Le gisement périgranitique à tungstène et or de Salau (Pyrénées, France), histoire polyphasée d'un système minéralisé tardi-varisque

Thomas Poitrenaud

▶ **To cite this version:**

Thomas Poitrenaud. Le gisement périgranitique à tungstène et or de Salau (Pyrénées, France), histoire polyphasée d'un système minéralisé tardi-varisque. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2018. Français. NNT : 2018ORLE2002 . tel-01886953

HAL Id: tel-01886953

https://theses.hal.science/tel-01886953

Submitted on 3 Oct 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

ÉCOLE DOCTORALE

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

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

THÈSE présentée par :

Thomas POITRENAUD

Soutenue le : **16 mai 2018**

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

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre / Métallogénie

Le gisement périgranitique à tungstène et or de Salau (Pyrénées, France), histoire polyphasée d'un système minéralisé tardi-varisque

THÈSE dirigée par :

Eric MARCOUX	Professeur, Université d'Orléans
Philippe d'ARCO	Professeur, Université de Paris VI

RAPPORTEURS :

Kalin KOUZMANOV	Professeur, Université de Genève
Didier BEZIAT	Professeur, Université de Toulouse

JURY :

Kalin KOUZMANOV	Professeur, Université de Genève (*rapporteur*)
Didier BEZIAT	Professeur, Université de Toulouse (*rapporteur*)
Albert SOLER i GIL	Professeur, Université de Barcelone (*examinateur*)
Michel FAURE	Professeur, Université d'Orléans (*examinateur*)
Eric MARCOUX	Professeur, Université d'Orléans (*directeur de thèse*)
Philippe d'ARCO	Professeur, Université de Paris VI (*co-directeur de thèse*)
Michel BONNEMAISON	Docteur d'état, e-Mines (*invité*)
Colette DERRE	Maitre de conférences (ER), Université de Paris VI (*invité*)

Le gisement périgranitique à tungstène et or de Salau (Pyrénées, France), histoire polyphasée d'un système minéralisé tardi-varisque

Le gisement à tungstène et or de Salau vu depuis l'est du massif de La Fourque

Manuscrit de thèse

Thomas POITRENAUD

Défendue le : *16 mai 2018*

Thèse dirigée par :

Eric MARCOUX	Professeur, Université d'Orléans
Philippe d'ARCO	Professeur, Université Pierre et Marie Curie

Co-encadrement :

Michel BONNEMAISON	Docteur d'état, e-Mines
Colette DERRE	Professeur, Université Pierre et Marie Curie
Romain AUGIER	Maitre de conférences, Université d'Orléans

Remerciements

"La vraie valeur d'un homme réside, non dans ce qu'il a, mais dans ce qu'il est." Oscar Wilde

Ce manuscrit représente l'aboutissement de 3 années de travail au cours desquelles j'ai eu la chance de rencontrer de nombreuses personnes et de lier de nouvelles amitiés. Tout n'a pas toujours été facile, loin de là d'ailleurs, mais je ressors mûrit de cette expérience très formatrice, plus passionné que jamais par la géologie et les ressources minérales. C'est pourquoi je tiens à adresser les mots suivants à toutes les personnes qui m'ont soutenu et conseillé.

Tout d'abord, je remercie mes directeurs de thèse Michel Bonnemaison et Eric Marcoux pour m'avoir fait confiance en me proposant ce sujet de thèse et pour l'avoir financé à la sortie de mon master. Je remercie également Philippe d'Arco pour avoir accepté de co-encadrer cette thèse.

J'adresse de chaleureux remerciements à Colette Derré, professeur d'exception en métallogénie qui a su me transmettre sa connaissance encyclopédique et sa passion sur le tungstène en général et sur le gisement de Salau en particulier. Merci Colette pour tous les moments que moments que tu m'as consacré et pour les bons repas du midi chez ton traiteur chinois !

Je remercie également très chaleureusement Romain Augier, brillant maitre de conférences en géodynamique de l'université d'Orléans, pour sa bienveillance, la confiance qu'il a bien voulu m'accorder et les excellents conseils qu'il m'a procuré. Merci Romain pour ton encadrement et ton dynamisme, sur le terrain comme au laboratoire.

Merci à Loïc Nansot pour son expérience et ses précieux conseils sur ce gisement de tungstène si particulier dont il a été le chef géologue pendant plus de 12 ans. Une partie de ce travail n'aurait pas pu être aboutie sans ta participation.

Merci aux ariégeois : seixois et seixoises, les couflensois et couflensoises, les haut-salatois et haut-salatoises, les catalans et catalanes, pour leur accueil formidable et leurs apéros mémorables : Hélène, Jacques, Francis, Philippe, Lionel, Gilbert, Marie, Annie, Henriette, Vincent, Jean-Louis, Jean le Berger et tous les autres !!!

Merci à l'équipe d'e-Mines et aux dunois et dunoises avec qui j'ai partagé un paquet de bons moments : Jean-Louis Carba, Florent Carba, Quentin, Matthieu, Elsa, Claude, Marie, Marine et Jérôme. Jean-Louis, merci pour ton soutien infaillible sur le terrain !! Je me souviendrais longtemps du Beaumes

de Venise, des cafés d'encouragement avant de grimper dans la Fourque, des ravitaillements plus que copieux et de la charcuterie ariégeoise ! Flo, merci pour ton aide sur le terrain, une grande partie de ces pages n'auraient pas pu s'écrire sans ta forme physique pour m'aider à prélever et porter les échantillons sur ce terrain si accidenté. Quentin et Mat, merci pour tous les bons moments que l'on a eu ensemble en Ariégistan et les boutanches partagées !

J'adresse un immense MERCI spécial à Florent CHEVAL-GARABEDIAN, plus communément dénommé "flal" pour son soutien infaillible, son aide, son enthousiasme et sa bonne humeur permanente, que ce soit sur le terrain, au labo, au VB ou dans la vie de tous les jours. Je te souhaite bon courage pour ta dernière année de thèse.

Je remercie au complet le noyau dur de l'équipe de Variscan Mines avec laquelle tout a commencé : Max, Gégé, Anne-So, Ptit Gui, Patrick, Michelle et Jack. Merci pour tout le temps que nous avons passé ensemble et pour celui que vous avez passé à relire et corriger mes proses !! C'est également grâce à vous que j'ai acquis une grande partie de mes compétences depuis le master, merci donc très sincèrement ! On se souviendra longtemps de « Seix en fête » !

Je remercie l'ensemble du laboratoire ISTO avec qui j'ai passé une bonne partie de ces 3 années et au sein duquel j'ai réalisé tout mon cursus universitaire. Ainsi, je vous remercie pour la bonne ambiance quotidienne : Vivi, Julie, Morgane, Eloïse, Zyneb, Amélie, Annaëlle, Laurianne, Max, Bryan, Gaëtan, Clément, Alex, Hugo, Kévin, Clément, Tiago, Vincent, Mohammed et Xudong. Merci aux litholamelleurs Sylvain Janiec et Jean-Gabriel Badin pour avoir confectionné un grand nombre de lames et sections polies, parfois (souvent) dans l'urgence !! Merci à Patricia Benoist pour les préparations/séparations de laboratoire et à Ida di Carlo pour le volet MEB, microsonde, cathodo ainsi que pour son aide pour avoir des créneaux qui m'ont souvent arrangé !

Merci aux collaborateurs académiques et professionnels ayant contribué de par leur participation ou leurs conseils/discussions à cette thèse : Marc Poujol, Bleuënn Guéguen, François Fourel, Luc Barbanson, Stanislas Sizaret, Yannick Branquet, Hugues Raimbourg, Ida di Carlo, Mathieu Harlaux, Craig Hart, Ross Stevenson, Michel Pichavant, Michel Jébrak, Charles Gumiaux, Mickael Motellica, Michel Cuney, Yves Guise, Robert Behets, Malcolm Titley, Greg White, Nerys Walters.

J'adresse également des remerciements sincères aux collègues du BRGM avec qui j'ai eu l'occasion de discuter et de passer de bons moments. Ainsi, merci à Eric Gloaguen, Pol Urien, Mario Billa, Jérémie Melleton, Nicolas Charles, Sébastien Colin, Guillaume Bertrand, Johann Tuduri, Isabelle Duhamel-Achin, Laurent Guillou-Frottier, Bruno Tourlière et Abdeltif Lahfid.

REMERCIEMENTS

Je remercie énormément mes parents Didier et Annie, ma sœur Emeline et mes grands-parents pour le soutien qu'ils m'apportent au quotidien et pour tous les moments de bonheur partagés ensemble. Je remercie également Luc, Martine et Rémi pour tous les excellents moments partagés durant ces trois ans.

J'ai également une pensée pour ceux qui nous ont quitté trop vite au cours de ces 3 années, mon oncle Jean-Louis, ma grand-mère Yvonne et mon grand-père Gilles. Je ne vous oublie pas.

