*Thin and polished sections*
Imaging	*MEB Merlin Compact Zeiss with EDS detector EDS (Bruker, Quantax – Xflash6– 129 eV)*
Laser ablation system	
Make, Model & type	*ESI NWR193UC, Excimer*
Ablation cell	*ESI NWR TwoVol2*
Laser wavelength	*193 nm*
Pulse width	*< 5 ns*
Fluence	*6.5 J/cm2*
Repetition rate	*5 Hz*
Spot sizes	*40 µm (round spot)*
Sampling mode / pattern	*Single spot*
Carrier gas	*100% He, Ar make-up gas and N2 (3 ml/mn) combined using in-house smoothing device*
Background collection	*20 seconds*
Ablation duration	*60 seconds*
Wash-out delay	*15 seconds*
Cell carrier gas flow (He)	*0.75 l/min*
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	*Agilent 7700x, Q-ICP-MS*
Sample introduction	*Via conventional tubing*
RF power	*1350W*
Sampler, skimmer cones	*Ni*
Extraction lenses	*X type*
Make-up gas flow (Ar)	*0.87 l/min*
Detection system	*Single collector secondary electron multiplier*
Data acquisition protocol	*Time-resolved analysis*
Scanning mode	*Peak hopping, one point per peak*
Detector mode	*Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 106 cps*
Masses measured	^{43Ca}, ^{204}(Hg + Pb), ^{206Pb}, ^{207Pb},^{208Pb}, ^{232Th}, ^{238U}
Integration time per peak	*10-30 ms*
Sensitivity / Efficiency	*28 000 cps/ppm Pb (50µm, 10Hz)*
Dwell time per isotope	*5-70 ms depending on the masses*
Data Processing	
Gas blank	*20 s on-peak*
Calibration strategy	*Madagascar apatite used as primary reference material, Durango and McClure apatite standards*
	used as secondary reference material (quality control)
Reference Material info	*Madagascar (Thomson et al., 2012) Durango (McDowell et al., 2005) McClure (Schoene and Bowring, 2006)*

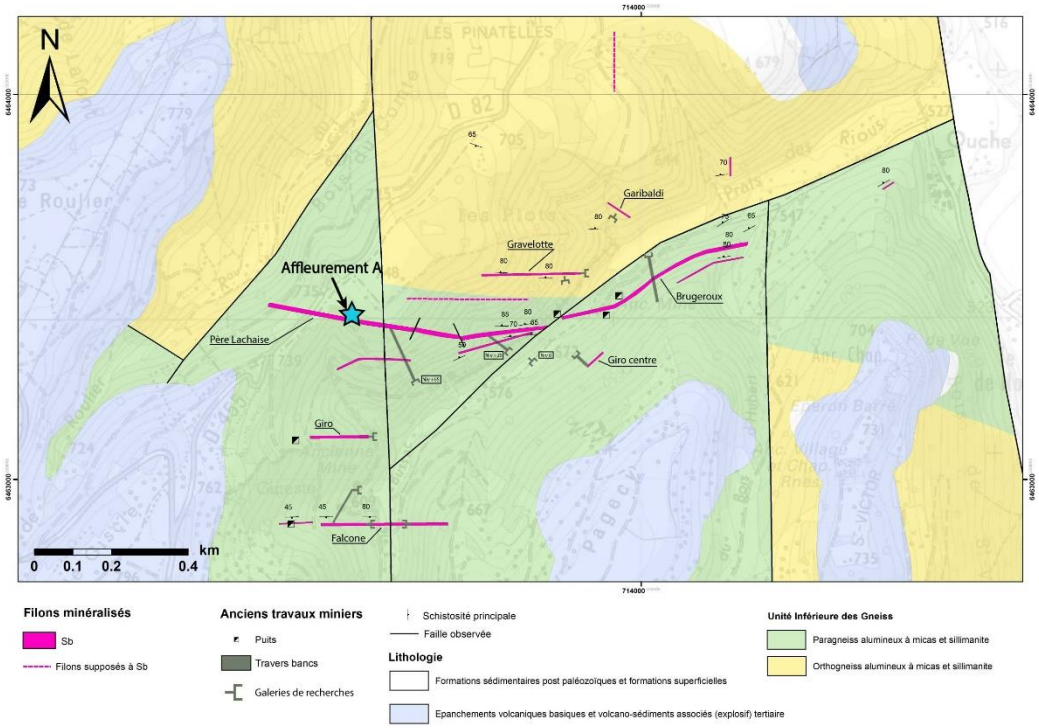
Data processing package used	*Iolite (Paton et al., 2010), VizualAge_UcomPbine (Chew et al., 2014)*
Quality control / Validation : ***La Lucette deposit (Armorican massif)***	*Durango: Weighted average ^{207Pb} corrected age = 32.51 ± 0.92 Ma (MSWD = 0.082)*
	McClure: Weighted average ^{207Pb} corrected age = 523.8 ± 8.4 Ma (MSWD = 4.1)
Quality control / Validation : ***Bonnac-Scoufour mineralizations (French Massif central)***	*Durango: Weighted average ^{207Pb} corrected age = 31.89 ± 0.70 Ma (MSWD = 0.62)*
	McClure: Weighted average ^{207Pb} corrected age = 526 ± 14 Ma (MSWD = 1.7)

Annexe 13 : Résultats des analyses LA-ICP-MS des apatites datées du gisement de la Lucette.

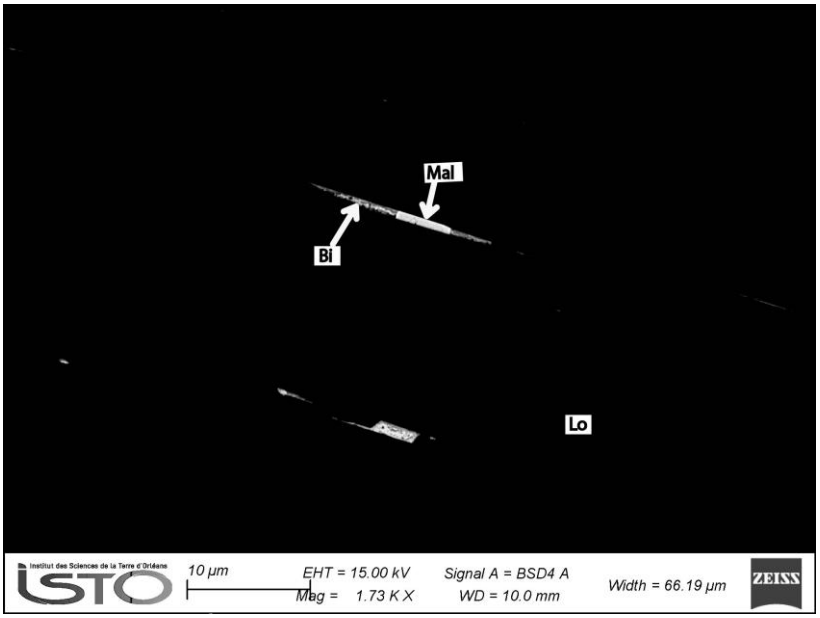
Representative LA-ICP-MS U-Pb analyses for apatite from la Lucette deposit

	U (ppm)	Pb (ppm)	238U/206Pb	Error (2σ)	207Pb/206Pb	Error (2σ)	Final 207 Age	Error (2σ)
Lucette_1	20.90	0.56	19.340	4.423	0.1452	5.0964	289	13
Lucette_2	17.60	0.46	19.070	4.940	0.1438	6.4673	295	14
Lucette_3	18.46	0.78	18.340	5.659	0.1847	7.0384	288	15
Lucette_4	42.00	3.67	15.440	4.587	0.289	4.1522	287	10
Lucette_5	38.90	0.69	19.520	4.088	0.1215	3.2922	296	14
Lucette_6	32.73	0.55	19.710	5.689	0.1115	16.1435	298	14
Lucette_7	24.44	4.47	10.780	4.706	0.419	2.6253	318	17
Lucette_9	2.93	0.74	9.230	8.921	0.47	3.6170	338	30
Lucette_10	11.78	0.62	17.780	5.282	0.142	11.9718	317	14
Lucette_11	15.43	1.97	14.790	5.308	0.278	4.6763	309	11
Lucette_12	5.59	6.84	3.220	8.721	0.713	1.6830	383	46
Lucette_13	5.20	2.20	8.260	10.595	0.528	2.4621	316	33
Lucette_14	2.13	2.63	3.220	4.777	0.709	2.3977	394	80
Lucette_15	2.49	3.00	3.607	4.287	0.677	1.7725	401	80
Lucette_16	2.43	2.17	4.700	5.568	0.635	2.8346	371	70
Lucette_17	2.22	3.22	3.170	5.000	0.706	2.9745	418	100
Lucette_18	2.06	2.35	3.850	6.227	0.677	2.5111	371	46
Lucette_19	1.84	2.16	3.771	4.863	0.708	3.3898	388	110
Lucette_20	9.15	9.10	4.070	7.955	0.7033	1.3081	300	25
Lucette_21	18.24	4.81	9.840	5.775	0.426	3.5211	345	18
Lucette_22	6.22	7.73	3.100	7.759	0.677	1.9202	446	47
Lucette_23	17.10	7.36	7.210	13.072	0.513	4.0936	384	21
Lucette_24	2.71	8.96	1.410	9.505	0.747	1.6064	730	110
Lucette_25	17.04	24.70	2.910	25.385	0.675	1.4815	505	33
Lucette_26	34.70	2.79	14.630	4.532	0.238	4.6218	331	15
Lucette_27	4.15	0.69	11.330	15.385	0.354	8.7571	360	32
Lucette_28	5.01	1.94	7.500	11.905	0.532	5.8271	348	27
Lucette_29	44.00	8.01	10.650	6.633	0.424	5.8962	324	13
Lucette_30	11.90	1.89	11.160	18.681	0.38	7.1053	336	22
Lucette_31	8.45	1.64	10.820	6.133	0.396	5.3030	338	17
Lucette_32	0.92	1.27	2.960	10.577	0.771	2.3346	482	85

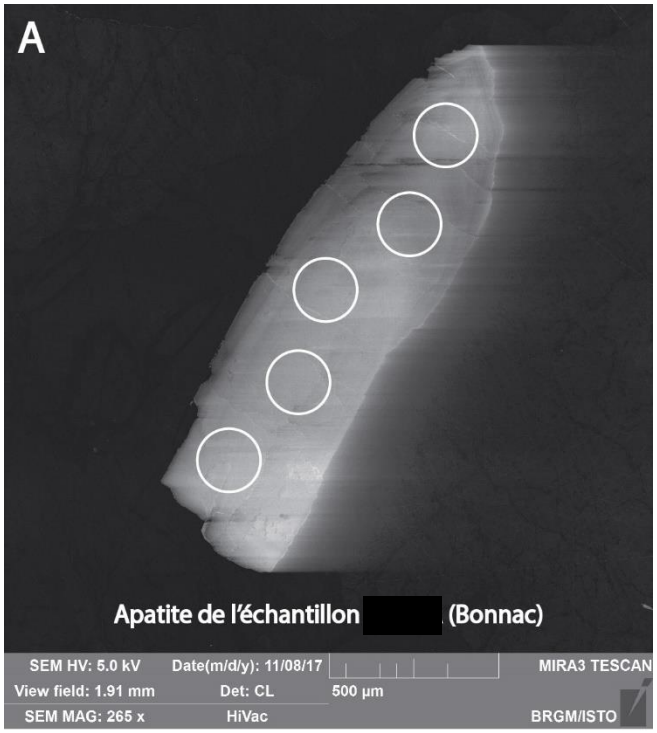
Annexe 14 : Carte géologique et structural simplifiée du secteur d'Ouche avec localisation du point d'affleurement.

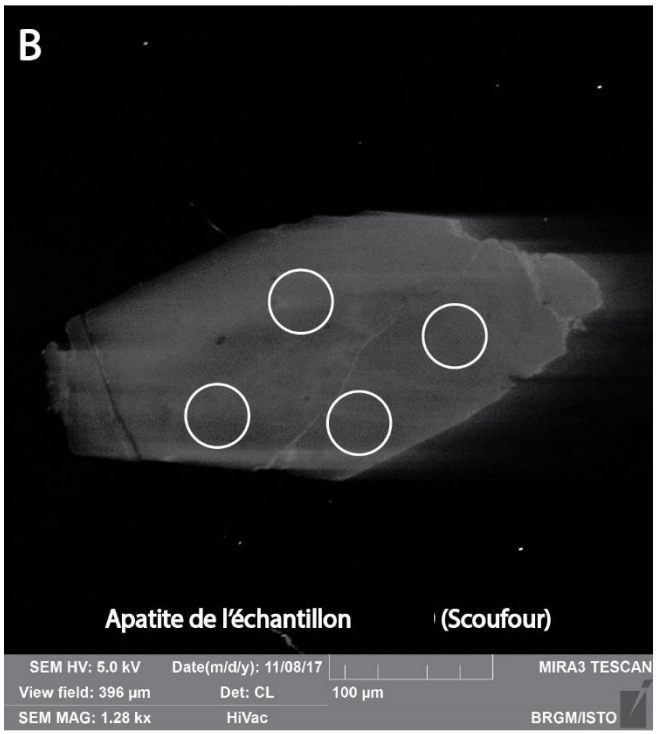


Annexe 15 : Cliché MEB de maldonite (Mal) dans une plage fine de bismuth natif (Bi) contenue dans de la löllingite (Lo), Bonnac, filon Costillon.



Annexe 16 : Images représentatives en cathodoluminescence d'apatites datées. Les cercles blancs correspondent aux tires laser réalisés pour la datation.





Annexe 17 : Résultats des analyses LA-ICP-MS des apatites datées des minéralisations à W-As-Au de Bonnac-Scoufour.

Representative LA-ICP-MS U-Pb analyses for apatite from Bonnac-Scoufour mineralizations

		U (ppm)	Pb (ppm)	238U/206Pb	Error (2σ)	207Pb/206Pb	Error (2σ)	Final 207 Age	Error (2σ)
		111.90	7.82	15.830	0.250	0.2212	0.0054	317	16
		122.60	7.77	16.130	0.220	0.2083	0.0030	316	14
		115.90	8.24	15.530	0.220	0.2283	0.0053	317	13
		88.40	8.02	14.510	0.130	0.2680	0.0031	318	17
		127.60	10.31	15.700	0.130	0.2254	0.0024	316	17
		66.10	7.61	13.350	0.130	0.3069	0.0044	324	19
		73.70	7.89	13.620	0.180	0.2896	0.0054	327	16
		176.80	10.11	16.340	0.230	0.1849	0.0039	324	17
		64.44	7.24	13.640	0.120	0.2992	0.0037	322	18
		148.70	10.11	15.750	0.190	0.2071	0.0027	324	16
		66.79	10.16	11.660	0.140	0.3781	0.0048	323	22
		158.30	13.75	14.540	0.120	0.2616	0.0031	322	16
		90.33	14.57	11.950	0.130	0.3472	0.0039	336	21
		97.10	10.38	13.500	0.200	0.3023	0.0110	322	21
		41.64	21.18	5.768	0.096	0.6060	0.0063	344	43
		39.08	40.03	3.384	0.055	0.7010	0.0070	369	63
		51.83	12.96	9.000	0.160	0.4660	0.0077	343	30
		51.96	39.50	4.255	0.091	0.6550	0.0077	377	44
		38.60	33.40	3.870	0.130	0.6810	0.0066	362	40
		207.80	17.13	14.780	0.200	0.2421	0.0078	327	16
		204.30	22.95	13.660	0.160	0.3051	0.0062	317	11
Scoufour		68.00	32.18	6.160	0.100	0.5915	0.0075	341	20
Bonnac		29.06	3.39	12.930	0.150	0.3233	0.0063	324	14
		30.09	3.58	12.970	0.180	0.3140	0.0110	333	13
		26.70	2.79	13.030	0.170	0.2997	0.0074	336	16
		24.32	2.65	13.500	0.280	0.3000	0.0120	325	22
		11.66	2.86	9.440	0.160	0.4710	0.0085	323	28
		13.39	3.39	9.730	0.150	0.4550	0.0083	326	23
		13.13	3.52	9.510	0.140	0.4573	0.0075	333	25
		13.53	2.97	10.730	0.340	0.4260	0.0090	321	29
		11.25	3.02	9.240	0.130	0.4747	0.0140	326	24
		23.39	3.31	12.420	0.180	0.3438	0.0077	324	16
		138.10	5.24	16.830	0.150	0.1567	0.0027	325	11
		76.90	5.10	15.340	0.240	0.2360	0.0047	319	12
		315.50	6.81	17.830	0.220	0.1208	0.0026	324	12
		79.80	5.17	15.220	0.260	0.2271	0.0045	325	13
		76.51	4.93	15.650	0.150	0.2160	0.0027	320	12
		243.20	5.29	17.940	0.160	0.1138	0.0027	324	11
		34.74	3.53	13.280	0.160	0.2944	0.0052	332	16
		48.50	4.04	14.260	0.200	0.2660	0.0052	326	15

Annexe 18 : Résultats des compositions en éléments traces et terres rares des scheelites et apatites de la Lucette, la Bellière obtenues par analyses LA-ICP-MS.