J'adresse enfin, mes derniers mots à Mathilde, à qui je dédie ce mémoire pour tous mes moments d'absence qu'elle a dû endurer lors de mes 8 mois de terrain ou plus quotidiennement durant la rédaction de ce manuscrit. Je te remercie du fond du cœur et je nous souhaite bon vent, l'avenir s'annonce plein d'aventures ! Alea jacta est.

Contexte de réalisation de la thèse et financement

Depuis une dizaine d'années, plusieurs communautés et pays (Union Européenne, USA, Australie, Canada…) ont pleinement subi la crise mondiale sur les métaux rares (Jégourel, 2011). Cette dernière a entrainé une prise de conscience par ces états de leur dépendance vis-à-vis de la Chine qui détient le monopole sur une grande partie de ces métaux (tungstène, antimoine, terres rares…). Dans ce contexte extrêmement tendu en termes d'approvisionnement, l'Union Européenne a décidé de réagir en établissant une liste de « métaux stratégiques et/ou critiques » indispensables pour le bon fonctionnement des ses industries (aéronautique, automobile, high tech...). Cette liste avait pour but de mettre en place une politique de sécurisation des sources d'approvisionnement pour ces substances, en se positionnant vers des pays miniers concurrentiels de la Chine sur les ressources qu'elle ne possède pas sur son territoire et en relançant l'exploration / exploitation minière sur le territoire de l'Union Européenne.

Ainsi, même si, en 2016, l'Europe était le troisième producteur mondial de matières premières minérales derrière l'Amérique du Nord et l'Asie, sa dépendance en métaux n'a jamais été aussi importante et cruciale. Sa production a chuté drastiquement et est passé de 50 % de la production mondiale au milieu du XIXème siècle, à moins de 5 % en 2009 (Marcoux, 2017). Même si, la part du recyclage et de l'économie circulaire en général, progresse, elle demeure faible et le recours à l'extraction minière est une nécessité (Labbé, 2016).

C'est ainsi qu'au début des années 2010, sous l'impulsion de A. Montebourg, alors ministre du redressement productif, la France, au même titre que ses voisins, recommença à s'intéresser au potentiel minier du territoire métropolitain. Le BRGM, Service Géologique National français, fut alors chargé de réévaluer le potentiel minier de la France (*figure 1* ; Cassard *et al*., 2012 ; Audion, 2013 ; Bertrand *et al.*, 2013 ; Gloaguen & Tourlière, 2016 ; Melleton et al., 2016).

Au cours de cette même période, cette réactualisation du potentiel minier français, a suscité l'intérêt de plusieurs juniors d'exploration (Variscan Mines, Scotgold, Cordier Mines, Garrot-Chaillac, Cominor, SudMine) et même de sociétés plus importantes (Imerys). Elles ont alors déposé des permis exclusif de recherche de mines (PERM) pour les métaux précieux (Au-Ag), les métaux de base (Cu, Pb, Zn), les métaux stratégiques (Sn, W, Sb, F) et leurs potentiels sous-produits valorisables (In, Ge, Ga, Nb, Ta, Li…); ainsi qu'un permis d'exploitation (PEX) à Echassières.

Le potentiel français pour le tungstène est très élevé, et l'ancien gisement de Salau en constitue l'une des plus importantes ressources du territoire. Rouvrir la mine de Salau permettrait ainsi à la France d'être moins dépendante, voire quasi-autonome, vis-à-vis des importations chinoises pour ce métal, réduisant ainsi son empreinte carbone et contribuant à la lutte contre le réchauffement climatique. Ce site présente un triple intérêt : 1- stratégique pour l'industrie française, 2- environnemental et 3- métallogénique qui constitue le cœur de cette thèse.

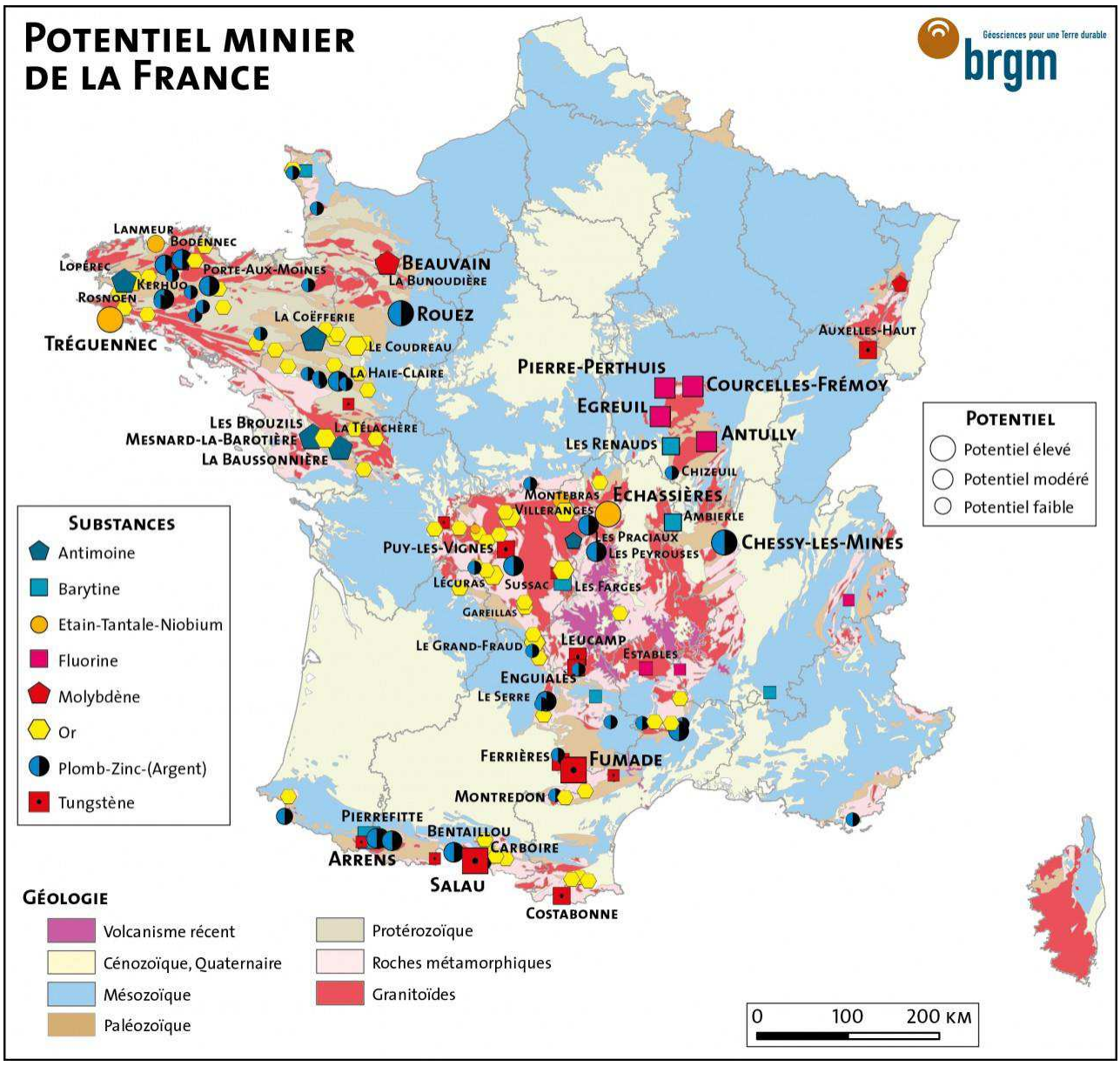


Figure 1 : Carte du potentiel minier en France métropolitaine (BRGM, 2017)

Cette thèse s'inscrit dans la politique de Recherche & Développement de l'entreprise de services à l'exploration minière e-Mines. Elle est au cœur des problématiques d'approvisionnement en métaux critiques identifiés par l'Union Européenne (tungstène, antimoine, titane) et du renouveau minier français incarné par le lancement de nouveaux travaux d'exploration en France métropolitaine. Elle a été réalisée au sein de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) en collaboration avec l'université Pierre et Marie Curie (UPMC), à Paris, ayant effectuée une grande partie des études menées sur ce gisement dans les années 1970-1980.

La bourse de thèse ainsi que les frais de fonctionnement ont été intégralement financé par l'entreprise e-Mines sur un dispositif de collaboration CIFRE avec l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans.

Table des matières

I. Introduction 19

a. Le tungstène, un métal stratégique et critique pour l'industrie 19

i. Découverte 19

ii. Propriétés 19

iii. Usages 21

iv. Economie 23

v. Potentiel en France métropolitaine 29

b. Le modèle skarn 32

c. Problématique 35

II. Contexte géologique 39

a. L'orogenèse Varisque 39

i. Généralités 39

ii. Histoire géodynamique 42

iii. Minéralisations en W 45

b. La zone axiale des Pyrénées 50

i. Généralités 50

ii. Magmatisme tardi-varisque 56

iii. Modèle tectonique 59

iv. Minéralisations 63

c. Contexte géologique et métallogénique du secteur de Salau 77

i. Localisation 77

ii. Formations métasédimentaires 79

iii. Magmatisme 88

iv. Métamorphisme de contact 93

v. Déformation 95

vi. Minéralisations et contexte minier historique 99

III. Etude des minerais à l'échelle des corps minéralisés 107

a. Description des corps minéralisés et des différents indices 107

i. Le Bois d'Anglade et les skarns 107
ii. Le quartier Véronique et les brèches filoniennes à sulfures massifs 119
iii. Les indices du Ravin de la Fourque 143
iv. Les indices de la périphérie du massif de la Fourque 147
v. Espis 158
vi. Le bois de la Péguille 161
vii. Vallée de la Pallaresa / Aurenère 162

b. Distribution du tungstène et de l'or dans les corps minéralisés 166

i. Gisement de Salau 166
ii. Indice d'Aurenère 170

c. Synthèse des observations de terrain 173

IV. Modélisation 3D 177

a. Compilation et traitement des données historiques 177

i. Recherche des données 177
ii. Structure de la base de données de sondages 179
iii. Saisie et harmonisation des données 180

b. Modélisation 3D du gisement sous Micromine™ 182

i. Structure du système d'information géographique 182
ii. Modélisation des infrastructures de la mine 183
iii. Modélisation 3D des sondages historiques 185
iv. Modélisation des principaux corps minéralisés 186

c. Estimation de ressources 190

i. Etude variographique 190
ii. Création d'un modèle de blocs 192
iii. Estimation des ressources potentielles et synthèse 3D du gisement 199

V. Etude minéralogique, microchimique et isotopique 205

a. Secteur de la mine d'Anglade 205

i. L'auréole de métamorphisme externe et interne 205
ii. Les exoskarns 205
iii. Les endoskarns 211

iv. La minéralisation à sulfures massifs et scheelite grossière 211
v. Assemblages particuliers ou tardifs 226
vi. Synthèse paragénétique 228
b. Aurenère 230
c. Données microsonde 234
i. Sulfures 234
ii. Phosphates et silicates 242
d. Isotopie 249
i. Géochimie isotopique du soufre 249
ii. Géochimie isotopique du plomb 253
VI. Le caractere polyphasé du gisement tardi-varisque de salau (Pyrénées, France), mise en évidence par analyses de terres rares et par datations U/Pb en LA-ICP-MS 257
a. Introduction 261
b. Geological background 263
i. Regional geological context 263
ii. Local geological context 265
c. Ore characterization 271
i. Field observations 271
ii. Parageneses and textures 273
iii. Cathodoluminescence imaging 275
d. REE geochemistry of scheelite and apatite 277
i. Method 277
ii. Results 278
e. LA-ICP-MS U-Pb dating of zircon, apatite and scheelite 282
i. Materials and methods 282
ii. Geochronological results 283
f. Discussion 288
i. Evidence for a polyphased emplacement of the Salau/Aurenere W/Au deposit 288

ii. Clues for intrusion-related ore-deposits typical cooling time 291
iii. Ore-deposit model and regional implication 293
g. Concluding remarks 295
VII. La méthode RSCM en tant qu'outil thermométrique pour l'exploration minière 311
a. Introduction 314
b. Geological background 316
i. Regional context 316
ii. Local context 317
iii. Skarn description 321
c. RSCM geothermometer application 325
i. Methodology 325
ii. Analytical conditions 326
iii. Results 327
iv. Variography and kriging 332
d. Data inversion and COMSOL thermal model 334
i. Average thermal gradient 334
ii. Validation (field and magnetic survey) 335
iii. COMSOL model 337
e. Discussion 339
i. Choice of the calibration 339
ii. Conditions for applicability of the method to others intrusion-related deposits exploration 339
iii. Validation and interpretation of the intrusion roof depth map 340
iv. Implications for thermal structure of the Axial Zone 340
f. Conclusion 341
VIII. Discussion / Synthèse 347
a. Histoire polyphasée et modèle métallogénique du gisement de Salau 347
i. Observations et résultats de terrain 347
ii. Observations et résultats de laboratoire 351

iii. Genèse du gisement 352

iv. Modèle métallogénique 355

v. Métallotectes et exploration minière 361

b. Evolution de la nature du magmatisme tardi-Varisque et implications pour la métallogénie du tungstène et de l'or dans les Pyrénées 363

i. Un magmatisme polyphasé 363

ii. Le tungstène dans la chaîne varisque 369

c. Durée de vie des systèmes magmatiques et hydrothermaux 372

IX. Conclusion générale 377

GLOSSAIRE 379

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 383

LISTE DES FIGURES 427

LISTE DES TABLEAUX 443

LISTE DES PHOTOGRAPHIES 447

ANNEXES 455

a. Annexe 1 – Analyses or historiques du gisement de Salau (BRGM, 1986) 457

b. Annexe 2 – Corrélation entre données pXRF et ICP pour le tungstène 461

c. Annexe 3 - Aperçu des logs de sondages historiques intégrés dans le modèle 3D 463

d. Annexe 4 - Aperçu des plans miniers récupérés et intégrés dans le modèle 3D 467

e. Annexe 5 - Tableaux d'analyses microsonde 471

f. Annexe 6 – Cartes de localisation des échantillons prélevés 481

g. Annexe 7 – Cartographie magnétique 485

Chapitre I

INTRODUCTION

I. Introduction

Cette thèse s'inscrit dans le cadre des nouveaux programmes d'exploration minière actuellement en cours en France métropolitaine. Parmi les métaux recherchés, le tungstène occupe une place de choix car il s'agit d'une substance récemment qualifiée de « critique » par l'Union Européenne. Son économie est fortement contrôlée par le marché chinois. Il est utilisé dans de nombreuses applications industrielles et la totalité des besoins français dépendent de l'importation.

a. Le tungstène, un métal stratégique et critique pour l'industrie

i. Découverte

Tungstène provient du suédois « tung sten » qui signifie « pierre lourde ». Son symbole atomique (W) dérive du nom qui lui est prêté dans la plupart des pays d'Europe du Nord « wolfram ». Etymologiquement, l'origine du mot wolfram dérive du fait que ce métal, présent sous forme de wolframite ou de scheelite, était souvent associé à la cassitérite, principal minerai d'étain. Par sa présence, il diminuait le rendement métallurgique du minerai d'étain. Les fondeurs allemands, baptisèrent alors ce minéral noir « wolf rham », traduction littérale de « bave de loup », signifiant que le wolfram dévorait l'étain comme le loup dévorait le mouton.

Ce métal fut découvert en 1781 par le chimiste suédois Carl Wilhelm Scheele qui isola l'acide tungstique à partir d'un tungstate de chaux alors nommé scheelin calcaire, puis scheelite ($CaWO_4$) en 1821. En 1782, un autre chimiste suédois, Tobern Bergman, isola à son tour l'acide tungstique à partir de la scheelite et soupçonna, sans pouvoir le démontrer, que cet acide avait une origine métallique. Il en déduisit alors la présence d'ions d'un métal inconnu qu'il nomma tungstène (Guiollard, 2009).

En 1783, les chimistes espagnols José et Fausto Elhuyar obtinrent un acide identique à celui de Scheele mais cette fois à partir de wolframite (Fe, Mn) WO_4. Ils réussirent à isoler ce métal à partir d'un nouveau minéral en provoquant la réduction des ions métalliques avec du charbon.

ii. Propriétés

Le tungstène est le 74ème élément du tableau périodique de Mendeleïev (*figure 2*). Il s'agit d'un métal grisâtre, dur et cassant. Son clarke de 1,25 ppm en fait un élément peu abondant dans la croûte terrestre, et les principales propriétés conférées au tungstène sont (Audion & Labbé, 2012) :

- sa dureté (7,5 sur l'échelle de Mohs) ;
- sa réfractarité (la plus élevée de tous les métaux avec une température de fusion de 3410 °C) ;
- sa forte densité (19,25) ;
- sa résistance à la traction (même à température élevée) ;
- son très faible coefficient de dilatation thermique ($4{,}2.10^{-6}$ $m/m*K^{-1}$).