					Average	Standard deviation
Y89	387.32	454.35	417.72	428.88	422.07	27.78
Zr91	<0.34	<0.209	<0.217	0.39	-	-
Nb93	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01
Mo97	<0.106	<0.084	<0.087	<0.095	-	-
Sb121	<0.61	<0.45	<0.47	<0.50	-	-
La139	126.81	297.29	165.70	170.91	190.18	74.07
Ce140	357.97	679.31	429.28	481.19	486.94	137.84
Pr141	48.18	73.39	52.86	61.03	58.87	11.04
Nd146	216.22	277.70	224.38	274.27	248.14	32.35
Sm147	69.69	73.28	69.03	80.73	73.18	5.37
Eu151	241.50	280.23	229.26	236.90	246.97	22.74
Gd160	74.49	71.53	71.87	81.32	74.80	4.54
Tb159	13.55	13.41	13.51	14.88	13.84	0.70
Dy161	77.35	79.95	81.67	84.15	80.78	2.86
Ho165	13.18	14.17	14.26	14.27	13.97	0.53
Er167	28.03	31.97	31.88	30.26	30.54	1.85
Tm169	3.09	3.62	3.65	3.24	3.40	0.28
Yb173	14.32	17.03	17.93	14.59	15.97	1.79
Lu175	1.18	1.42	1.55	1.20	1.34	0.18
Au197	<0.0169	0.02	<0.0175	<0.0215	-	-
Ce/Ce*	1.11	1.11	1.11	1.14	1.12	0.02
Eu/Eu*	10.22	11.80	9.92	8.91	10.21	1.20

											Average	Standard deviation
Y89	112.15	131.04	176.78	119.08	76.83	69.56	110.71	169.71	79.77	33.73	107.94	44.70
Zr91	5.39	5.51	5.25	5.24	5.28	5.28	5.33	5.29	5.35	5.45	5.34	0.09
Nb93	5.59	4.30	7.04	2.94	3.15	1.98	4.23	3.86	1.91	1.52	3.65	1.74
Mo97	1.01	0.95	1.08	1.12	1.22	1.27	1.08	1.29	1.29	1.30	1.16	0.13
Sb121	0.45	0.12	0.27	0.44	0.20	0.28	0.25	0.15	0.17	0.26	0.26	0.11
La139	50.48	27.07	46.35	43.94	39.51	34.93	18.53	62.05	47.02	18.43	38.83	14.17
Ce140	105.18	104.26	137.93	110.92	78.04	69.48	82.58	145.70	85.02	37.48	95.66	32.24
Pr141	13.28	18.38	18.44	14.34	9.24	8.52	15.40	19.28	8.99	4.30	13.02	5.07
Nd146	60.57	99.60	76.25	56.97	34.72	35.08	80.27	81.42	31.49	16.52	57.29	27.08
Sm147	19.75	32.66	21.62	15.68	8.43	10.78	24.68	22.41	7.36	4.46	16.78	8.98
Eu151	348.08	103.30	428.14	423.74	372.26	421.15	79.71	359.66	391.77	148.61	307.64	139.63
Gd160	25.93	41.73	25.29	18.68	9.37	13.31	29.29	26.12	8.42	5.10	20.32	11.42
Tb159	4.45	6.96	4.67	3.29	1.73	2.35	4.98	4.67	1.55	0.90	3.55	1.91
Dy161	43.00	63.15	45.24	31.11	16.21	19.55	39.27	37.56	12.47	6.84	31.44	17.53
Ho165	7.98	11.54	8.41	5.36	2.86	3.27	6.66	6.78	2.34	1.19	5.64	3.24
Er167	13.83	18.46	16.44	11.07	6.13	6.20	12.55	15.22	5.82	2.69	10.84	5.33
Tm169	1.45	1.65	1.99	1.31	0.74	0.66	1.21	1.83	0.84	0.32	1.20	0.55
Yb173	7.26	6.67	10.54	6.40	3.79	3.09	4.84	9.55	5.10	1.63	5.89	2.79
Lu175	0.56	0.49	0.86	0.50	0.30	0.22	0.35	0.84	0.51	0.13	0.48	0.24
Au197	1.87	1.70	1.74	1.73	1.77	1.83	1.91	1.93	1.94	2.03	1.84	0.11
Ce/Ce*	0.98	1.13	1.14	1.07	0.99	0.97	1.18	1.02	1.00	1.02	1.05	0.08
Eu/Eu*	46.89	8.53	55.81	75.47	127.68	107.17	9.04	45.31	151.70	94.98	72.26	48.10

											Average	Standard deviation
Y89	18.09	31.24	37.36	42.87	68.28	44.21	126.34	39.95	27.02	28.11	46.35	31.18
Zr91	6.70	6.47	6.97	6.62	6.16	6.57	6.70	6.67	6.36	6.71	6.59	0.22
Nb93	0.81	0.82	0.87	0.81	0.77	0.80	0.83	0.82	0.78	0.82	0.81	0.03
Mo97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.02
Sb121	0.98	0.44	0.57	0.53	0.66	0.50	2.13	0.46	1.18	0.56	0.80	0.53
La139	0.15	0.18	0.21	0.17	0.23	0.13	0.18	0.17	0.19	0.16	0.18	0.03
Ce140	0.34	0.50	0.67	0.57	1.18	0.40	1.05	0.46	0.61	0.46	0.62	0.28
Pr141	0.03	0.07	0.11	0.10	0.24	0.07	0.25	0.06	0.11	0.07	0.11	0.07
Nd146	0.15	0.30	0.60	0.56	1.43	0.39	1.78	0.38	0.65	0.36	0.66	0.52
Sm147	0.04	0.13	0.30	0.38	0.86	0.33	1.64	0.33	0.43	0.20	0.46	0.47
Eu151	0.07	0.22	0.42	0.63	1.24	0.56	2.16	0.40	0.33	0.28	0.63	0.62
Gd160	0.19	0.69	1.61	1.95	4.46	1.80	9.06	1.66	1.02	0.77	2.32	2.64
Tb159	0.04	0.19	0.42	0.45	1.09	0.47	2.33	0.43	0.23	0.19	0.58	0.68
Dy161	0.61	2.09	4.43	3.78	10.41	4.62	21.03	4.13	1.94	2.04	5.51	6.08
Ho165	0.17	0.52	1.04	0.82	2.25	1.10	4.35	0.99	0.44	0.52	1.22	1.24
Er167	0.81	1.87	3.34	2.68	6.77	3.71	12.88	3.56	1.57	1.89	3.91	3.56
Tm169	0.20	0.38	0.48	0.47	0.90	0.61	1.78	0.60	0.32	0.35	0.61	0.45
Yb173	1.92	3.10	2.79	3.41	5.06	4.31	10.15	4.12	2.67	2.70	4.02	2.34
Lu175	0.29	0.45	0.34	0.44	0.57	0.57	1.14	0.56	0.38	0.39	0.51	0.24
Au197	3.96	3.55	3.48	3.51	3.59	3.56	3.46	3.48	3.09	3.19	3.49	0.23
Ce/Ce*	1.18	1.11	1.08	1.07	1.22	1.03	1.20	1.06	1.02	1.01	1.10	0.08
Eu/Eu*	2.49	2.28	1.82	2.21	1.93	2.20	1.71	1.66	1.52	2.16	2.00	0.32

Annexe 19 : Conditions analytiques et tableaux des analyses microsondes réalisées sur les sulfures, aluminosilicates et carbonates acquises durant cette étude.

Microsondes : laboratoire de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

Conditions analytiques

Programme sulfure

Microsonde Cameca SX 5
Tension = 20 kv
Intensité = 40 nA
Temps de comptage pour les standards et échantillons = 30 s pour tous les éléments sauf Au= 60s

Standards utilisés (raie d'émission) :
pyrite (Fe Kα, S Kα), or métal (Au Lα), nickel métal (Ni Kα), cobalt métal (Co Kα),
stibine (Sb Lα), galène (Pb mα), cuivre métal (Cu Kα), AsGa synthétique (As Lα),
sphalérite (Zn Kα), cadmium métal (Cd Lα), argent métal (Ag Lα), bismuth métal (Bi Lα),
tellure métal (Te Lα), Germanium métal (Ge kα)

Programme grains d'or

Microsonde Cameca SX 5
Tension = 20 kv
Intensité = 60 nA
Temps de comptage pour les standards et échantillons : Au= 30 s ; Cu= 120 s ; Ag= 30 s
Bi= 60s ; Te= 60s ; Hg= 60s ; S= 10s ; Sb= 10s

Standards utilisés (raie d'émission) :
pyrite (S Kα), or métal (Au Lα), stibine (Sb Lα), cuivre métal (Cu Kα), argent métal (Ag Lα)
bismuth métal (Bi Lα), tellure métal (Te Lα), Cinabre (Hg Lα)

Programme carbonates

Microsonde Cameca SX 5
Tension = 15 kv
Intensité = 6 nA
Temps de comptage pour les standards et échantillons = 10 s

Standards utilisés (raie d'émission) :
Albite (Si), FeO/olivine (Fe), MnTiO3 (Mn), Dolomite (Mg), Calcite (Ca), Stronzianite (Sr)

Programme silicates (illites, séricites)

Microsonde Cameca SX 5
Tension = 15 kv
Intensité = 6 nA
Temps de comptage pour les standards et échantillons = 10 s

Standards utilisés (raie d'émission) :
Orthose (K), MnTiO3 (Ti), Albite (Si), Al2O3 (Al), FeO (Fe)
MnTiO3 (Mn), MgO (Mg), Andradite (Ca), Albite (Na)