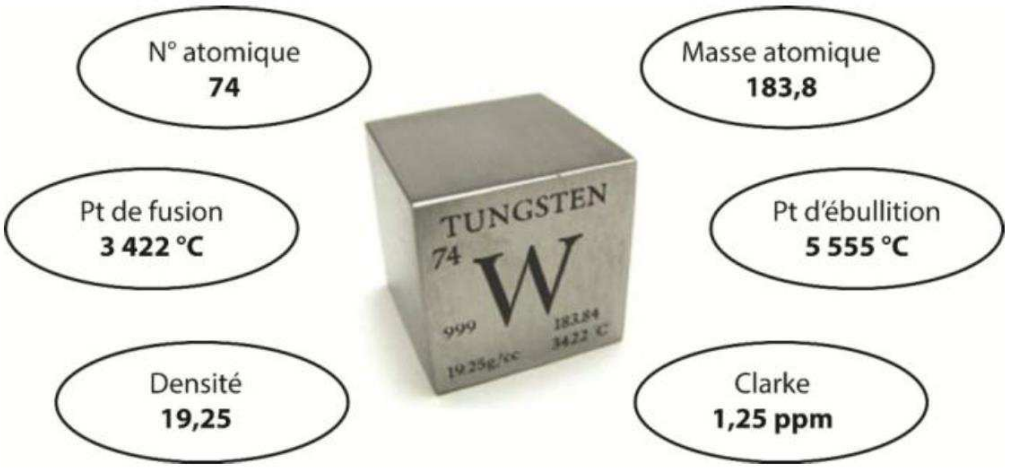


Figure 2 : Propriétés physiques du tungstène

Le tungstène métal est résistant à la corrosion aux acides, aux bases et à l'oxydation jusqu'à 400 °C (à l'exception de l'acide nitrique et de l'eau régale). L'ion tungstate est WO_4^{2-}. Il n'a pas de rôle biologique connu, n'est pas allergisant et n'a pas de toxicité aux doses d'exposition usuelles (*Audion et Labbé., 2012*).

Il possède 5 isotopes naturels (^{182}W, ^{183}W, ^{184}W, ^{186}W) dont 1 radioactif (^{180}W) (*figure 3*). Le plus abondant est le ^{184}W (30,64 %).

	Z = 74 – A = 182	Z = 74 – A = 183	Z = 74 – A = 184	Z = 74 – A = 186
Symbole du noyau	$^{182}_{74}W$	$^{183}_{74}W$	$^{184}_{74}W$	$^{186}_{74}W$
Composition du noyau	74 protons 108 neutrons	74 protons 109 neutrons	74 protons 110 neutrons	74 protons 112 neutrons
Proportion sur Terre	26,50 %	14,3 %	30,64 %	28,43 %

Radioisotopes naturels

	Z = 74 – A = 180
Symbole du noyau	$^{180}_{74}W$
Composition du noyau	74 protons 106 neutrons
Proportion sur Terre	0,12 %
Période radiaoactive	$1,8.\ 10^{18}$ ans
Type de radioactivité	Alpha

Figure 3 : Isotopes du tungstène

iii. Usages

L'utilisation la plus courante du tungstène consiste à le combiner au carbone pour former du carbure de tungstène (WC) possédant une dureté très élevée (9 sur l'échelle de Mohs). On l'utilise également dans divers autres domaines tels que les superalliages, la chimie ou les produits d'usine (*figure 4 ; figure 5*).

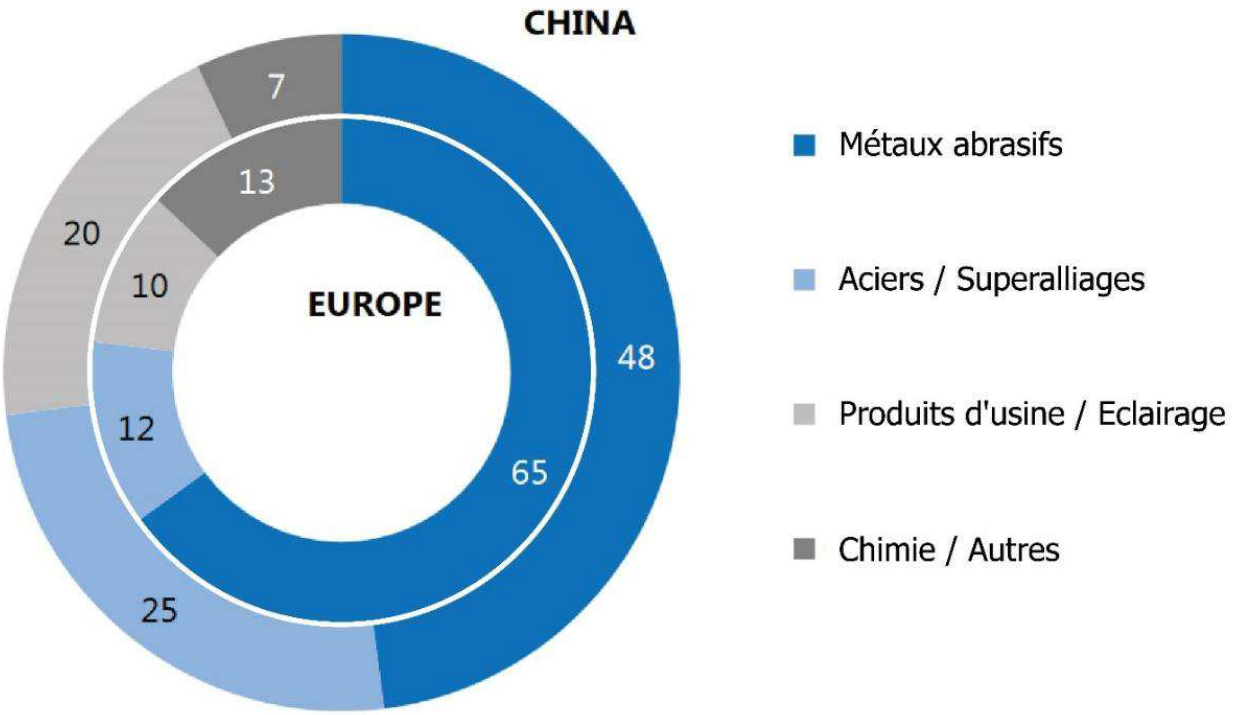


Figure 4 : Principales applications du tungstène en 2015 (ArgusMedia, 2015)

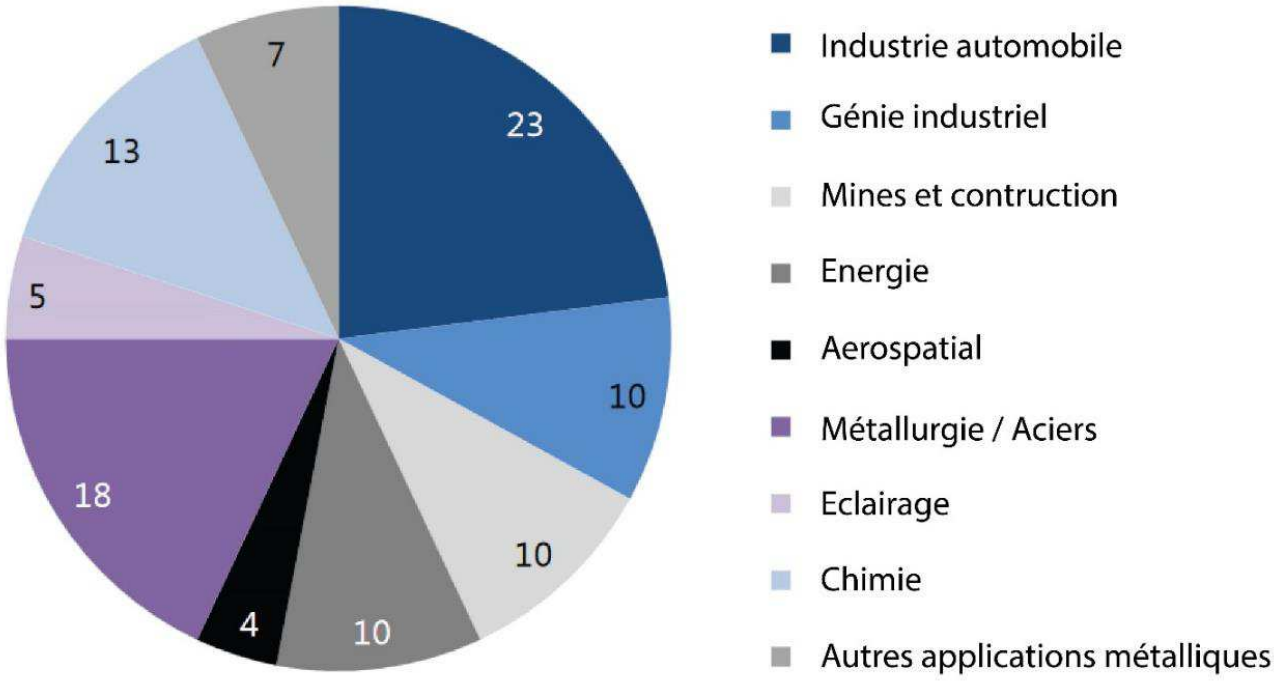


Figure 5 : Consommation globale de tungstène par secteur en 2014 (ArgusMedia, 2015)

Ces produits sont utilisés pour leur dureté et leur résistance à la chaleur qui sont les 2 principales propriétés du tungstène. Leurs applications sont omniprésentes dans notre quotidien (*figure 6*) :

- les carbures cémentés sont transformés en outils d'usinage et de coupe (scies, forets, fraises, poinçons…), dans le tréfilage, les revêtements de protection d'usure, les outils pour travaux publics (trépans de forages, tunneliers), les billes de stylos, les munitions et la bijouterie ;

- les aciers au tungstène sont utilisés dans les outils pour travail à chaud ou à froid et certains aciers inoxydables ;

- les alliages et superalliages au tungstène sont transformés en matériaux devant résister à des environnements de haute température (turbines d'avion, centrales à gaz, fours métallurgiques). On utilise les alliages lourds (90 à 98 % W) pour leur densité (contrepoids, munitions) ou la radioprotection ;

- le tungstène métal est utilisé pour l'éclairage (filaments des ampoules à incandescence et halogènes, électrodes des tubes et ampoules à décharge basse et haute pression), des contacteurs électroniques, des résistances chauffantes de fours industriels et pour les appareils à rayons X ;

- les composés chimiques du tungstène sont utilisés en catalyse, pour des pigments, des luminophores et dans les lasers. Les sels de tungstène sont également employés en tant qu'ignifugeant du bois et des étoffes.