Vendée

Arsénopyrites

		Weight%							Det.Lim ppm						Atomic%						
Localisation	Commentaires	S (W%)	Fe	Ni	As	Sb	Au	Total	S	Fe	Ni	As	Sb	Au	S	Fe	Ni	As	Sb	Au	Total
Véronnière		22.22	35.14	bdl	42.50	0.27	bdl	100.14	343	321	366	807	512	-	36.64	33.26	0.00	29.98	0.12	0.00	100
Véronnière		21.73	33.20	bdl	44.47	0.20	bdl	99.59	334	318	351	824	532	-	36.29	31.83	0.00	31.79	0.09	0.00	100
Véronnière		21.85	34.73	0.05	43.18	0.05	bdl	99.85	333	319	353	814	524	-	36.23	33.07	0.04	30.64	0.02	0.00	100
Véronnière		21.19	34.89	bdl	44.20	0.08	bdl	100.35	318	311	361	822	515	792	35.23	33.29	0.00	31.45	0.03	0.00	100
Véronnière		20.87	35.00	bdl	44.11	bdl	bdl	99.98	326	312	359	818	507	-	34.88	33.58	0.00	31.54	0.00	0.00	100
Véronnière		21.74	35.14	bdl	42.98	0.09	bdl	99.95	319	321	358	819	526	-	36.04	33.44	0.00	30.48	0.04	0.00	100
Véronnière		22.10	34.89	bdl	42.81	0.11	bdl	99.92	317	315	360	806	511	-	36.54	33.12	0.00	30.29	0.05	0.00	100
Véronnière		21.34	34.78	0.05	43.38	bdl	bdl	99.55	320	310	352	815	519	-	35.63	33.33	0.05	30.99	0.00	0.00	100
Véronnière		21.14	34.82	bdl	43.61	bdl	bdl	99.56	312	314	359	825	517	793	35.36	33.43	0.00	31.21	0.00	0.00	100
Chardière		21.32	34.48	bdl	43.26	0.12	bdl	99.18	300	308	357	816	526	-	35.74	33.18	0.00	31.03	0.05	0.00	100
Chardière		21.19	34.48	bdl	42.82	0.18	bdl	98.68	335	319	-	822	512	-	35.70	33.35	0.00	30.87	0.08	0.00	100
Chardière		21.28	34.47	bdl	42.83	0.73	bdl	99.31	324	312	360	813	518	-	35.71	33.21	0.00	30.76	0.32	0.00	100
Chardière		21.59	33.96	bdl	42.60	0.23	bdl	98.37	377	305	-	843	579	-	36.36	32.84	0.00	30.70	0.10	0.00	100
Chardière		21.36	34.17	bdl	43.11	0.37	bdl	99.02	377	318	-	853	597	-	35.89	32.95	0.00	30.99	0.17	0.00	100
Chardière		21.73	34.70	bdl	43.47	0.00	bdl	99.90	382	316	-	870	597	-	36.07	33.06	0.00	30.87	0.00	0.00	100
Chardière		21.20	33.83	bdl	42.63	0.10	bdl	97.76	351	312	-	865	582	-	36.00	32.97	0.00	30.98	0.04	0.00	100
Chardière		22.03	34.56	bdl	41.03	0.92	bdl	98.55	372	312	-	844	584	-	36.92	33.25	0.00	29.42	0.41	0.00	100
Télachère		20.93	33.86	bdl	44.09	0.06	bdl	98.94	366	314	355	826	570	-	35.33	32.80	0.00	31.85	0.02	0.00	100
Télachère		20.01	33.20	bdl	43.98	0.07	0.08	97.33	364	310	354	820	573	791	34.56	32.90	0.00	32.49	0.03	0.02	100
Télachère		20.87	34.24	bdl	43.59	0.30	bdl	99.00	367	311	-	832	569		35.23	33.17	0.00	31.47	0.13	0.00	100
Télachère		20.72	34.28	bdl	44.78	0.09	bdl	99.87	378	306	355	824	588	-	34.78	33.02	0.00	32.16	0.04	0.00	100
Télachère		21.08	34.64	bdl	43.83	0.35	bdl	99.89	351	310	356	819	578	-	35.24	33.25	0.00	31.36	0.15	0.00	100
Télachère		21.30	34.95	bdl	43.25	0.29	bdl	99.78	369	306	356	827	563	-	35.53	33.47	0.00	30.87	0.13	0.00	100
Télachère		21.08	34.40	bdl	43.61	0.27	bdl	99.36	347	307	357	818	572	-	35.40	33.15	0.00	31.33	0.12	0.00	100
Télachère		21.11	34.83	bdl	43.67	0.27	bdl	99.89	356	307	-	818	574	-	35.26	33.40	0.00	31.22	0.12	0.00	100
Télachère		21.35	34.80	bdl	44.42	0.33	bdl	100.90	365	315	350	829	580	-	35.34	33.06	0.00	31.46	0.14	0.00	100
Télachère		21.36	34.90	bdl	43.43	0.38	bdl	100.07	358	310	356	819	568	-	35.55	33.34	0.00	30.94	0.17	0.00	100
Télachère		21.30	34.80	bdl	43.48	0.26	bdl	99.83	363	312	-	829	565	-	35.53	33.32	0.00	31.04	0.11	0.00	100
Télachère		21.44	34.79	bdl	43.63	0.27	bdl	100.13	349	307	351	818	581	-	35.64	33.20	0.00	31.04	0.12	0.00	100
Brouzils		21.68	34.60	bdl	42.89	0.27	bdl	99.44	375	485	-	807	515	-	36.15	33.12	0.00	30.61	0.12	0.00	100
Brouzils		22.53	34.19	bdl	40.43	1.43	bdl	98.58	365	479	359	786	504	-	37.65	32.80	0.00	28.92	0.63	0.00	100
Brouzils		22.59	34.23	bdl	39.83	1.69	bdl	98.34	353	483	356	768	519	-	37.81	32.90	0.00	28.54	0.75	0.00	100
Brouzils		22.78	34.46	bdl	40.10	1.64	bdl	98.98	351	469	-	784	522	1126	37.86	32.89	0.00	28.53	0.72	0.00	100
Brouzils		22.06	34.15	bdl	42.56	0.45	bdl	99.22	360	478	-	797	525	-	36.77	32.68	0.00	30.36	0.20	0.00	100
Brouzils		21.74	33.61	bdl	42.96	0.17	bdl	98.47	371	472	-	792	507	1120	36.56	32.45	0.00	30.92	0.07	0.00	100
Brouzils		22.20	34.64	bdl	40.76	1.47	bdl	99.07	345	492	354	790	526	-	37.05	33.19	0.00	29.11	0.65	0.00	100
Brouzils		21.60	34.00	bdl	42.59	0.50	bdl	98.68	350	473	354	796	507	-	36.31	32.82	0.00	30.64	0.22	0.00	100
Brouzils		22.62	34.66	bdl	40.56	1.45	bdl	99.30	383	479	355	794	523	-	37.54	33.02	0.00	28.80	0.63	0.00	100
Brouzils		22.54	33.88	bdl	41.75	1.45	bdl	99.61	371	498	348	801	526	1106	37.42	32.29	0.00	29.66	0.63	0.00	100
Brouzils		21.94	34.02	bdl	42.09	0.52	bdl	98.57	359	488	362	794	518	-	36.80	32.76	0.00	30.21	0.23	0.00	100
Brouzils		22.36	34.44	0.09	41.78	0.59	bdl	99.26	374	485	351	798	520	-	37.14	32.83	0.08	29.69	0.26	0.00	100
Brouzils		21.96	34.10	bdl	42.52	0.16	bdl	98.73	352	484	-	795	504	-	36.74	32.75	0.00	30.44	0.07	0.00	100
Brouzils		21.94	34.20	bdl	41.89	0.85	bdl	98.88	351	484	349	785	515	-	36.74	32.88	0.00	30.01	0.37	0.00	100
Brouzils		22.89	34.50	bdl	40.60	1.04	bdl	99.03	350	476	359	794	513	-	37.94	32.82	0.00	28.79	0.45	0.00	100
Brouzils		22.04	34.16	0.04	41.41	0.98	bdl	98.63	370	465	352	787	520	-	36.94	32.88	0.04	29.71	0.43	0.00	100
Ramée		20.62	32.04	0.88	44.07	1.06	bdl	98.67	368	468	358	805	517	-	35.18	31.37	0.82	32.16	0.47	0.00	100
Ramée		20.98	32.76	0.13	43.38	0.89	bdl	98.15	352	469	359	796	533	-	35.76	32.06	0.12	31.65	0.40	0.00	100
Rochetrejoux		21.43	34.54	bdl	42.97	0.10	bdl	99.04	395	311	-	846	590	-	35.91	33.23	0.00	30.81	0.04	0.00	100
Rochetrejoux		21.94	34.55	bdl	42.33	0.08	bdl	98.90	365	313	-	849	584	-	36.62	33.11	0.00	30.24	0.03	0.00	100
Rochetrejoux		22.50	35.22	bdl	41.11	0.24	bdl	99.08	348	311	-	845	593	-	37.27	33.49	0.00	29.14	0.11	0.00	100
Rochetrejoux		23.32	35.24	bdl	39.03	1.54	bdl	99.12	384	315	-	830	575	-	38.44	33.35	0.00	27.54	0.67	0.00	100
Rochetrejoux		23.15	35.14	bdl	39.21	1.66	bdl	99.15	385	320	-	844	600	-	38.24	33.32	0.00	27.72	0.72	0.00	100
Rochetrejoux		22.40	34.98	bdl	41.03	0.99	bdl	99.41	376	316	-	841	577	-	37.14	33.30	0.00	29.12	0.43	0.00	100
Rochetrejoux		21.92	34.68	bdl	41.94	0.64	bdl	99.19	361	310	-	844	590	-	36.57	33.21	0.00	29.94	0.28	0.00	100
Rochetrejoux		22.07	34.38	bdl	42.63	0.11	bdl	99.19	364	319	-	846	589	-	36.74	32.85	0.00	30.37	0.05	0.00	100
Rochetrejoux		22.53	35.14	bdl	40.76	1.26	bdl	99.69	340	315	-	835	590	-	37.26	33.35	0.00	28.84	0.55	0.00	100
Rochetrejoux		22.44	34.78	bdl	42.28	0.10	bdl	99.60	390	322	-	857	577	-	37.07	32.99	0.00	29.90	0.04	0.00	100
Rochetrejoux		21.41	34.35	bdl	42.93	0.06	bdl	98.76	392	318	-	851	596	-	35.98	33.13	0.00	30.86	0.03	0.00	100
Rochetrejoux		22.21	34.68	bdl	41.49	0.98	bdl	99.37	402	313	-	839	583	-	36.94	33.10	0.00	29.53	0.43	0.00	100
Rochetrejoux		22.44	34.95	bdl	41.39	1.00	bdl	99.79	378	320	-	843	594	-	37.11	33.17	0.00	29.28	0.44	0.00	100
Rochetrejoux		22.24	34.69	bdl	41.18	1.25	bdl	99.36	373	320	-	839	582	-	37.00	33.13	0.00	29.32	0.55	0.00	100
Rochetrejoux		23.40	35.48	bdl	39.95	0.40	bdl	99.23	368	312	-	831	589	-	38.38	33.41	0.00	28.04	0.17	0.00	100
Rochetrejoux		21.36	34.64	bdl	42.34	0.35	bdl	98.68	376	315	-	845	574	-	35.92	33.44	0.00	30.48	0.15	0.00	100
Rochetrejoux		22.27	34.89	bdl	40.93	0.80	bdl	98.89	377	320	-	840	612	-	37.11	33.36	0.00	29.18	0.35	0.00	100
Rochetrejoux		21.44	34.81	bdl	42.75	0.48	bdl	99.48	383	305	-	856	592	-	35.83	33.39	0.00	30.57	0.21	0.00	100
Rochetrejoux		22.48	35.37	bdl	41.16	0.79	bdl	99.81	378	311	-	851	582	-	37.09	33.50	0.00	29.06	0.34	0.00	100
Rochetrejoux		21.51	34.46	bdl	42.18	0.53	bdl	98.67	356	315	-	852	591	-	36.16	33.26	0.00	30.34	0.23	0.00	100
Rochetrejoux		21.99	34.78	bdl	41.88	0.47	bdl	99.12	394	311	-	843	585	-	36.65	33.28	0.00	29.87	0.21	0.00	100
Rochetrejoux		21.55	34.38	bdl	42.61	0.11	bdl	98.65	348	325	-	855	579	-	36.18	33.15	0.00	30.62	0.05	0.00	100
Rochetrejoux		22.09	34.91	bdl	41.78	0.69	bdl	99.47	357	313	-	839	586	-	36.70	33.30	0.00	29.71	0.30	0.00	100
Rochetrejoux		22.07	34.80	bdl	41.87	0.71	bdl	99.45	372	314	-	843	583	-	36.69	33.21	0.00	29.79	0.31	0.00	100
Rochetrejoux		22.49	35.02	bdl	40.49	1.23	bdl	99.23	354	316	-	835	581	-	37.33	33.37	0.00	28.76	0.54	0.00	100
Rochetrejoux		23.04	34.72	bdl	40.52	0.96	bdl	99.24	377	317	-	838	581	-	38.04	32.91	0.00	28.63	0.42	0.00	100
Rochetrejoux		21.82	34.56	bdl	42.50	0.13	bdl	99.01	383	316	-	859	593	-	36.44	33.13	0.00	30.37	0.06	0.00	100

Pyrites

		Weight%					Det.Lim ppm				Atomic%				
Localisation	Commentaires	S	Fe	As	Sb	Total	S	Fe	As	Sb	S	Fe	As	Sb	Total
Baussonière		53.26	46.53	bdl	bdl	99.79	424	310	360	564	66.60	33.40	0.00	0.00	100
Baussonière		53.27	46.35	0.46	bdl	100.08	408	307	381	550	66.53	33.23	0.24	0.00	100
Baussonière		53.26	46.50	bdl	bdl	99.76	412	306	366	543	66.61	33.39	0.00	0.00	100
Baussonière		53.51	46.88	bdl	bdl	100.39	399	301	362	-	66.54	33.46	0.00	0.00	100
Baussonière		53.55	46.68	bdl	bdl	100.23	431	306	-	-	66.65	33.35	0.00	0.00	100
Brouzils		53.60	45.44	0.33	0.13	99.50	428	514	368	492	67.11	32.67	0.18	0.04	100
Brouzils		52.33	45.09	1.57	bdl	98.99	428	520	393	494	66.33	32.81	0.85	0.00	100
Brouzils		51.99	44.92	2.34	bdl	99.25	424	522	408	488	66.00	32.73	1.27	0.00	100
Brouzils		51.94	45.06	2.38	bdl	99.39	424	510	403	488	65.89	32.81	1.29	0.00	100
Brouzils		52.00	44.91	3.09	bdl	99.99	425	502	404	495	65.74	32.59	1.67	0.00	100
Brouzils		52.15	44.96	2.48	bdl	99.59	432	523	396	-	66.00	32.66	1.34	0.00	100
Brouzils		52.20	45.26	2.13	0.10	99.69	415	508	397	480	65.98	32.84	1.15	0.03	100
Brouzils		51.14	45.10	3.83	bdl	100.08	411	497	415	481	65.01	32.91	2.09	0.00	100
Brouzils		51.90	45.30	2.96	bdl	100.16	418	506	412	-	65.55	32.85	1.60	0.00	100
Brouzils		52.49	45.93	0.58	0.28	99.28	413	510	362	494	66.29	33.30	0.31	0.09	100
Brouzils		54.19	45.85	0.16	0.18	100.38	435	516	356	484	67.21	32.64	0.09	0.06	100
Brouzils		53.78	46.23	0.13	0.08	100.23	425	502	358	491	66.89	33.01	0.07	0.03	100
Brouzils		54.80	45.57	bdl	0.20	100.56	416	504	358	508	67.65	32.29	0.00	0.06	100

Sphalérites

		Weight%						Det.Lim ppm					Atomic%					
Localisation	Commentaires	S	Fe	Cu	Zn	Cd	Total	S	Fe	Cu	Zn	Cd	S	Fe	Cu	Zn	Cd	Total
Brouzils		33.27	1.63	0.13	63.25	0.10	98.39	419	358	250	556	643	50.93	1.43	0.10	47.49	0.05	100
Brouzils		33.30	1.83	bdl	62.66	0.07	97.87	448	364	-	543	646	51.15	1.62	0.00	47.20	0.03	100
Brouzils		33.48	1.69	bdl	62.97	0.12	98.26	445	352	253	553	650	51.23	1.48	0.00	47.24	0.05	100
Brouzils		33.68	1.60	0.25	62.45	0.20	98.18	421	350	251	548	638	51.49	1.41	0.20	46.82	0.09	100
Brouzils		33.07	1.68	bdl	63.92	0.07	98.74	432	354	253	556	650	50.56	1.48	0.00	47.93	0.03	100
Brouzils		33.42	1.84	0.11	63.97	0.08	99.42	422	358	254	550	637	50.70	1.60	0.08	47.59	0.03	100
Brouzils		33.69	1.83	bdl	63.80	0.12	99.43	434	355	254	544	645	51.00	1.59	0.00	47.36	0.05	100
Brouzils		33.21	1.93	0.07	64.04	0.09	99.34	436	369	254	546	635	50.48	1.68	0.06	47.74	0.04	100
Brouzils		33.58	2.06	bdl	62.91	bdl	98.54	431	361	-	541	627	51.18	1.80	0.00	47.02	0.00	100
Brouzils		33.63	2.16	bdl	62.75	bdl	98.54	417	349	253	546	639	51.24	1.89	0.00	46.87	0.00	100
Brouzils		32.98	2.31	0.14	62.45	bdl	97.88	419	360	255	551	596	50.74	2.04	0.11	47.11	0.00	100
Brouzils		33.40	2.30	0.28	63.00	bdl	98.97	428	361	255	543	636	50.80	2.01	0.21	46.98	0.00	100
Brouzils		33.47	2.33	0.16	63.41	bdl	99.36	426	351	254	547	631	50.73	2.02	0.12	47.13	0.00	100
Brouzils		33.54	2.18	0.03	62.10	bdl	97.85	410	357	251	544	600	51.39	1.92	0.02	46.67	0.00	100
Chardière		33.35	3.49	0.08	63.71	bdl	100.64	401	275	276	543	-	50.05	3.00	0.06	46.88	0.00	100
Chardière		33.33	3.42	0.11	63.79	bdl	100.64	399	284	278	543	-	50.02	2.95	0.08	46.95	0.00	100
Chardière		33.17	3.41	bdl	63.99	bdl	100.57	421	272	274	554	-	49.87	2.95	0.00	47.18	0.00	100
Chardière		33.30	3.10	0.10	64.03	bdl	100.52	399	279	275	536	516	50.05	2.67	0.07	47.20	0.00	100
Chardière		33.24	1.75	bdl	64.40	bdl	99.39	418	272	277	547	542	50.49	1.53	0.00	47.98	0.00	100
Chardière		33.12	2.35	0.06	64.03	bdl	99.55	402	275	278	551	-	50.26	2.05	0.04	47.65	0.00	100
Chardière		33.01	1.69	bdl	64.14	bdl	98.84	401	273	275	547	535	50.44	1.49	0.00	48.07	0.00	100
Véronnière		33.35	2.43	bdl	62.93	bdl	98.71	399	276	-	545	-	50.84	2.13	0.00	47.04	0.00	100