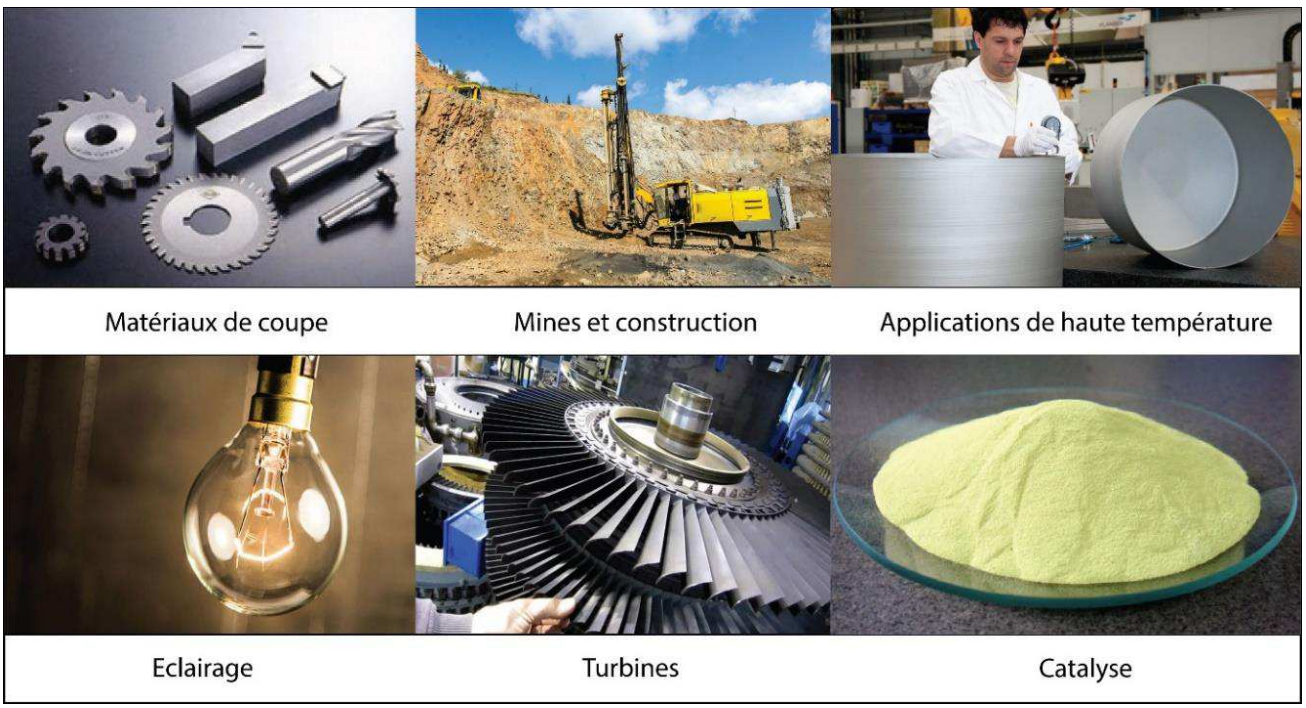


Figure 6 : Exemples d'usages du tungstène

Le tungstène peut être substitué dans certaines applications par des carbures de molybdène ou de titane, des composites céramique-métal ou certains aciers (*figure 7*). Dans les applications de haute densité, il peut être remplacé par de l'uranium appauvri. Cependant, de tels remplacements entrainent des pertes de performances et des prix plus élevés (Audion & Labbé, 2012).

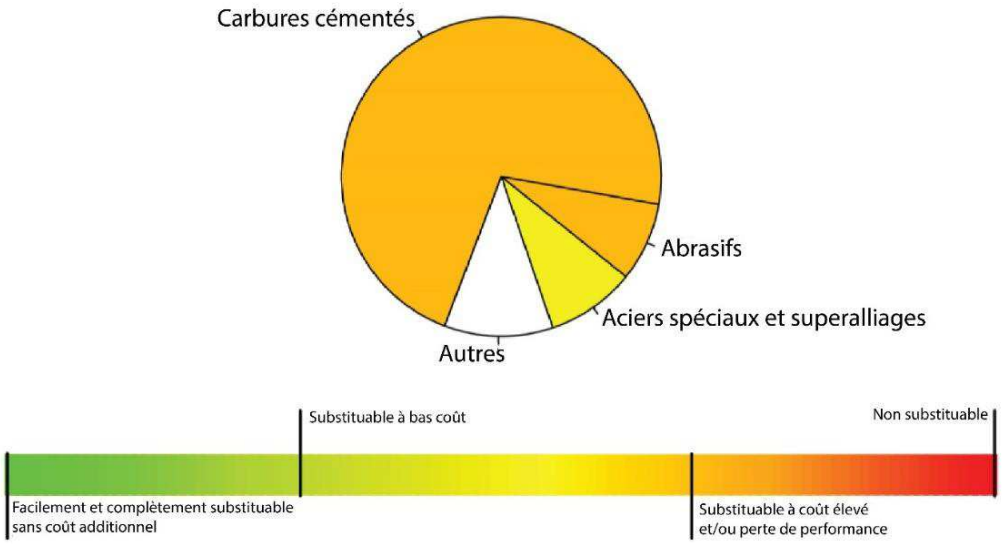


Figure 7 : Evaluation de la substituabilité du tungstène pour ses principales utilisations (MSP REFRAM, 2016)

iv. Economie

L'évolution de la consommation mondiale de tungstène montre une tendance générale croissante depuis 1992 (27 kt) jusqu'à 2007 (76 kt). Entre fin 2008 et 2009, elle marque une chute importante (52 kt en 2009 ; *figure 8*). Elle s'est redressée depuis 2010 (70 kt) et dépasse 100 kt de tungstène primaire en 2016. Les prévisions de consommation sont importantes (+ 20% d'ici 2020 ; USGS, 2017 ; Roskill, 2017).

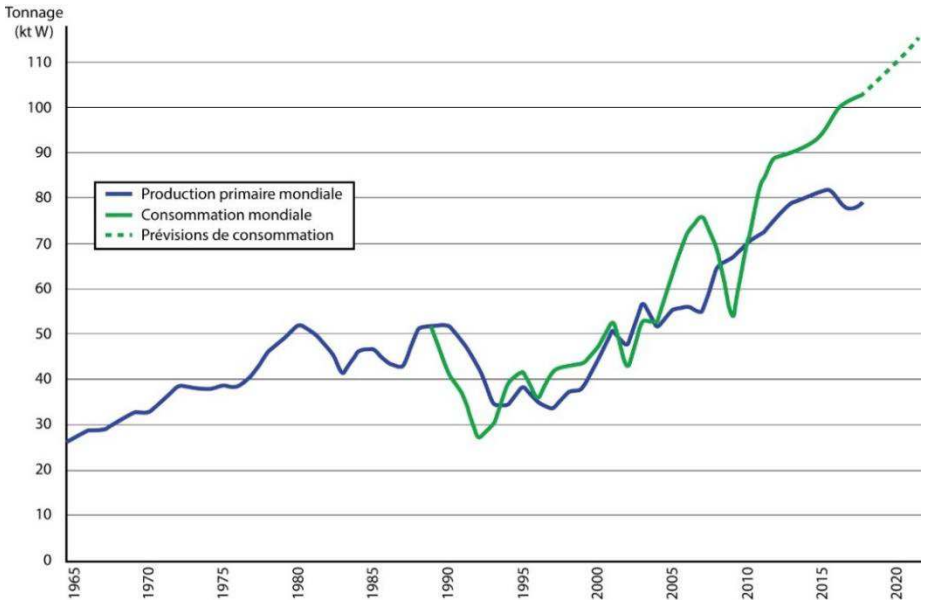


Figure 8 : Evolution de la production primaire et de la consommation mondiale de tungstène (USGS, Roskill)

Actuellement, la Chine est le plus important producteur (71 000 t WO_3 représentant 83,8 % en 2016 ; *figure 9*) et consommateur mondial de tungstène (59 200 t WO_3 représentant 57,9 % en 2016, *figure 10*). En 2016, l'Europe produisait 3 à 4 % du tungstène mondial (2930 t WO_3), alors qu'elle se plaçait au troisième rang des régions consommatrices avec 17 370 t WO_3 soit 17 % de la consommation mondiale. Le tungstène issu du recyclage est un apport important qui représente environ un tiers des approvisionnements mondiaux. Dans les produits en fin de vie, le recyclage s'élève généralement à un quart du tungstène contenu.