Stibines

		Weight%				Det.Lim ppm			Atomic%			
Localisation	**Commentaires**	**S**	**As**	**Sb**	**Total**	**S**	**As**	**Sb**	**S**	**As**	**Sb**	**Total**
Véronnière		27.45	0.18	71.29	98.91	325	460	780	59.29	0.16	40.54	100
Véronnière		27.36	0.22	70.63	98.21	340	458	780	59.41	0.21	40.38	100
Véronnière		28.04	0.20	71.72	99.96	353	457	786	59.64	0.18	40.18	100
Véronnière		28.09	0.19	71.94	100.22	326	451	773	59.63	0.17	40.20	100
Chardière		28.13	0.21	71.75	100.08	339	461	790	59.71	0.19	40.10	100
Chardière		28.09	0.22	71.50	99.81	370	478	885	59.75	0.20	40.05	100
Chardière		28.31	0.21	71.56	100.09	371	477	886	59.93	0.19	39.88	100
Chardière		28.06	0.23	71.69	99.98	371	475	886	59.65	0.21	40.13	100
Chardière		27.28	0.20	71.01	98.48	375	476	876	59.22	0.19	40.59	100
Chardière		27.97	0.22	71.85	100.04	370	495	878	59.53	0.20	40.27	100
Télachère		27.74	0.23	71.99	99.96	365	466	882	59.28	0.21	40.51	100
Télachère		27.82	0.18	71.96	99.96	353	467	866	59.40	0.16	40.44	100
Télachère		27.65	0.15	72.09	99.89	353	470	859	59.21	0.14	40.65	100
Télachère		27.92	0.21	71.78	99.91	362	461	854	59.52	0.19	40.29	100
Télachère		27.96	0.23	71.90	100.09	359	467	865	59.51	0.20	40.29	100
Télachère		27.33	0.18	70.52	98.02	359	451	864	59.44	0.17	40.39	100
Baussonière		27.97	0.20	71.79	99.95	368	461	876	59.57	0.18	40.25	100
Baussonière		27.83	0.20	71.92	99.96	353	446	857	59.40	0.18	40.42	100
Baussonière		28.03	0.20	72.51	100.73	352	458	853	59.38	0.18	40.44	100
Baussonière		27.96	0.19	71.99	100.13	366	466	869	59.49	0.17	40.33	100
Baussonière		27.89	0.22	72.14	100.25	361	454	875	59.37	0.20	40.43	100
Brouzils		28.24	0.19	71.35	99.78	357	779	453	59.94	0.18	39.88	100
Brouzils		28.33	0.19	71.60	100.12	371	779	447	59.93	0.17	39.89	100
Brouzils		28.48	0.20	71.44	100.11	361	775	448	60.11	0.18	39.71	100
Brouzils		28.30	0.17	71.85	100.32	371	773	443	59.84	0.16	40.01	100
Brouzils		28.47	0.18	71.51	100.17	355	779	458	60.10	0.16	39.74	100
Brouzils		28.43	0.19	71.40	100.03	347	775	445	60.09	0.17	39.74	100
Brouzils		28.21	0.18	71.53	99.92	358	775	444	59.87	0.16	39.97	100
Brouzils		28.18	0.18	71.69	100.05	365	774	442	59.78	0.17	40.05	100
Brouzils		28.47	0.21	71.64	100.31	348	769	445	60.03	0.19	39.78	100
Brouzils		28.54	0.20	71.69	100.43	363	766	446	60.09	0.18	39.74	100
Brouzils		28.24	0.21	71.35	99.80	362	774	435	59.94	0.19	39.87	100
Brouzils		28.16	0.19	71.14	99.48	340	765	447	59.95	0.17	39.88	100
Brouzils		28.53	0.19	72.40	101.11	362	768	453	59.84	0.17	39.99	100
Brouzils		28.51	0.20	72.23	100.93	361	771	431	59.88	0.18	39.94	100
Ramée		28.15	0.18	71.88	100.20	373	470	886	59.70	0.16	40.14	100
Ramée		28.13	0.20	71.91	100.24	374	450	869	59.66	0.18	40.16	100
Ramée		28.11	0.20	72.04	100.35	344	442	871	59.60	0.18	40.22	100
Ramée		28.29	0.16	71.39	99.83	356	773	463	59.99	0.14	39.86	100
Ramée		28.06	0.21	71.19	99.46	347	767	432	59.84	0.19	39.97	100
Ramée		28.20	0.19	71.46	99.85	353	771	445	59.87	0.18	39.95	100
Ramée		28.41	0.19	71.32	99.92	346	773	455	60.10	0.17	39.73	100
Ramée		28.44	0.25	71.22	99.90	356	778	444	60.13	0.22	39.65	100
Ramée		28.29	0.24	71.43	99.97	354	789	432	59.94	0.22	39.84	100
Rochetrejoux		28.05	0.20	71.61	99.85	359	476	860	59.69	0.18	40.13	100
Rochetrejoux		28.02	0.21	71.77	100.00	361	471	880	59.61	0.19	40.20	100
Rochetrejoux		27.91	0.22	71.38	99.52	363	477	870	59.64	0.20	40.16	100
Rochetrejoux		27.98	0.23	71.64	99.85	368	463	873	59.61	0.21	40.19	100
Rochetrejoux		27.93	0.21	71.57	99.70	367	472	878	59.60	0.19	40.21	100
Rochetrejoux		27.92	0.25	71.34	99.51	366	460	886	59.64	0.23	40.13	100
Rochetrejoux		28.09	0.23	71.59	99.90	381	468	881	59.72	0.21	40.08	100

Grains d'or

		Weight%					Det.Lim ppm			
Localisation	**Commentaires**	**Ag**	**Au**	**Hg**	**Sb**	**Total**	**Ag**	**Au**	**Hg**	**Sb**
Rochetrejouc	Or inclus dans stibine	0.40	95.01	1.62	0.25	97.26	675	2558	1183	1219
Rochetrejouc	Or inclus dans stibine	0.43	95.39	1.93	0.20	97.94	698	2589	1187	1203
Rochetrejouc	Or inclus dans stibine	0.46	95.41	1.52	0.25	97.64	666	2450	1132	1144
La Davière	Or inclus dans les oxydes d'a	0.40	99.40	bdl	0.38	100.17	696	2447	-	1249
La Davière	Or inclus dans les oxydes d'a	0.45	92.94	bdl	4.52	97.91	675	2399	-	1245
La Davière	Or inclus dans les oxydes d'a	0.43	89.99	bdl	6.88	97.30	663	2379	-	1206
La Davière	Or inclus dans les oxydes d'a	0.27	90.60	bdl	6.39	97.26	643	2389	-	1201
Télachère	Or inclus dans oxydes Asp	0.77	87.42	bdl	1.84	90.03	547	1918	-	1159

La Lucette

Arsénopyrites

	Weight%						Det.Lim ppm					Atomic%					
Commentaires	S	Fe	As	Sb	Au	Total	S	Fe	As	Sb	Au	S	Fe	As	Sb	Au	Total
	22.56	35.29	42.30	0.50	bdl	100.65	369	308	822	571	-	36.95	33.18	29.65	0.22	0.00	100
	21.79	35.12	42.42	0.20	bdl	99.53	378	308	816	568	-	36.23	33.51	30.17	0.09	0.00	100
	21.76	34.98	43.25	bdl	bdl	99.99	366	309	811	579	784	36.06	33.28	30.67	0.00	0.00	100
	22.44	35.42	42.19	0.57	bdl	100.63	373	311	816	582	-	36.80	33.35	29.61	0.25	0.00	100
	21.53	34.79	43.24	0.22	bdl	99.77	355	306	821	577	783	35.85	33.25	30.81	0.10	0.00	100
	22.58	35.27	41.72	0.52	bdl	100.09	382	305	814	557	779	37.13	33.29	29.36	0.22	0.00	100
	22.46	35.55	41.48	0.70	bdl	100.19	364	313	814	593	-	36.95	33.56	29.19	0.30	0.00	100
	22.04	35.27	42.34	0.43	bdl	100.09	346	305	814	568	-	36.42	33.46	29.94	0.19	0.00	100
	22.53	35.42	41.68	0.79	bdl	100.43	348	304	808	563	-	36.99	33.38	29.28	0.34	0.00	100
	21.73	35.23	42.86	0.26	0.19	100.28	362	315	832	564	797	35.98	33.49	30.37	0.11	0.05	100
	21.31	34.63	43.55	bdl	bdl	99.48	375	305	817	583	787	35.62	33.23	31.15	0.00	0.00	100
	22.45	35.12	41.78	0.42	bdl	99.78	363	310	814	589	-	37.05	33.27	29.50	0.18	0.00	100

Pyrites

	Weight%					Det.Lim ppm				Atomic%				
Commentaires	S	Fe	As	Sb	Total	S	Fe	As	Sb	S	Fe	As	Sb	Total
	52.17	46.15	1.06	bdl	99.38	405	308	393	528	65.94	33.49	0.57	0.00	100
	52.61	46.42	0.66	bdl	99.69	406	300	380	-	66.14	33.51	0.35	0.00	100
	52.96	46.32	0.82	0.07	100.17	412	312	387	545	66.26	33.28	0.44	0.02	100
	52.80	46.39	0.99	bdl	100.18	411	305	388	551	66.11	33.35	0.53	0.00	100
	52.79	46.52	1.11	bdl	100.41	413	301	380	546	66.01	33.40	0.59	0.00	100
	52.85	46.39	0.87	bdl	100.11	448	309	376	543	66.18	33.36	0.47	0.00	100
	52.84	46.32	0.82	bdl	99.98	414	304	386	-	66.22	33.33	0.44	0.00	100
	52.57	46.40	1.05	bdl	100.03	420	301	397	546	65.99	33.44	0.57	0.00	100
	52.79	46.49	0.95	bdl	100.22	402	302	394	-	66.08	33.41	0.51	0.00	100
	52.91	46.62	0.79	bdl	100.31	415	311	387	531	66.13	33.45	0.42	0.00	100
	52.90	46.61	0.68	bdl	100.18	403	314	384	543	66.17	33.47	0.36	0.00	100
	53.12	46.46	0.82	bdl	100.40	434	313	392	556	66.28	33.28	0.44	0.00	100
	53.31	45.43	0.05	0.08	98.87	411	300	363	542	67.11	32.84	0.03	0.03	100
	53.23	45.61	bdl	0.08	98.91	408	311	374	552	67.01	32.97	0.00	0.03	100
	52.92	44.99	0.06	0.12	98.10	428	307	367	558	67.15	32.78	0.03	0.04	100
	53.14	45.32	0.05	0.14	98.64	419	300	370	559	67.08	32.85	0.03	0.05	100
	53.03	44.75	0.06	0.07	97.91	423	309	374	560	67.32	32.62	0.03	0.02	100
	52.73	45.00	bdl	0.05	97.78	417	303	364	547	67.10	32.88	0.00	0.02	100
	52.96	45.03	0.06	0.08	98.12	390	308	357	540	67.16	32.79	0.03	0.03	100
	53.04	45.29	bdl	bdl	98.33	436	304	362	-	67.10	32.90	0.00	0.00	100
	52.99	45.02	0.05	bdl	98.06	425	308	353	540	67.19	32.78	0.03	0.00	100
	52.89	45.53	bdl	bdl	98.41	431	301	-	-	66.92	33.08	0.00	0.00	100
	53.36	45.74	bdl	bdl	99.10	413	310	357	-	67.02	32.98	0.00	0.00	100
	53.17	45.40	bdl	bdl	98.57	403	295	-	525	67.10	32.90	0.00	0.00	100
	52.82	44.61	bdl	bdl	97.43	420	303	380	-	67.34	32.66	0.00	0.00	100
	53.52	45.98	bdl	bdl	99.50	402	301	-	548	66.96	33.04	0.00	0.00	100
	53.19	45.48	bdl	bdl	98.67	413	293	361	553	67.07	32.93	0.00	0.00	100
	52.83	45.42	bdl	bdl	98.25	399	307	-	-	66.95	33.05	0.00	0.00	100
	52.24	45.35	bdl	bdl	97.59	416	295	361	542	66.74	33.26	0.00	0.00	100
	52.95	45.30	0.11	0.20	98.57	417	310	369	543	66.97	32.90	0.06	0.07	100

Stibines

	Weight%				Det.Lim ppm			Atomic%			
Commentaires	S	As	Sb	Total	S	As	Sb	S	As	Sb	Total
	28.34	0.19	72.13	100.67	341	461	876	59.78	0.17	40.05	100
	28.12	0.18	71.50	99.80	334	460	864	59.81	0.16	40.03	100
	27.99	0.18	72.12	100.29	363	448	857	59.49	0.16	40.35	100
	28.22	0.18	72.21	100.62	378	463	861	59.65	0.17	40.18	100
	27.99	0.18	71.93	100.09	371	470	862	59.55	0.16	40.29	100
	28.25	0.18	71.66	100.09	367	472	889	59.86	0.16	39.98	100
	28.13	0.19	71.68	99.99	361	467	873	59.75	0.17	40.08	100
	28.00	0.19	71.76	99.94	363	455	860	59.60	0.18	40.22	100
	28.07	0.20	71.59	99.87	358	460	863	59.72	0.18	40.10	100
	28.09	0.22	71.69	100.00	359	448	864	59.69	0.20	40.11	100

Sphalérites

	Weight%						Det.Lim ppm					Atomic%					
Commentaires	**S**	**Fe**	**Cu**	**Zn**	**Cd**	**Total**	**S**	**Fe**	**Cu**	**Zn**	**Cd**	**S**	**Fe**	**Cu**	**Zn**	**Cd**	**Total**
	33.21	2.02	0.04	65.28	0.06	100.68	396	278	271	546	551	50.00	1.74	0.03	48.19	0.03	100
	33.07	2.14	bdl	65.38	0.08	100.73	414	275	273	545	550	49.82	1.85	0.00	48.30	0.03	100
	33.09	2.08	bdl	65.51	bdl	100.77	426	276	275	549	559	49.83	1.80	0.00	48.37	0.00	100
	32.78	2.50	bdl	64.95	0.06	100.37	430	268	279	543	542	49.61	2.17	0.00	48.19	0.03	100
	33.12	2.06	bdl	65.37	bdl	100.68	405	278	271	541	538	49.91	1.79	0.00	48.31	0.00	100
	33.51	1.92	bdl	65.33	0.07	100.89	410	275	275	552	554	50.27	1.65	0.00	48.05	0.03	100
	33.33	1.89	0.04	65.54	bdl	100.93	441	273	279	549	556	50.07	1.63	0.03	48.28	0.00	100

Grains d'or

	Weight%					Det.Lim ppm			
Commentaires	**Ag**	**Au**	**Hg**	**Sb**	**Total**	**Ag**	**Au**	**Hg**	**Sb**
Or dans quartz	0.49	97.44	0.44	bdl	98.37	537	1956	1124	-
Or dans quartz	0.67	98.17	bdl	bdl	98.84	539	1960	1130	-
Or dans quartz	0.67	97.34	0.17	bdl	98.19	552	1998	1150	-
Or dans quartz	0.52	98.19	bdl	bdl	98.71	554	1977	-	-
Or dans quartz	0.59	98.52	bdl	bdl	99.11	558	2014	-	-
Or dans quartz	0.58	98.27	bdl	bdl	98.85	566	2013	-	-
Or dans quartz	0.00	99.47	bdl	bdl	99.47	-	2298	-	-
Or inclus dans stibine	0.65	98.32	bdl	bdl	98.97	1015	3516	2899	1208
Or inclus dans stibine	0.72	98.14	bdl	bdl	98.86	534	1925	-	1178
Or inclus dans stibine	0.74	97.60	bdl	0.15	98.49	545	1941	-	1144
Or inclus dans stibine	0.71	97.83	0.29	0.13	98.95	530	1949	1137	1159
Or inclus dans stibine	0.70	97.83	0.24	bdl	98.77	569	2041	1187	1229
Or inclus dans stibine	0.74	97.83	0.33	bdl	98.90	669	2379	1132	1191
Or associé à Asp	3.11	89.93	bdl	0.11	93.16	676	2304	-	1152
Or associé à Asp	4.54	83.45	bdl	0.21	88.21	658	2288	-	1135
Or dendritique dans stibine	0.07	99.95	bdl	bdl	100.02	547	1875	-	1165
Or dendritique dans stibine	4.05	94.18	bdl	0.69	98.92	536	1859	-	1172
Or dendritique dans stibine	1.61	96.14	bdl	0.88	98.63	541	1911	-	1196