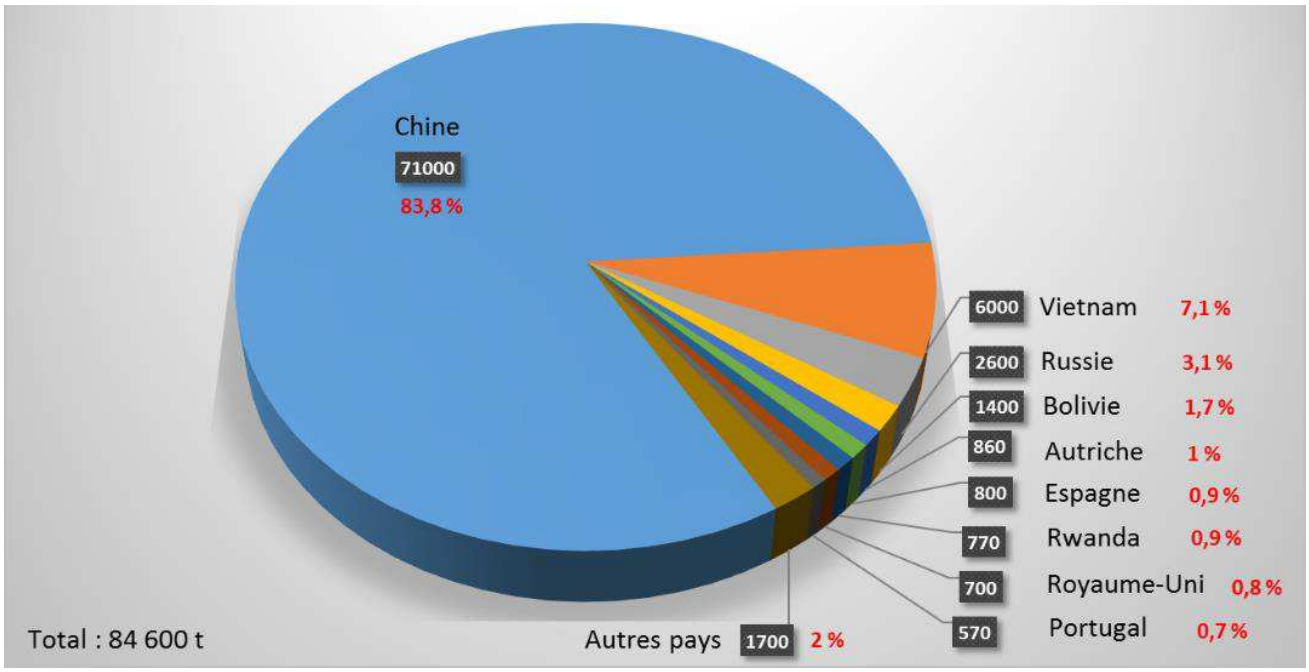


Figure 9 : Production minière mondiale de tungstène en 2016 (t WO_3 ; USGS, 2017)

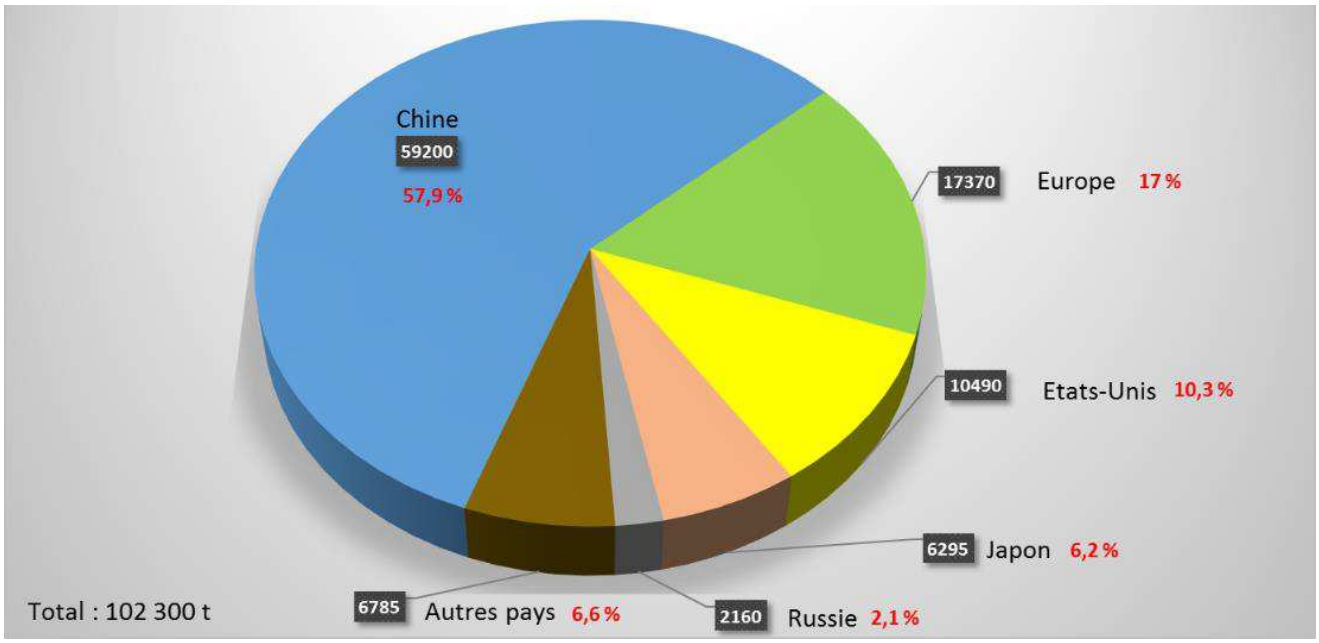


Figure 10 : Consommation mondiale de tungstène en 2016 (t WO_3 ; Roskill 2017)

Depuis les années 2000, la Chine est le pays qui proportionnellement, a augmenté le plus sa production minière de tungstène en passant de 30 kt à plus de 70 kt de W par an (*figure 11*).

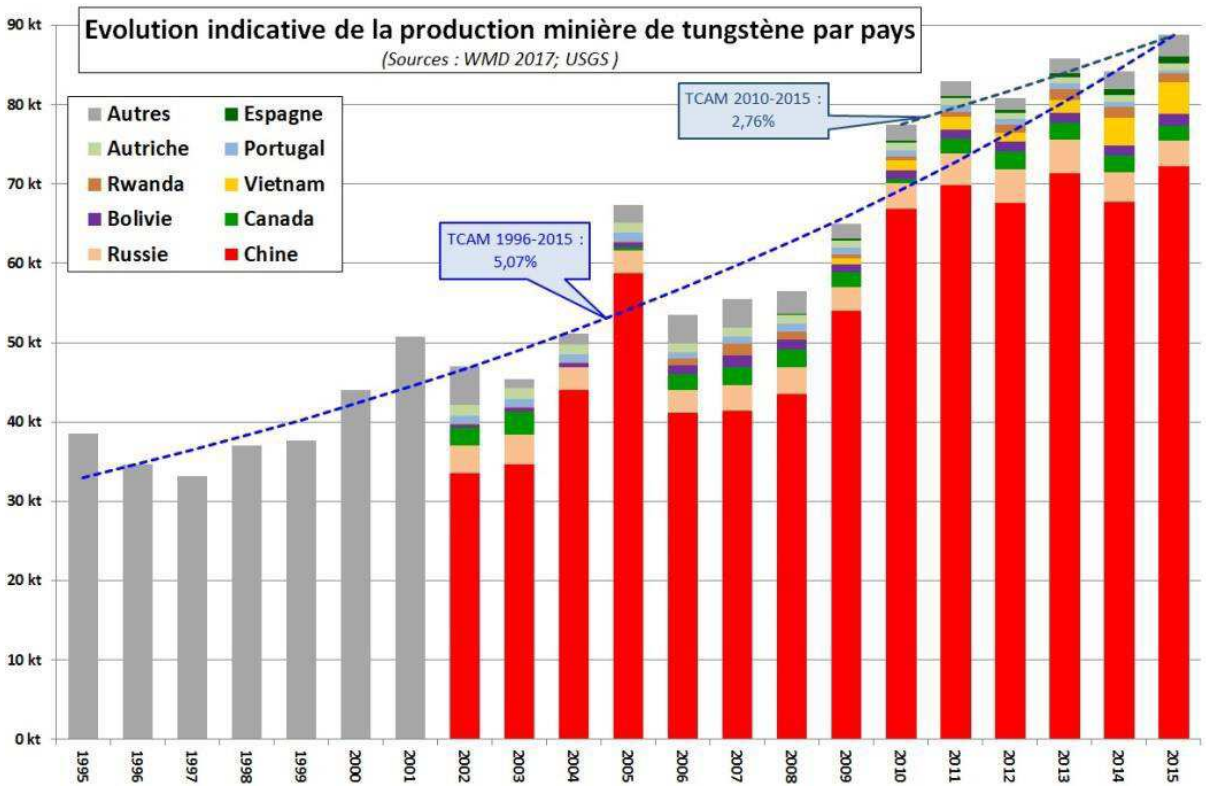


Figure 11 : Evolution indicative de la production minière par pays (BRGM, 2017)