Brioude-Massiac

Arsénopyrites

		Weight%						Det.Lim ppm					Atomic%					
Localisation	Commentaires	S	Sb	Fe	As	Au	Total	S	Sb	Fe	As	Au	S	Sb	Fe	As	Au	Total
Bonnac		18.85	bdl	34.45	45.92	bdl	99.22	336	592	317	881	953	32.34	0.00	33.93	33.72	0.00	100
Bonnac		18.92	0.09	34.23	46.14	bdl	99.38	367	606	316	876	-	32.43	0.04	33.68	33.84	0.00	100
Bonnac		18.65	bdl	34.19	46.79	bdl	99.63	364	596	311	885	-	31.99	0.00	33.67	34.34	0.00	100
Bonnac		19.00	0.09	34.58	46.44	bdl	100.11	390	605	323	882	-	32.34	0.04	33.79	33.83	0.00	100
Bonnac		19.38	bdl	34.62	45.88	bdl	99.87	363	-	311	876	-	32.91	0.00	33.75	33.34	0.00	100
Bonnac		19.19	bdl	34.13	45.96	bdl	99.27	389	599	318	880	-	32.83	0.00	33.52	33.65	0.00	100
Bonnac		19.17	bdl	34.27	46.36	bdl	99.79	374	602	317	882	-	32.67	0.00	33.52	33.81	0.00	100
Bonnac		18.96	bdl	34.25	46.38	bdl	99.59	364	596	314	881	-	32.43	0.00	33.63	33.94	0.00	100
Bonnac		19.14	bdl	34.66	46.16	bdl	99.96	380	597	313	887	-	32.55	0.00	33.85	33.60	0.00	100
Bonnac		19.39	bdl	34.85	45.99	bdl	100.22	367	596	316	868	-	32.82	0.00	33.87	33.31	0.00	100
Bonnac		19.27	bdl	34.61	45.69	bdl	99.56	351	591	321	891	959	32.83	0.00	33.85	33.31	0.00	100
Bonnac		18.85	0.11	34.31	45.94	bdl	99.22	362	593	319	880	-	32.37	0.05	33.82	33.76	0.00	100
Bonnac		19.30	bdl	34.49	45.70	bdl	99.49	363	-	323	872	-	32.91	0.00	33.75	33.34	0.00	100
Bonnac		19.05	bdl	34.44	45.65	bdl	99.14	344	595	319	885	-	32.65	0.00	33.88	33.47	0.00	100
Bonnac		19.22	bdl	34.32	45.96	bdl	99.50	359	588	320	879	964	32.81	0.00	33.62	33.57	0.00	100
Bonnac		19.30	bdl	34.54	45.78	bdl	99.62	338	577	317	886	959	32.87	0.00	33.77	33.36	0.00	100
Bonnac		19.48	bdl	34.61	45.63	bdl	99.72	317	598	321	884	-	33.09	0.00	33.74	33.17	0.00	100
Bonnac		18.86	bdl	34.04	46.29	bdl	99.19	388	583	321	874	-	32.40	0.00	33.57	34.03	0.00	100
Bonnac		20.10	bdl	34.49	44.91	bdl	99.49	396	597	317	867	-	34.00	0.00	33.49	32.51	0.00	100
Bonnac		19.41	bdl	34.42	45.69	bdl	99.52	372	597	314	872	-	33.06	0.00	33.64	33.30	0.00	100
Bonnac		19.16	bdl	34.34	46.29	bdl	99.79	389	602	317	874	-	32.64	0.00	33.60	33.76	0.00	100
Bonnac		18.88	bdl	34.26	46.28	bdl	99.42	359	584	320	875	-	32.35	0.00	33.71	33.94	0.00	100
Bonnac		19.00	bdl	33.37	45.21	bdl	97.59	347	588	314	883	-	33.05	0.00	33.31	33.64	0.00	100
Bonnac		19.02	bdl	34.27	46.04	bdl	99.32	358	-	314	880	-	32.57	0.00	33.69	33.74	0.00	100
Bonnac		19.28	bdl	34.56	45.91	bdl	99.75	366	594	322	875	956	32.80	0.00	33.77	33.43	0.00	100
Bonnac		19.99	bdl	34.37	44.25	bdl	98.61	379	586	314	868	-	34.08	0.00	33.64	32.28	0.00	100
Bonnac		19.57	bdl	34.55	45.19	0.13	99.44	364	585	319	876	959	33.30	0.00	33.75	32.91	0.04	100
Bonnac		19.24	bdl	34.19	45.78	bdl	99.21	379	585	318	869	-	32.92	0.00	33.57	33.51	0.00	100
Bonnac		19.21	bdl	34.37	45.94	bdl	99.51	380	-	311	881	-	32.79	0.00	33.67	33.55	0.00	100
Bonnac		19.84	bdl	34.47	44.46	bdl	98.76	376	584	316	861	-	33.83	0.00	33.74	32.44	0.00	100
Bonnac		19.24	bdl	34.36	45.80	bdl	99.40	388	597	314	870	-	32.85	0.00	33.68	33.47	0.00	100
Bonnac		19.89	bdl	34.32	45.19	bdl	99.40	397	-	311	875	957	33.76	0.00	33.43	32.81	0.00	100
Bonnac		19.11	bdl	34.34	46.04	bdl	99.48	388	-	322	879	958	32.65	0.00	33.68	33.67	0.00	100
Bonnac		19.28	0.15	34.39	45.88	bdl	99.69	367	600	316	870	-	32.84	0.07	33.63	33.45	0.00	100
Bonnac		19.43	bdl	34.58	45.80	bdl	99.80	389	579	317	870	-	33.00	0.00	33.71	33.29	0.00	100
Bonnac		19.54	bdl	34.63	45.59	bdl	99.75	369	576	318	873	-	33.16	0.00	33.74	33.11	0.00	100
Bonnac		19.04	bdl	34.42	46.08	bdl	99.54	374	603	318	875	959	32.53	0.00	33.77	33.70	0.00	100
Bonnac		19.47	0.11	34.47	45.52	bdl	99.56	365	592	319	880		33.13	0.05	33.67	33.15	0.00	100
Bonnac		19.82	bdl	34.54	45.34	bdl	99.70	355	608	318	880	956	33.56	0.00	33.58	32.86	0.00	100
Bonnac		19.17	bdl	34.59	46.09	bdl	99.84	393	-	315	873	-	32.63	0.00	33.80	33.57	0.00	100
Bonnac		18.71	bdl	34.09	46.69	bdl	99.50	367	579	314	876	-	32.12	0.00	33.59	34.29	0.00	100
Bonnac		19.21	bdl	34.34	45.66	bdl	99.21	352	-	322	858	-	32.86	0.00	33.72	33.42	0.00	100
Bonnac		19.88	bdl	34.57	44.95	bdl	99.40	359	-	316	868	-	33.71	0.00	33.66	32.63	0.00	100
Bonnac		19.28	bdl	34.23	45.54	0.15	99.19	361	594	314	867	952	32.99	0.00	33.63	33.34	0.04	100
Bonnac		19.16	bdl	34.19	45.48	bdl	98.83	364	583	322	871	963	32.89	0.00	33.70	33.41	0.00	100
Bonnac		19.12	bdl	34.48	46.36	bdl	99.96	363	592	316	873	-	32.55	0.00	33.69	33.76	0.00	100
Bonnac		19.88	bdl	34.45	45.10	bdl	99.43	373	579	316	875	-	33.72	0.00	33.55	32.74	0.00	100
Bonnac		19.23	bdl	34.27	45.47	bdl	98.98	361	-	321	887	970	32.95	0.00	33.71	33.34	0.00	100
Bonnac		19.02	bdl	34.16	46.26	bdl	99.44	407	-	319	880	950	32.56	0.00	33.56	33.88	0.00	100
Bonnac		19.11	bdl	34.62	46.17	bdl	99.90	366	-	321	879	959	32.54	0.00	33.83	33.63	0.00	100
Bonnac		19.21	bdl	34.48	45.83	bdl	99.52	334	-	322	863	959	32.77	0.00	33.77	33.46	0.00	100
Bonnac		20.11	bdl	34.49	44.74	bdl	99.34	377	-	313	870	955	34.05	0.00	33.53	32.42	0.00	100
Bonnac		18.84	bdl	34.01	46.40	bdl	99.24	378	595	322	877	-	32.36	0.00	33.53	34.11	0.00	100
Bonnac		18.85	bdl	34.06	46.43	bdl	99.34	380	593	316	871	-	32.35	0.00	33.55	34.10	0.00	100
Bonnac		19.43	bdl	34.40	45.52	bdl	99.34	367	597	304	883	-	33.12	0.00	33.67	33.21	0.00	100
Bonnac		18.52	bdl	34.04	46.76	bdl	99.32	363	593	316	883	-	31.89	0.00	33.65	34.45	0.00	100
Osfond		22.10	0.87	35.36	41.74	bdl	100.07	362	591	312	856	-	36.54	0.38	33.56	29.53	0.00	100
Osfond		20.93	0.53	34.88	43.52	bdl	99.85	366	597	321	870	-	35.05	0.23	33.53	31.19	0.00	100
Osfond		22.24	1.37	35.07	40.95	bdl	99.63	368	608	321	840	-	36.90	0.60	33.41	29.08	0.00	100
Osfond		20.89	bdl	35.01	43.30	bdl	99.20	363	599	314	872	-	35.09	0.00	33.77	31.13	0.00	100
Osfond		21.95	1.31	35.28	41.55	bdl	100.09	365	617	316	850	950	36.38	0.57	33.57	29.47	0.00	100
Osfond		21.38	0.15	34.95	43.20	bdl	99.68	382	596	319	853	-	35.65	0.06	33.46	30.83	0.00	100
Osfond		21.28	0.14	35.29	43.21	bdl	99.92	387	601	316	860	-	35.43	0.06	33.72	30.78	0.00	100
Osfond		21.35	0.16	35.23	42.99	bdl	99.72	353	594	313	858	-	35.58	0.07	33.70	30.65	0.00	100

Osfond		21.31	1.07	35.08	42.37	bdl	99.84	358	604	318	862	-	35.60	0.47	33.64	30.29	0.00	100
Osfond		21.57	0.19	35.29	42.90	bdl	99.94	376	602	318	852	-	35.81	0.08	33.63	30.48	0.00	100
Osfond		21.74	1.20	35.30	42.03	bdl	100.26	377	585	318	851	952	36.05	0.52	33.60	29.82	0.00	100
Osfond		21.54	0.83	35.06	43.28	bdl	100.70	362	604	319	861	-	35.66	0.36	33.32	30.66	0.00	100
Osfond		22.54	1.30	35.45	40.61	bdl	99.90	362	600	318	858	951	37.19	0.56	33.58	28.67	0.00	100
Osfond		21.26	0.22	34.99	43.81	bdl	100.28	376	588	314	857	-	35.34	0.09	33.40	31.17	0.00	100
Osfond		22.51	0.89	35.32	41.65	bdl	100.36	407	611	316	848	-	36.99	0.39	33.32	29.30	0.00	100
Osfond		22.31	1.38	35.26	40.87	bdl	99.81	386	592	326	844	-	36.93	0.60	33.51	28.95	0.00	100
Osfond		21.33	0.20	35.20	43.03	bdl	99.76	378	583	321	850	-	35.55	0.09	33.68	30.69	0.00	100
Osfond		22.02	2.02	35.33	40.79	bdl	100.16	370	603	316	842	-	36.52	0.88	33.64	28.95	0.00	100
Osfond		21.31	0.14	34.94	43.13	bdl	99.52	374	596	324	858	-	35.59	0.06	33.51	30.84	0.00	100
Osfond		22.29	1.38	35.42	40.62	bdl	99.71	371	585	315	839	-	36.92	0.60	33.68	28.80	0.00	100
Osfond		21.51	0.18	35.36	42.91	bdl	99.97	399	584	324	852	-	35.72	0.08	33.71	30.49	0.00	100
Osfond		20.92	0.73	35.10	43.27	bdl	100.02	409	594	317	869	-	35.00	0.32	33.70	30.98	0.00	100
Osfond		22.56	1.51	35.39	40.17	bdl	99.63	398	594	317	849	-	37.31	0.66	33.60	28.43	0.00	100
Osfond		20.92	0.31	35.21	43.62	bdl	100.06	368	594	314	863	-	34.93	0.14	33.76	31.18	0.00	100
Osfond		21.29	0.92	35.29	42.91	bdl	100.42	354	594	309	865	-	35.40	0.40	33.68	30.52	0.00	100
Osfond		21.69	1.72	35.21	41.19	bdl	99.80	384	608	325	846	951	36.16	0.75	33.70	29.39	0.00	100
Osfond		21.85	1.18	34.97	41.42	bdl	99.42	368	586	308	829	-	36.44	0.52	33.48	29.56	0.00	100
Osfond		21.17	0.22	34.93	43.61	bdl	99.93	352	592	310	854	-	35.32	0.09	33.45	31.13	0.00	100
Osfond		21.03	0.78	34.90	43.47	bdl	100.18	386	585	309	833	-	35.13	0.34	33.46	31.07	0.00	100
Osfond		21.22	0.12	35.05	43.56	bdl	99.96	352	591	314	842	797	35.36	0.05	33.53	31.06	0.00	100
Osfond		20.60	0.34	34.77	44.12	bdl	99.83	380	596	313	845	-	34.60	0.15	33.53	31.72	0.00	100
Osfond		21.02	0.08	34.97	43.51	bdl	99.57	386	579	305	835	-	35.19	0.03	33.61	31.17	0.00	100
Osfond		20.80	0.29	34.99	43.82	bdl	99.90	366	593	312	845	-	34.83	0.13	33.63	31.40	0.00	100
Osfond		21.18	0.86	35.02	42.88	bdl	99.94	372	585	310	842	-	35.38	0.38	33.58	30.66	0.00	100
Osfond		20.80	1.13	34.93	43.03	bdl	99.89	363	570	299	828	-	34.92	0.50	33.66	30.91	0.00	100
Osfond		21.08	0.23	35.22	43.15	bdl	99.69	356	583	317	832	-	35.23	0.10	33.80	30.87	0.00	100
Osfond		21.20	0.61	34.86	43.27	bdl	99.94	362	602	314	846	-	35.40	0.27	33.41	30.92	0.00	100
Osfond		21.37	0.56	35.03	43.20	bdl	100.16	387	571	320	842	-	35.55	0.25	33.45	30.75	0.00	100
Osfond		21.48	0.93	34.51	42.64	bdl	99.55	345	586	302	812	786	35.93	0.41	33.14	30.52	0.00	100
Osfond		21.46	1.18	34.88	42.40	bdl	99.92	332	580	312	816	783	35.80	0.52	33.41	30.27	0.00	100
Osfond		21.75	0.81	34.76	42.24	bdl	99.57	399	593	308	829	-	36.26	0.36	33.26	30.13	0.00	100
Osfond		20.84	0.48	34.62	43.88	bdl	99.82	361	567	313	830	-	34.96	0.21	33.33	31.50	0.00	100
Osfond		22.17	1.12	35.01	41.08	bdl	99.38	358	592	313	831	-	36.86	0.49	33.42	29.23	0.00	100
Osfond		21.16	0.14	34.43	43.74	bdl	99.47	355	574	316	852	-	35.46	0.06	33.12	31.36	0.00	100
Osfond		21.89	0.72	34.09	42.38	bdl	99.08	373	597	318	840	-	36.61	0.32	32.74	30.34	0.00	100
Osfond		21.41	0.34	34.30	43.49	bdl	99.53	338	573	310	816	-	35.80	0.15	32.93	31.13	0.00	100
La Bessade		21.39	0.15	34.94	43.24	bdl	99.72	367	596	325	835	-	35.65	0.07	33.44	30.84	0.00	100
La Bessade		20.57	0.45	33.97	42.88	bdl	97.87	378	585	309	836	-	35.15	0.20	33.31	31.35	0.00	100
La Bessade		22.26	1.44	35.05	41.04	bdl	99.79	366	581	307	806	-	36.90	0.63	33.35	29.12	0.00	100
La Bessade		21.12	0.10	34.57	43.57	bdl	99.37	371	587	314	844	-	35.42	0.04	33.27	31.26	0.00	100
La Bessade		21.24	0.13	34.70	43.41	bdl	99.49	359	586	308	850	799	35.54	0.06	33.33	31.08	0.00	100
La Bessade		22.27	1.04	35.25	41.40	bdl	99.96	371	581	318	819	-	36.81	0.45	33.45	29.29	0.00	100