Son prix a connu une hausse (*figure 12*) depuis 2003 (12 000 $/t) jusqu'en 2014 (40 750 $/t). En 2015, il a chuté jusqu'à 25 000 $/t. Très récemment, depuis septembre 2016, il enregistre une forte hausse stabilisée vers 36 000 $/t en novembre 2016. Les besoins croissants en métaux dans le monde font prédire aux experts que les cours continueront à augmenter dans les années à venir (*figure 13* ; *Roskill, 2017*).

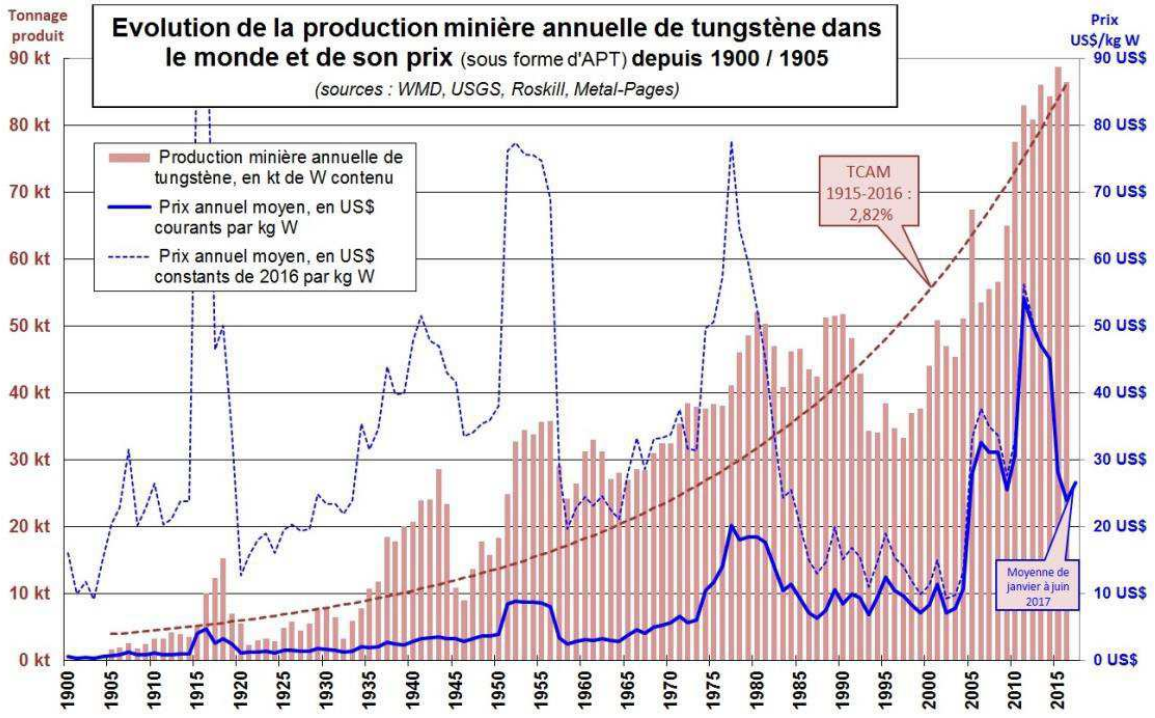


Figure 12 : Production et prix du tungstène (t WO_3) depuis 1900 (BRGM, 2017)

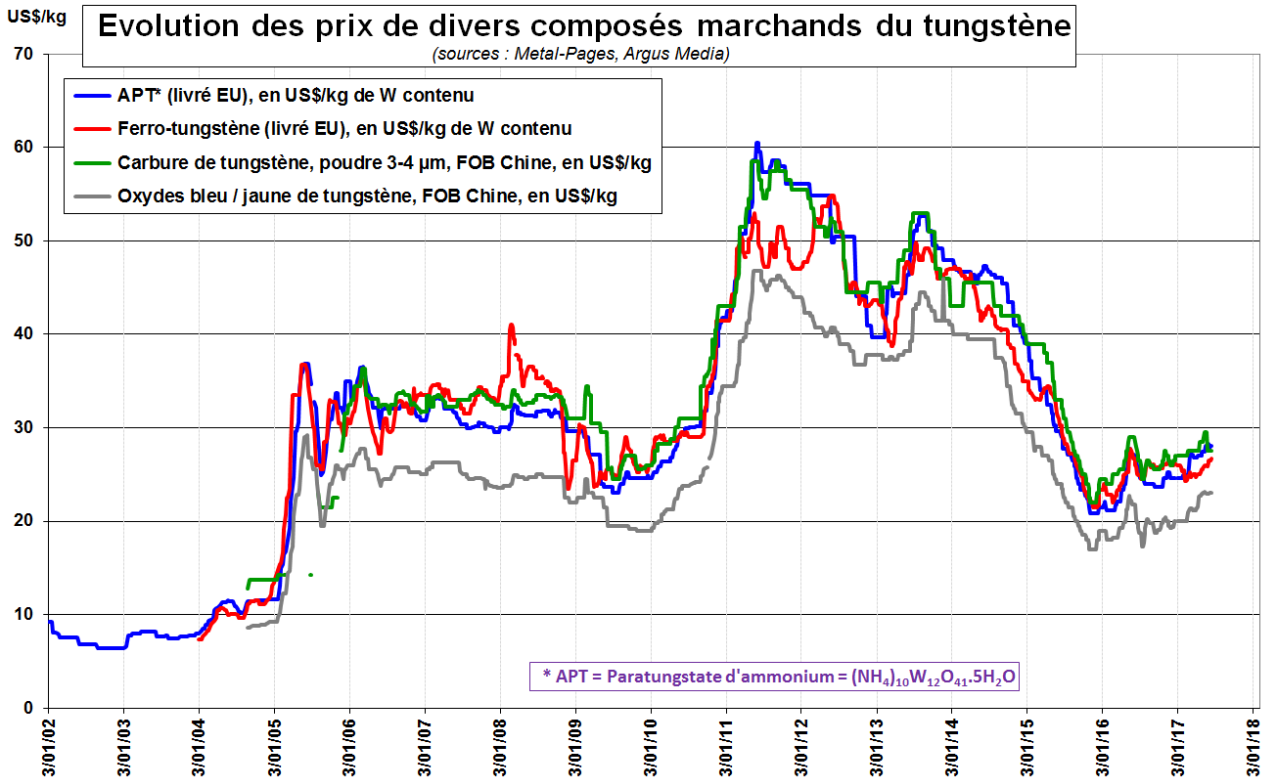


Figure 13 : Evolution des prix de divers composés marchands du tungstène (Mineralinfo, 2017)

Selon l'USGS, les réserves mondiales sont évaluées à 3,14 Mt WO_3 en 2017 (*figure 14*) et les ressources mondiales à 9,95 Mt WO_3 en 2017 (*figure 15*). Le premier producteur, consommateur et exportateur mondial est la Chine qui possède actuellement les plus importants gisements en exploitation. Les experts de l'USGS prévoient une diversification de la production du tungstène dans les années à venir en raison du nombre croissant de compagnies prospectant en Europe, en Australie, en Amérique du Nord et en Asie (USGS, 2017).