Pyrites

		Weight%					Det.Lim ppm			Atomic%				
Localisation	**Commentaires**	**S**	**Fe**	**As**	**Au**	**Total**	**S**	**Fe**	**As**	**S**	**Fe**	**As**	**Au**	**Total**
Ouche		52.21	45.70	1.71	bdl	99.63	418	311	404	65.94	33.14	0.93	0.00	100
Lubilhac		53.26	46.30	0.42	bdl	99.98	396	308	387	66.55	33.22	0.22	0.00	100
Lubilhac		53.38	46.22	0.18	bdl	99.77	417	294	369	66.73	33.17	0.10	0.00	100
Lubilhac		53.38	46.36	0.33	bdl	100.07	408	300	382	66.61	33.21	0.18	0.00	100
Lubilhac		52.80	45.81	0.60	bdl	99.20	417	306	391	66.53	33.14	0.32	0.00	100
Lubilhac		53.10	46.10	0.75	bdl	99.95	428	306	396	66.47	33.13	0.40	0.00	100
Lubilhac		53.56	46.28	0.17	bdl	100.01	441	309	389	66.78	33.13	0.09	0.00	100
Lubilhac		53.51	46.16	0.21	bdl	99.88	417	293	382	66.80	33.09	0.11	0.00	100
Lubilhac		53.18	45.93	0.10	bdl	99.22	434	302	374	66.81	33.13	0.06	0.00	100
Lubilhac		53.50	46.04	0.35	bdl	99.89	412	308	393	66.81	33.01	0.18	0.00	100
Lubilhac		52.39	45.65	2.38	bdl	100.42	412	308	428	65.80	32.92	1.28	0.00	100
Bessade		52.66	46.15	1.06	bdl	99.88	428	311	391	66.15	33.28	0.57	0.00	100
Bessade		53.16	46.47	0.56	bdl	100.19	421	303	396	66.38	33.32	0.30	0.00	100
Bessade		52.32	45.85	1.80	bdl	99.98	422	305	406	65.88	33.15	0.97	0.00	100
Osfond		52.06	46.17	1.68	bdl	99.90	433	312	426	65.66	33.43	0.91	0.00	100
Osfond		52.70	46.24	1.34	bdl	100.28	426	311	409	66.02	33.26	0.72	0.00	100
Bonnac		38.80	60.57	bdl	bdl	99.37	389	324	400	52.73	47.27	0.00	0.00	100
Bonnac		38.78	60.26	bdl	bdl	99.04	387	325	-	52.85	47.15	0.00	0.00	100
Bonnac		38.94	60.57	bdl	bdl	99.51	378	321	410	52.82	47.18	0.00	0.00	100
Bonnac		38.72	60.53	bdl	bdl	99.25	379	329	-	52.70	47.30	0.00	0.00	100
Bonnac		39.02	60.24	bdl	bdl	99.26	397	322	-	53.01	46.99	0.00	0.00	100
Marmaisat		52.66	46.27	0.83	bdl	99.75	419	302	403	66.17	33.38	0.45	0.00	100
Marmaisat		52.05	46.14	1.44	bdl	99.64	444	320	409	65.75	33.46	0.78	0.00	100
Marmaisat		52.18	46.06	1.36	bdl	99.59	437	320	412	65.88	33.39	0.73	0.00	100

Grains d'or

		Weight%					Det.Lim ppm			
Localisation	**Commentaires**	**Ag**	**Au**	**Hg**	**Sb**	**Total**	**Ag**	**Au**	**Hg**	**Sb**
Bonnac	Or dans Py/Ccp	16.07	84.57	bdl	bdl	100.64	696	2284	-	-
Bonnac	Or dans Py/Ccp	11.05	89.77	bdl	bdl	100.82	692	2307	-	-
Bonnac	Or dans Py/Ccp	8.81	92.37	bdl	bdl	101.18	584	1975	-	1190
Bonnac	Or dans Py/Ccp	7.85	91.86	bdl	bdl	99.71	552	1936	-	-
Bonnac	Or dans Py/Ccp	17.18	83.07	bdl	bdl	100.26	609	1971	-	1216
Bonnac	Or dans Py/Ccp	19.63	77.84	0.29	bdl	97.77	594	1985	1136	-
Bonnac	Or dans Py/Ccp	20.05	78.97	bdl	bdl	99.02	598	1967	1131	-
Bonnac	Or inclus dans Ccp+Bi	19.68	79.53	bdl	bdl	99.21	589	1977	-	1174
Bonnac	Or inclus dans Ccp+Bi	22.14	76.34	bdl	bdl	98.48	594	1968	-	1213
Bonnac	Or inclus dans Asp	24.51	72.12	0.42	bdl	97.04	613	1964	1121	1175
Marmaissat	Or dans Sb anc Ber	0.66	89.51	bdl	3.49	93.66	544	1966	-	1208
Marmaissat	Or dans Sb anc Ber	0.71	88.88	bdl	3.93	93.53	542	1982	-	1241
Marmaissat	Or dans Sb anc Ber	0.26	94.01	bdl	2.36	96.63	523	1960	-	1256
Marmaissat	Or dans Sb anc Ber	0.37	92.87	bdl	2.40	95.64	531	1937	-	1254
Marmaissat	Or dans Sb anc Ber	0.34	95.45	bdl	1.75	97.54	552	1964	-	1226
Marmaissat	Or dans Sb anc Ber	0.41	94.13	bdl	3.78	98.32	537	1951	-	1189

Aluminosilicates

Micas - Archives de la sonde électronique (en 96pdt).

Conditions analytiques : tension d'accélération : 15 kV ; intensité du courant : 12 nA.

** 0 – limite de détermination ; 0 – non détecté (x<Seuil de détection) ; 0 – (Seuil de détection<x<0)*

n° analyses	Echantillon	Masses molaires																											
		SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	FeO	MgO	MnO	Cr_2O_3	BaO	Na_2O	K_2O	CaO	Total	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	FeO	MgO	MnO	Cr_2O_3	BaO	Na_2O	K_2O	CaO
		50.70	34.089	0	0.223	0.566	0	0	0	0.066	6.903	0.321	92.918	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		49.30	33.129	0.095	0.79	0.877	0	0	0	0.098	7.975	0.163	92.469	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		49.36	34.737	0.002	0.544	0.639	0	0	0	0.128	7.504	0.657	93.573	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		49.18	34.69	0	0.368	0.579	0	0	0	0.033	7.051	0.311	92.21	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		48.85	30.195	0.053	2.026	1.906	0	0	0	0.108	8.627	0.009	91.773	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		50.84	35.21	0	0.222	0.638	0	0	0	0.075	7.144	0.497	94.65	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		48.68	33.886	0	0.312	0.548	0	0	0	0.077	6.653	0.35	90.502	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		49.03	32.517	0.012	0.992	0.998	0	0	0	0.047	7.678	0.15	91.421	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		48.76	32.161	0.038	1.317	1.296	0	0	0	0.11	8.129	0.207	92.147	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		49.10	33.853	0.001	0.54	0.673	0	0	0	0.099	7.133	0.341	91.91	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		47.30	36.075	0.297	0.754	0.616	0	0	0	1.27	7.341	0.026	93.742	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		47.34	35.798	0.419	0.987	0.509	0	0	0	1.179	7.437	0.052	93.72	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		46.37	36.283	0.313	1.194	0.582	0	0	0	1.461	8.015	0.02	94.239	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		50.98	33.641	0	0.109	0.599	0	0	0	0.075	6.877	0.331	92.573	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		50.41	34.274	0	0.173	0.642	0	0	0	0.042	7.714	0.358	93.609	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		48.13	33.593	0.038	0.29	0.569	0	0	0	0.096	7.518	0.298	90.527	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		49.35	34.04	0	0.332	0.53	0	0	0	0.089	7.591	0.319	92.255	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8
		51.97	34.929	0.011	0.158	0.508	0	0	0	0.052	7.133	0.439	95.227	60.08	101.96	79.86	71.85	40.31	70.94	151.99	153.3	61.98	94.2	56.8

	Nb de moles d'oxyde												Nb de moles d'oxygène											
	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	FeO	MgO	MnO	Cr_2O_3	BaO	Na_2O	K_2O	CaO	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	FeO	MgO	Cr_2O_3	BaO	Na_2O	K_2O	CaO
1	0.845908123	0.33453699	0	0.00501099	0.01404418	0	0	0.00106486	0.00708025	0.00565141	1.68781625	1.00901098	0	0.00310589	0.01404418	0	0	0	0.00106486	0.00738025	0.00565141			
2	0.82057257	0.32492154	0.00118598	0.01099513	0.02175639	0	0	0.00138116	0.0046608	0.00288977	1.64114314	0.97476461	0.00237916	0.01099513	0.02175639	0	0	0	0.00138116	0.0046608	0.00288977			
3	0.82160427	0.34069043	2.50441E-05	0.00757133	0.01585215	0	0	0.00206818	0.0056603	0.01156669	1.64320905	1.02207729	5.0088E-05	0.00757133	0.01585215	0	0	0	0.00206818	0.0056603	0.01156669			
4	0.81855689	0.34023445	0	0.00512178	0.01436568	0	0	0.00053443	0.00748538	0.00547533	1.63711718	1.00269459	0	0.00512178	0.01436568	0	0	0	0.00053443	0.00748538	0.00547533			
5	0.81309801	0.32861293	0.00066566	0.00281963	0.01472855	0	0	0.0017425	0.00958174	0.00815845	1.62681984	0.88837778	0.00133732	0.00281963	0.01472855	0	0	0	0.0017425	0.00958174	0.00815845			
6	0.84627638	0.3453315	0	0.00508977	0.01582734	0	0	0.00121007	0.00788564	0.00875	1.68254328	1.05594451	0	0.00308977	0.01582734	0	0	0	0.00121007	0.00788564	0.00875			
7	0.81091974	0.33234602	0	0.00483238	0.01359464	0	0	0.00124234	0.00766333	0.00616197	1.62035955	0.99703805	0	0.00434238	0.01359464	0	0	0	0.00124234	0.00766333	0.00616197			
8	0.81601984	0.31891918	0.00015026	0.01380654	0.02475812	0	0	0.00075831	0.00815043	0.00164085	1.63202397	0.95675755	0.00030053	0.01380654	0.02475812	0	0	0	0.00075831	0.00815043	0.00164085			
9	0.81154554	0.31542762	0.00047583	0.01832985	0.02615083	0	0	0.00177477	0.00829512	0.00364457	1.62316911	0.94628386	0.00095167	0.01832985	0.02615083	0	0	0	0.00177477	0.00829512	0.00364457			
10	0.81724875	0.33202236	1.25221E-05	0.00751566	0.01685861	0	0	0.00159729	0.00757187	0.00600351	1.63448735	0.99050709	2.5044E-05	0.00751566	0.01685861	0	0	0	0.00159729	0.00757187	0.00600351			
11	0.79720059	0.33581522	0.00571901	0.01049408	0.01528157	0	0	0.00206342	0.00752994	0.00066338	1.57440308	1.06144586	0.00714801	0.01049408	0.01528157	0	0	0	0.00206342	0.00752994	0.00066338			
12	0.79782823	0.35109847	0.00524668	0.01573885	0.01626714	0	0	0.01902227	0.00784504	0.00091549	1.57576565	1.06529541	0.01048536	0.01573885	0.01626714	0	0	0	0.01902227	0.00784504	0.00091549			
13	0.77148755	0.35585524	0.00399236	0.01661795	0.01444581	0	0	0.00257212	0.00850483	0.00035211	1.5456754	1.06755571	0.00783872	0.01661795	0.01444581	0	0	0	0.00257212	0.00850483	0.00035211			
14	0.84855191	0.32984311	0	0.00351706	0.01386753	0	0	0.00121007	0.00730425	0.00587746	1.68710386	0.98882854	0	0.00351706	0.01386753	0	0	0	0.00121007	0.00730425	0.00587746			
15	0.83998158	0.33611543	0	0.00340779	0.01526257	0	0	0.00067764	0.0018596	0.00630282	1.67796272	1.0084543	0	0.00340779	0.01526257	0	0	0	0.00067764	0.0018596	0.00630282			
16	0.80010153	0.32947234	0.00047583	0.00403619	0.01441156	0	0	0.00154889	0.00780892	0.00524648	1.60020363	0.98841703	0.00095167	0.00403619	0.01441156	0	0	0	0.00154889	0.00780892	0.00524648			
17	0.82147372	0.33385641	0	0.00462074	0.01514481	0	0	0.00111526	0.00826386	0.00566163	1.64294274	1.00158624	0	0.00462074	0.01514481	0	0	0	0.00111526	0.00826386	0.00566162			
18	0.86503316	0.34286975	0.00015774	0.00219903	0.01247829	0	0	0.00083898	0.00757187	0.00772887	1.7520265	1.03860926	0.00027548	0.00219903	0.01247829	0	0	0	0.00083898	0.00757187	0.00772887			

	Somme	Nb moles d'oxygènes à 11 moles d'anions										somme	Nb de cations calculé sur une base à 11 anions											
		SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	FeO	MgO	MnO	Cr_2O_3	BaO	Na_2O	K_2O	CaO		SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	FeO	MgO	MnO	Cr_2O_3	BaO	Na_2O	K_2O	CaO
1	2.787968622	6.6582125	3.957404595	0	0.00124568	0.00559985	0	0	0	0.00400143	0.28912909	0.02229777	11	3.32966065	2.65826997	0	0.01124568	0.00559985	0	0	0	0.00040286	0.57825816	0.02229777
2	2.740151604	6.5881745	3.913077208	0.00955086	0.04413859	0.08758383	0	0	0	0.00654735	0.3386583	0.00135013	11	3.29408718	2.66871472	0.00477543	0.04413859	0.08758383	0	0	0	0.0126947	0.67597166	0.01150213
3	2.782065285	6.4871099	4.041207735	0.00019804	0.02599584	0.06268705	0	0	0	0.00616556	0.31497009	0.04573455	11	3.34855498	2.69413823	9.9021E-05	0.0259584	0.06268705	0	0	0	0.01653111	0.62594019	0.04573455
4	2.798156192	6.5291041	4.07070431	0	0.02042654	0.05728483	0	0	0	0.00211342	0.29852014	0.02185864	11	3.36455206	2.71380287	0	0.02042654	0.05728483	0	0	0	0.00424684	0.59704029	0.02185864
5	2.684857396	6.6625948	3.659716535	0.00543809	0.01552674	0.19872245	0	0	0	0.00071908	0.37521575	0.00068918	11	3.33129719	2.42647796	0.00271905	0.11552674	0.19872245	0	0	0	0.01427815	0.7504274	0.00068918
6	2.833235801	6.5712352	4.022209351	0	0.01196592	0.06144804	0	0	0	0.00458804	0.29444066	0.05397154	11	3.28561764	2.68147301	0	0.01196592	0.06144804	0	0	0	0.00396608	0.5888832	0.05397154
7	2.715345158	6.5988152	4.04202284	0	0.01780417	0.05911317	0	0	0	0.00605648	0.28632169	0.04808086	11	3.28445762	2.69468156	0	0.01780417	0.05911317	0	0	0	0.01007195	0.57264838	0.04808086
8	2.712553297	6.6182601	3.879862123	0.00212187	0.05598856	0.11009964	0	0	0	0.00030711	0.33053055	0.00107091	11	3.3096108	2.59857482	0.00060935	0.05598856	0.11009964	0	0	0	0.00615022	0.66106111	0.01070921
9	2.712598665	6.5821977	3.857320099	0.00385945	0.07433035	0.13057651	0	0	0	0.00719895	0.34895883	0.01477846	11	3.29109688	2.5582.14	0.00192957	0.07433035	0.13057651	0	0	0	0.01439589	0.69857966	0.01477846
10	2.738113425	6.5663165	4.001564457	0.00001061	0.03018514	0.06707235	0	0	0	0.00064689	0.30420235	0.02411833	11	3.28316583	2.66770978	5.0805E-06	0.03018514	0.06707235	0	0	0	0.01283379	0.60840471	0.02411833
11	2.768327158	6.3581885	4.217826545	0.02955816	0.04158995	0.06073379	0	0	0	0.00187105	0.30956724	0.00251852	11	3.11280884	2.81118845	0.01477808	0.04158995	0.06073379	0	0	0	0.16574206	0.61935448	0.00251852
12	2.764305514	6.3995101	4.196060299	0.00471889	0.05465557	0.05903809	0	0	0	0.00756816	0.31410511	0.00584256	11	3.13455509	2.79574692	0.02087434	0.05465557	0.05903809	0	0	0	0.15136522	0.62821023	0.00584256
13	2.759144747	6.1542334	4.256109774	0.03125099	0.06625151	0.05756101	0	0	0	0.00997598	0.3392117	0.00140378	11	3.07711767	2.83740648	0.01562548	0.06625151	0.05756101	0	0	0	0.18795195	0.67842344	0.00140378
14	2.782358561	6.7094644	3.915265449	0	0.00599762	0.05482497	0	0	0	0.00047398	0.28652075	0.02303676	11	3.35473211	2.60884633	0	0.00599762	0.05482497	0	0	0	0.00956795	0.5772415	0.02303676
15	2.798521427	6.6070475	3.977080253	0	0.00948079	0.06271153	0	0	0	0.00026823	0.32344868	0.02481876	11	3.30353381	2.64720235	0	0.00948079	0.06271153	0	0	0	0.00533845	0.64488735	0.02481876
16	2.696155591	6.5360858	4.052626536	0.00588268	0.01645717	0.05759802	0	0	0	0.00051928	0.32561109	0.02140502	11	3.26804919	2.88841757	0.00194134	0.01645717	0.05759802	0	0	0	0.01268896	0.65122218	0.02140502
17	2.749594148	6.5727409	4.006688331	0	0.01848568	0.05350017	0	0	0	0.00044571	0.32238303	0.02244681	11	3.23885705	2.67104554	0	0.01848568	0.05350017	0	0	0	0.00990741	0.64476607	0.02244681
18	2.857878413	6.6588824	3.959126359	0.00106633	0.00846407	0.04803906	0	0	0	0.00032924	0.29145416	0.02974851	11	3.32544412	2.63941759	0.00053017	0.00846407	0.04803906	0	0	0	0.00645849	0.58290832	0.02974851

	Site IV			Site VI					Site VIII				
	SiO_2	Al_2O_3	Total	Al_2O_3	FeO	MgO	MnO	Total	BaO	Na_2O	K_2O	CaO	
1	3.329660627	0.67033937	4	1.9679306	0.01224568	0.05539983	0	2.03557611	0	0.00840286	0.57825816	0.02229777	
2	3.294087179	0.70591282	4	1.9028019	0.04413859	0.08733833	0	2.03427882	0	0.0126947	0.6797166	0.01152013	
3	3.24855498	0.75144502	4	1.94269321	0.0299364	0.06267805	0	2.03530766	0	0.01633111	0.62994019	0.04573455	
4	3.264552058	0.73544794	4	1.97835493	0.02042654	0.05728483	0	2.0560663	0	0.00424684	0.59704029	0.02183664	
5	3.33129719	0.66870281	4	1.75777475	0.11552674	0.19372245	0	2.06702394	0	0.01427815	0.75042749	0.00064918	
6	3.285617642	0.71438236	4	1.96709065	0.01199592	0.06144904	0	2.04053561	0	0.00939608	0.58888132	0.03397154	
7	3.284457621	0.71554238	4	1.97914322	0.01760417	0.05511317	0	2.05186056	0	0.01007295	0.57264338	0.02498086	
8	3.309108003	0.690892	4	1.89568282	0.05598856	0.10039964	0	2.05207102	0	0.00615022	0.66106111	0.01070921	
9	3.29109888	0.70890112	4	1.84931288	0.07433035	0.13037651	0	2.05401974	0	0.01439389	0.69987966	0.01477846	
10	3.283165827	0.71683417	4	1.95087561	0.03019314	0.06707235	0	2.04814109	0	0.01283379	0.60840471	0.02411833	
11	3.128068427	0.87193157	4	1.93995273	0.04169995	0.06072379	0	2.04237647	0	0.16374206	0.61933448	0.00251852	
12	3.134655091	0.86534491	4	1.92840201	0.05465357	0.05023809	0	2.03329367	0	0.15136322	0.62821023	0.00364236	
13	3.077117668	0.92288233	4	1.91452416	0.06625151	0.05756101	0	2.03833668	0	0.18795195	0.6784234	0.00140378	
14	3.354732209	0.64526779	4	1.96357854	0.00599762	0.05482497	0	2.02440114	0	0.00956795	0.5772415	0.02303876	
15	3.303523825	0.69647618	4	1.95074418	0.00948079	0.06271153	0	2.02293649	0	0.00533645	0.64488735	0.0248176	
16	3.26804919	0.73195081	4	1.95646676	0.01646717	0.05759002	0	2.03052395	0	0.01263856	0.65122218	0.02140502	
17	3.286370495	0.7136295	4	1.95761604	0.01848568	0.05260017	0	2.02870189	0	0.00890741	0.64476607	0.0224681	
18	3.329444118	0.67055588	4	1.96886171	0.00846407	0.04802906	0	2.02535485	0	0.00645849	0.58290832	0.0297485	

Tableau de calcul des formules structurales des aluminosilicates

Carbonates

La Bellière (Au) stade tardif

Oxide							Atomic%							
MgO	SiO2	CaO	FeO	MnO	SrO	Total	Mg	Si	Ca	Fe	Mn	Sr	O	Total
17.98	bdl	30.99	5.84	2.55	bdl	57.36	19.98	0.01	24.75	3.64	1.61	0.00	50.01	100
18.04	bdl	31.12	4.28	1.95	0.10	55.48	20.52	0.00	25.44	2.73	1.26	0.04	50.00	100
19.26	bdl	31.45	4.18	1.65	bdl	56.53	21.33	0.01	25.03	2.60	1.04	0.00	50.00	100
18.86	1.68	29.65	5.42	1.48	bdl	57.08	20.62	1.23	23.30	3.32	0.92	0.00	50.62	100
20.13	bdl	31.97	3.71	1.32	bdl	57.12	21.91	0.00	25.01	2.27	0.82	0.00	50.00	100
16.60	0.52	29.86	8.01	1.27	0.07	56.32	18.94	0.40	24.48	5.12	0.82	0.03	50.20	100
15.76	2.79	27.81	7.97	1.32	bdl	55.65	18.00	2.14	22.83	5.11	0.85	0.00	51.07	100
18.12	bdl	30.83	5.93	1.38	bdl	56.27	20.41	0.01	24.95	3.75	0.88	0.00	50.01	100
18.86	bdl	31.71	5.16	1.27	bdl	57.01	20.81	0.04	25.14	3.20	0.80	0.00	50.02	100
19.23	bdl	31.29	5.47	1.38	bdl	57.36	21.10	0.00	24.67	3.37	0.86	0.00	50.00	100
18.98	bdl	31.00	5.19	1.53	bdl	56.70	21.06	0.01	24.72	3.23	0.96	0.00	50.01	100
18.75	bdl	30.77	5.57	1.32	bdl	56.42	20.94	0.03	24.69	3.49	0.84	0.00	50.02	100
18.78	bdl	31.26	5.47	1.52	bdl	57.03	20.79	0.00	24.86	3.39	0.96	0.00	50.00	100
18.08	bdl	30.63	5.19	1.75	bdl	55.64	20.54	0.02	25.01	3.31	1.13	0.00	50.01	100
18.41	bdl	31.03	5.62	1.50	bdl	56.56	20.59	0.00	24.94	3.53	0.95	0.00	50.00	100
16.55	bdl	29.04	7.97	1.23	bdl	54.79	19.43	0.00	24.50	5.25	0.82	0.00	50.00	100
18.63	bdl	30.70	5.30	1.28	bdl	55.91	20.95	0.05	24.81	3.35	0.82	0.00	50.02	100
19.83	bdl	31.37	4.61	1.49	bdl	57.29	21.62	0.04	24.58	2.82	0.92	0.00	50.02	100
17.95	bdl	29.49	5.63	1.43	bdl	54.50	20.82	0.00	24.58	3.66	0.95	0.00	50.00	100
18.55	bdl	29.75	7.46	1.19	bdl	56.96	20.70	0.02	23.85	4.67	0.76	0.00	50.01	100
16.95	0.14	28.77	7.52	1.25	0.07	54.70	19.84	0.11	24.19	4.94	0.83	0.03	50.06	100
17.23	0.09	29.50	6.11	1.38	0.07	54.39	20.15	0.07	24.79	4.01	0.92	0.03	50.04	100
18.23	bdl	30.15	4.94	1.23	bdl	54.55	20.99	0.05	24.94	3.19	0.81	0.00	50.03	100
17.94	bdl	30.41	6.06	1.27	bdl	55.68	20.42	0.00	24.89	3.87	0.82	0.00	50.00	100
18.39	bdl	29.80	5.72	1.34	bdl	55.25	21.01	0.00	24.46	3.66	0.87	0.00	50.00	100
18.93	bdl	31.53	4.92	1.73	bdl	57.11	20.88	0.00	24.99	3.05	1.08	0.00	50.00	100
18.25	bdl	30.40	5.85	1.29	bdl	55.80	20.67	0.02	24.75	3.72	0.83	0.00	50.01	100

Rochetrejoux (Sb)

14.85	bdl	29.32	11.74	0.32	bdl	56.22	17.39	0.02	24.67	7.71	0.21	0.00	50.01	100
14.43	bdl	29.13	10.98	0.31	0.54	55.39	17.22	0.00	24.98	7.35	0.21	0.25	50.00	100
14.33	bdl	28.89	11.33	0.27	0.05	54.87	17.21	0.00	24.94	7.64	0.18	0.03	50.00	100
15.04	bdl	29.39	11.65	0.12	bdl	56.19	17.56	0.04	24.67	7.63	0.08	0.00	50.02	100
15.21	bdl	28.68	11.09	0.14	0.07	55.19	18.03	0.02	24.44	7.38	0.09	0.03	50.01	100
14.76	bdl	29.57	11.95	0.43	0.14	56.85	17.15	0.00	24.71	7.79	0.29	0.07	50.00	100
15.91	bdl	29.42	11.40	0.38	bdl	57.11	18.20	0.04	24.18	7.31	0.25	0.00	50.02	100
10.56	bdl	29.24	15.17	0.39	bdl	55.36	13.10	0.00	26.07	10.56	0.28	0.00	50.00	100
15.56	bdl	30.15	10.98	0.18	bdl	56.87	17.89	0.00	24.91	7.08	0.12	0.00	50.00	100
14.58	bdl	29.57	10.91	0.37	bdl	55.43	17.29	0.00	25.20	7.26	0.25	0.00	50.00	100
15.18	bdl	29.74	12.44	0.56	bdl	57.93	17.31	0.00	24.37	7.96	0.37	0.00	50.00	100
14.56	bdl	29.10	11.13	0.23	bdl	55.01	17.39	0.00	24.99	7.46	0.15	0.00	50.00	100
12.32	bdl	30.07	14.69	0.47	0.18	57.71	14.49	0.00	25.43	9.69	0.31	0.08	50.00	100
13.68	bdl	29.86	13.36	0.36	0.07	57.33	15.95	0.01	25.03	8.74	0.24	0.03	50.00	100
14.60	bdl	29.75	11.86	0.45	0.07	56.74	16.98	0.06	24.86	7.74	0.30	0.03	50.03	100
15.94	bdl	29.21	10.59	0.15	bdl	55.88	18.55	0.00	24.44	6.91	0.10	0.00	50.00	100
15.00	bdl	29.34	11.26	0.09	bdl	55.68	17.67	0.00	24.84	7.44	0.06	0.00	50.00	100
14.75	bdl	29.73	12.28	0.36	bdl	57.12	17.06	0.02	24.70	7.97	0.24	0.00	50.01	100
14.97	bdl	29.84	11.57	0.22	bdl	56.59	17.39	0.01	24.91	7.54	0.14	0.00	50.01	100
14.81	bdl	30.08	12.18	0.52	bdl	57.59	17.00	0.00	24.82	7.84	0.34	0.00	50.00	100
12.25	bdl	28.48	15.16	0.34	0.25	56.48	14.75	0.00	24.66	10.24	0.23	0.12	50.00	100
15.03	bdl	30.10	12.08	0.29	bdl	57.50	17.24	0.00	24.80	7.77	0.19	0.00	50.00	100
14.95	bdl	29.21	11.62	0.44	0.34	56.56	17.43	0.03	24.48	7.60	0.29	0.16	50.02	100
15.69	bdl	29.79	11.74	0.21	0.30	57.72	17.85	0.02	24.36	7.49	0.13	0.13	50.01	100
15.81	bdl	29.35	11.56	0.34	0.34	57.41	18.08	0.00	24.13	7.41	0.22	0.15	50.00	100
12.45	bdl	29.27	14.56	0.59	0.10	56.97	14.80	0.03	25.01	9.71	0.40	0.05	50.01	100

La Bellière (Au) stade aurifère

27.95	bdl	10.34	16.77	1.09	0.18	56.31	12.75	0.02	24.78	11.60	0.76	0.09	50.01	100
27.73	bdl	10.80	16.22	0.90	bdl	55.65	13.39	0.00	24.70	11.28	0.63	0.00	50.00	100
27.69	bdl	10.72	16.93	0.84	0.08	56.26	13.20	0.00	24.49	11.69	0.59	0.04	50.00	100
28.21	bdl	11.30	15.49	1.04	bdl	56.02	13.83	0.00	24.82	10.63	0.72	0.00	50.00	100
28.14	bdl	10.98	15.00	1.09	bdl	55.20	13.63	0.03	25.11	10.45	0.77	0.00	50.02	100
28.28	bdl	10.07	17.35	0.99	bdl	56.69	12.37	0.00	24.97	11.96	0.69	0.00	50.00	100
28.90	bdl	11.91	15.08	1.30	bdl	57.19	14.22	0.00	24.79	10.10	0.88	0.00	50.00	100
27.61	bdl	10.35	17.09	0.69	bdl	55.73	12.87	0.02	24.68	11.92	0.49	0.00	50.01	100
28.06	bdl	10.05	17.29	1.08	bdl	56.48	12.38	0.04	24.85	11.95	0.76	0.00	50.02	100
28.53	bdl	10.29	15.94	0.87	bdl	55.63	12.79	0.00	25.48	11.12	0.61	0.00	50.00	100
28.21	bdl	10.96	15.04	0.95	bdl	55.16	13.63	0.00	25.21	10.49	0.67	0.00	50.00	100
28.62	bdl	11.07	14.44	1.18	0.26	55.58	13.66	0.00	25.39	10.00	0.83	0.13	50.00	100
28.32	bdl	11.47	13.78	1.24	0.16	54.97	14.22	0.02	25.22	9.58	0.87	0.08	50.01	100
28.21	bdl	10.70	16.05	0.93	bdl	55.88	13.20	0.00	25.03	11.11	0.66	0.00	50.00	100
29.32	bdl	11.39	15.22	1.13	0.25	57.30	13.64	0.00	25.24	10.23	0.77	0.12	50.00	100
28.61	bdl	11.11	16.54	1.08	bdl	57.34	13.37	0.00	24.73	11.17	0.74	0.00	50.00	100
28.65	bdl	10.45	16.25	0.74	0.09	56.17	12.86	0.00	25.35	11.22	0.52	0.04	50.00	100
27.88	bdl	10.98	16.22	0.96	0.16	56.19	13.47	0.02	24.59	11.16	0.67	0.08	50.01	100
28.65	bdl	10.59	15.08	1.06	bdl	55.38	13.15	0.01	25.58	10.51	0.75	0.00	50.00	100
28.55	bdl	12.10	14.57	0.98	0.16	56.36	14.59	0.04	24.74	9.86	0.67	0.08	50.02	100
28.49	bdl	11.22	15.39	1.12	0.07	56.29	13.69	0.00	24.97	10.53	0.77	0.03	50.00	100
28.88	bdl	11.81	13.42	1.29	0.07	55.46	14.45	0.02	25.39	9.21	0.89	0.03	50.01	100
29.46	bdl	11.42	14.73	0.79	0.25	56.64	13.80	0.00	25.57	9.98	0.54	0.12	50.00	100
27.78	bdl	10.42	16.39	1.06	bdl	55.65	12.95	0.04	24.82	11.42	0.75	0.00	50.02	100
28.72	bdl	11.64	15.87	1.04	0.09	57.36	13.92	0.01	24.68	10.64	0.70	0.04	50.01	100
28.48	bdl	11.58	14.99	0.85	bdl	55.90	14.13	0.02	24.99	10.26	0.59	0.00	50.01	100
29.01	bdl	11.93	15.07	1.19	bdl	57.20	14.23	0.00	24.87	10.09	0.81	0.00	50.00	100
28.28	bdl	12.06	14.49	1.00	bdl	55.84	14.67	0.01	24.73	9.89	0.69	0.00	50.01	100
29.29	bdl	11.29	16.63	0.97	bdl	58.18	13.36	0.04	24.89	11.04	0.65	0.00	50.02	100

La Lucette (Sb)

12.18	bdl	27.29	13.59	0.15	non dosé	53.21	15.40	0.03	24.79	9.64	0.11	non dosé	50.04	100
14.91	bdl	28.16	10.41	0.00	non dosé	53.49	18.14	0.00	24.62	7.10	0.00	non dosé	50.14	100
14.90	bdl	28.88	10.20	0.14	non dosé	54.12	17.87	0.00	24.90	6.87	0.10	non dosé	50.27	100
13.04	bdl	28.41	11.27	0.08	non dosé	52.80	16.33	0.00	25.58	7.92	0.06	non dosé	50.12	100
12.79	bdl	28.65	11.89	0.34	non dosé	53.67	15.81	0.00	25.45	8.24	0.24	non dosé	50.26	100
14.42	bdl	28.02	11.55	0.01	non dosé	53.99	17.57	0.00	24.53	7.89	0.00	non dosé	50.00	100
13.32	bdl	28.21	12.60	0.06	non dosé	54.18	16.33	0.00	24.86	8.66	0.04	non dosé	50.10	100
12.36	bdl	29.07	12.34	0.13	non dosé	53.89	15.31	0.00	25.89	8.58	0.09	non dosé	50.12	100
12.42	bdl	26.99	14.69	0.01	non dosé	54.12	15.46	0.04	24.14	10.26	0.01	non dosé	50.09	100
11.48	bdl	27.81	15.35	0.09	non dosé	54.73	14.27	0.04	24.84	10.70	0.06	non dosé	50.09	100
13.89	bdl	28.10	12.43	0.09	non dosé	54.51	16.85	0.00	24.52	8.46	0.06	non dosé	50.10	100
15.15	bdl	29.36	9.79	0.00	non dosé	54.30	18.08	0.03	25.18	6.56	0.00	non dosé	50.15	100
16.04	bdl	29.45	8.48	0.00	non dosé	53.97	19.05	0.05	25.14	5.65	0.00	non dosé	50.11	100
15.89	bdl	29.49	7.42	0.00	non dosé	52.80	19.20	0.00	25.60	5.03	0.00	non dosé	50.17	100
17.07	bdl	29.32	6.87	0.10	non dosé	53.37	20.22	0.01	24.96	4.57	0.07	non dosé	50.18	100
15.15	bdl	29.73	8.51	0.08	non dosé	53.47	18.19	0.07	25.65	5.73	0.05	non dosé	50.29	100
14.75	bdl	29.96	8.36	0.12	non dosé	53.19	17.89	0.11	26.12	5.69	0.09	non dosé	50.12	100
16.18	bdl	29.68	7.83	0.00	non dosé	53.69	19.21	0.00	25.32	5.22	0.00	non dosé	50.25	100
15.72	bdl	28.90	9.55	0.04	non dosé	54.21	18.75	0.03	24.78	6.39	0.02	non dosé	50.02	100
14.06	bdl	29.52	10.20	0.18	non dosé	53.95	17.07	0.00	25.77	6.95	0.12	non dosé	50.09	100
14.20	bdl	29.31	10.12	0.05	non dosé	53.69	17.27	0.02	25.62	6.91	0.04	non dosé	50.16	100
14.17	bdl	29.65	10.03	0.18	non dosé	54.02	17.14	0.00	25.78	6.81	0.12	non dosé	50.15	100
14.11	bdl	30.21	9.46	0.09	non dosé	53.87	17.10	0.00	26.32	6.44	0.06	non dosé	50.09	100
14.11	bdl	30.95	8.89	0.22	non dosé	54.18	16.95	0.00	26.73	6.00	0.15	non dosé	50.17	100
13.81	bdl	29.17	10.76	0.23	non dosé	53.98	16.83	0.03	25.54	7.36	0.16	non dosé	50.08	100
14.27	bdl	29.36	9.89	0.12	non dosé	53.65	17.40	0.00	25.72	6.76	0.09	non dosé	50.04	100
14.14	bdl	28.57	11.66	0.00	non dosé	54.37	17.10	0.06	24.83	7.91	0.00	non dosé	50.10	100
14.66	bdl	27.73	11.12	0.33	non dosé	53.84	17.85	0.01	24.27	7.59	0.23	non dosé	50.06	100
14.23	bdl	28.21	11.80	0.10	non dosé	54.34	17.25	0.00	24.58	8.03	0.07	non dosé	50.08	100
11.29	bdl	27.27	15.79	0.15	non dosé	54.50	14.12	0.04	24.53	11.08	0.11	non dosé	50.13	100
12.64	bdl	27.96	13.77	0.13	non dosé	54.50	15.52	0.01	24.69	9.49	0.09	non dosé	50.20	100
12.73	bdl	29.26	12.25	0.13	non dosé	54.37	15.61	0.01	25.79	8.43	0.09	non dosé	50.08	100
11.95	0.11	27.83	15.07	0.00	non dosé	54.95	14.70	0.09	24.61	10.40	0.00	non dosé	50.20	100
12.47	bdl	29.05	12.61	0.08	non dosé	54.20	15.39	0.02	25.76	8.72	0.05	non dosé	50.06	100
13.40	bdl	28.36	11.53	0.12	non dosé	53.40	16.55	0.03	25.17	7.99	0.08	non dosé	50.17	100
17.00	bdl	29.23	6.54	0.24	non dosé	53.00	20.26	0.00	25.03	4.37	0.16	non dosé	50.18	100
15.43	bdl	28.64	8.97	0.02	non dosé	53.06	18.69	0.00	24.94	6.10	0.01	non dosé	50.26	100
14.90	bdl	29.10	10.01	0.27	non dosé	54.29	17.85	0.00	25.05	6.73	0.19	non dosé	50.18	100
14.83	bdl	29.05	9.87	0.20	non dosé	53.94	17.92	0.00	25.23	6.69	0.14	non dosé	50.02	100
13.39	bdl	28.32	11.67	0.12	non dosé	53.49	16.55	0.00	25.17	8.10	0.08	non dosé	50.09	100
15.91	bdl	28.91	8.17	0.00	non dosé	52.99	19.22	0.00	25.11	5.54	0.00	non dosé	50.14	100
15.28	bdl	28.41	10.89	0.16	non dosé	54.74	18.20	0.03	24.32	7.28	0.11	non dosé	50.06	100
13.25	bdl	29.05	12.12	0.02	non dosé	54.44	16.13	0.00	25.43	8.28	0.01	non dosé	50.15	100
12.72	bdl	28.05	12.69	0.22	non dosé	53.69	15.78	0.05	25.01	8.83	0.16	non dosé	50.17	100
13.62	bdl	27.55	12.10	0.13	non dosé	53.40	16.90	0.00	24.58	8.43	0.09	non dosé	50.00	100
16.07	bdl	28.72	8.53	0.19	non dosé	53.51	19.25	0.03	24.72	5.73	0.13	non dosé	50.13	100
12.55	bdl	29.23	12.36	0.24	non dosé	54.37	15.37	0.01	25.74	8.49	0.17	non dosé	50.22	100
13.20	bdl	27.81	12.95	0.20	non dosé	54.16	16.20	0.01	24.53	8.91	0.14	non dosé	50.21	100
14.07	bdl	27.98	13.08	0.00	non dosé	55.13	16.93	0.03	24.20	8.83	0.00	non dosé	50.01	100
12.39	bdl	27.44	13.74	0.20	non dosé	53.76	15.48	0.03	24.65	9.63	0.14	non dosé	50.08	100
16.79	bdl	29.05	8.37	0.06	non dosé	54.27	19.76	0.00	24.58	5.53	0.04	non dosé	50.09	100
16.60	bdl	29.27	7.72	0.17	non dosé	53.76	19.66	0.05	24.91	5.13	0.12	non dosé	50.15	100
17.37	bdl	29.29	6.49	0.22	non dosé	53.37	20.55	0.00	24.90	4.31	0.15	non dosé	50.09	100
12.42	bdl	29.92	12.20	0.00	non dosé	54.54	15.17	0.00	26.26	8.36	0.00	non dosé	50.21	100
13.11	bdl	28.32	12.86	0.22	non dosé	54.50	16.02	0.04	24.87	8.81	0.15	non dosé	50.11	100

Florent CHEVAL-GARABEDIAN

Les minéralisations à Sb et Au tardi-varisques : vers un modèle génétique unifié ? Exemples du Massif armoricain et du Massif central

Résumé :

Le Massif armoricain et le Massif central renferment la majeure partie des minéralisations filoniennes à antimoine du varisque français. Malgré leur intense exploitation, il n'existe pas de consensus sur leur modèle métallogénique et la relation entre antimoine et or reste obscure. Cette étude est centrée sur 4 districts : i) la Bellière, ii) la Vendée, iii) la Lucette pour le Massif armoricain et iv) le district de Brioude-Massiac dans le Massif central à fins de comparaisons. Nos résultats montrent que les minéralisations à antimoine étudiées sont très similaires entres elles avec une formation à faible profondeur (< 5 km), et une évolution en 2 stades : i) précoce à arsénopyrite formé entre 350-280°C, formé par des fluides aquo-carboniques principalement métamorphiques, ii) tardif à stibine-or entre 120-200°C formé en réponse à une baisse de température due à l'arrivée dans le système d'eau météorique de faible salinité. Toutes les minéralisations à antimoine et antimoine-or possèdent de l'or « invisible » piégé dans l'arsénopyrite (et la berthiérite ?), et de l'or natif associé avec la stibine. Cet or natif est responsable des fortes teneurs et relève essentiellement de processus de reconcentration (la Lucette). A l'échelle du Massif armoricain, les minéralisations à Sb sont contrôlées structuralement par les grands décrochements dextres d'échelle crustale qui drainent les fluides durant la période tardi-varisque, vers 310-300 Ma, un calage chronologique confirmé par la datation U-Pb ICP-MS de l'apatite de la Lucette. Elles sont donc postérieures aux minéralisations de type « or orogénique » du Massif armoricain (la Bellière) mises en place entre 340-325 Ma, mais synchrones de l'événement « or 300 » dans le Massif central. Nous proposons que l'ensemble des minéralisations à antimoine soit regroupé dans le sous type « épizonal » du modèle « or orogénique ».

Mots clés : antimoine, or orogénique, minéralogie, contrôle structural, tardi-Varisque, fluides minéralisateurs

The Sb and Au-late-variscan ore deposits: towards a unified genetic model? Examples from the Armorican Massif and Central Massif

Abstract :

The French Variscan domains, particularly the Armorican Massif and the Central Massif, contain most of the antimony vein ore deposits. Despite their intense exploitation, there is no consensus on their general metallogenic model and on the relationships between antimony and gold remains unclear. This study focuses on 4 districts: i) la Bellière, ii) Vendée, iii) la Lucette, in the Armorican Massif, and, iv) Brioude-Massiac district in the Central Massif to compare with the Armorican Massif. Our results show that antimony ore deposits studied are very similar to each other with a shallow depth formation (<5 km), and an evolution in 2 stages: i) an early one with arsenopyrite formed between 350-280°C, formed by metamorphic aquo-carbonic fluids, ii) a late one with stibnite-gold between 120-200°C formed in response to a temperature drop due to arrival in the system of low-salinity meteoric water. All antimony and antimony-gold ore deposits have "invisible" gold trapped in arsenopyrites (and berthierite?), and/or native gold with stibnite. This native gold is responsible for high grade ore, and is largely due to reconcentration processes (la Lucette). At the scale of the Armorican Massif, the Sb ore is structurally controlled by large crustal-scale dextral strike-slip faults that drain fluids during the late-Variscan period, around 310-300 Ma. This chronological setting is confirmed by U-Pb dating by LA-ICP-MS on the apatites of la Lucette deposit. They are younger than the "orogenic gold" mineralization formation in the Armorican Massif (le Bellière) set-up between 340-325 Ma, but coeval with the "or 300" event in the Central Massif. We propose that all antimony ore deposits can be grouped in the "epizonal" subtype of the "orogenic gold" model.

Keywords : antimony, orogenic gold, mineralogy, structural control, late-Variscan, mineralizing fluids

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
Campus Géosciences
1A, rue de la Férollerie
45071 Orléans Cedex 2