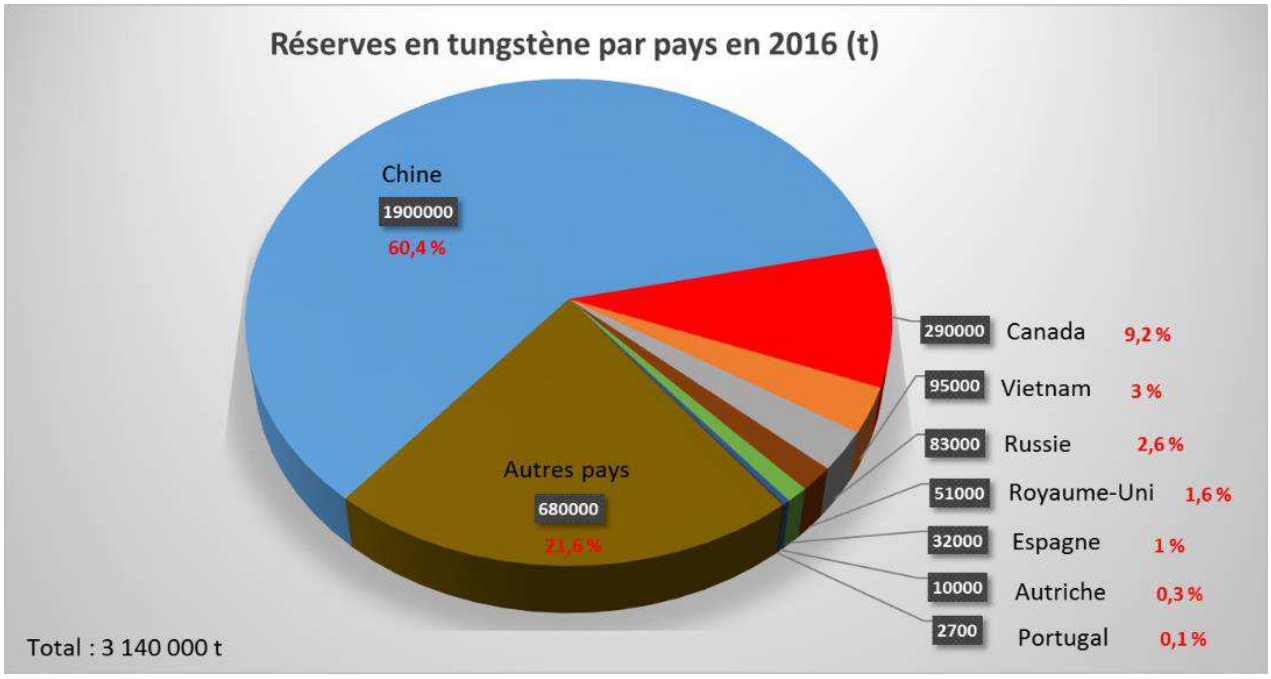


Figure 14 : Réserves minières mondiales de tungstène en 2016 (en t WO3) (USGS)

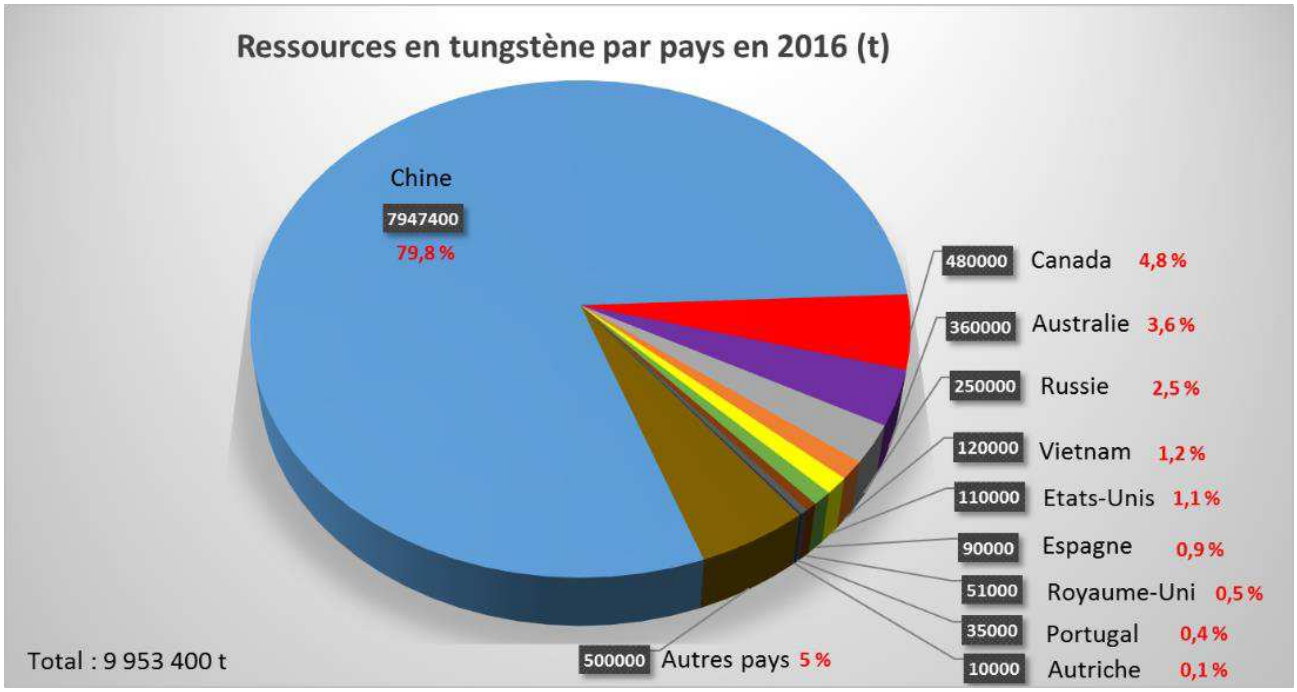


Figure 15 : Ressources minières mondiales de tungstène en 2016 (en t WO3) (Roskill, 2017)

Le tungstène est un métal critique pour l'union européenne et incontournable dans de nombreuses applications industrielles de haute technologie, ce qui lui confère sa nature stratégique. Sa situation tendue sur le marché de l'approvisionnement et son importance pour l'industrie sont les deux principaux paramètres ayant justifié de sa forte criticité par l'Union Européenne en 2009 (*figure 16*).

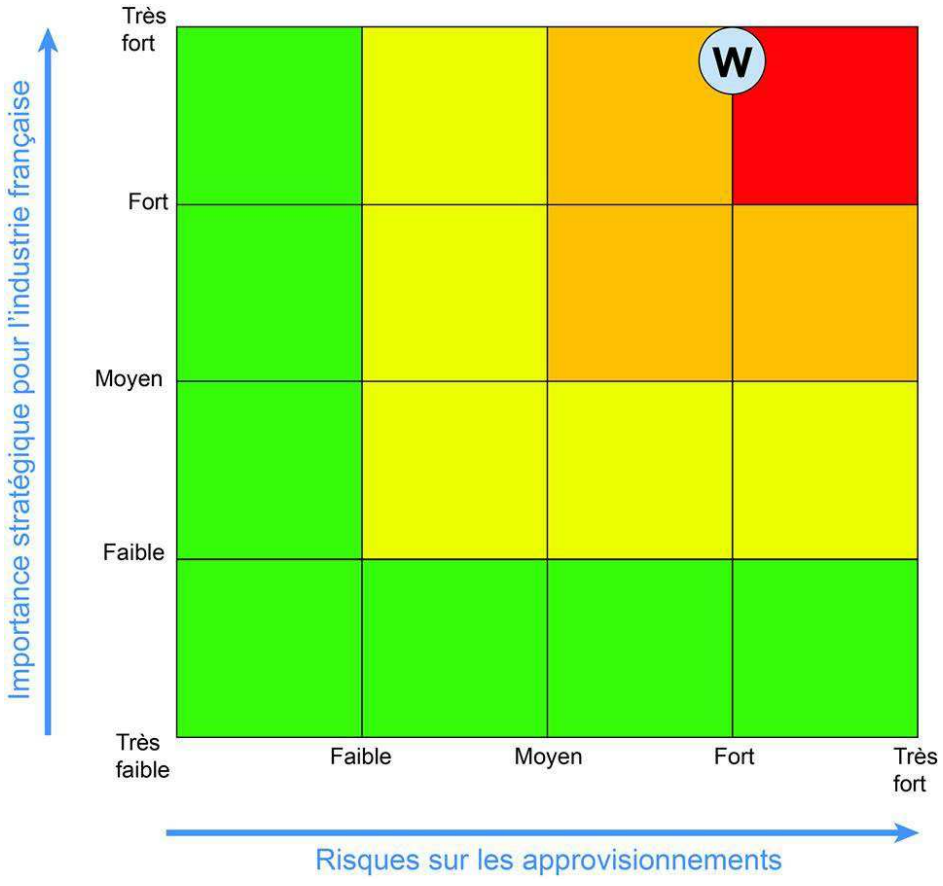


Figure 16 : Matrice de criticité du tungstène en 2017 (BRGM)

Les principaux acteurs industriels miniers du tungstène sont (Audion & Labbé, 2012 ; ArgusMedia, 2017 ; USGS, 2017) :

- en Chine : China Minmetals (8 mines exploitées), Jiangsi Xianglushan Tungsten (plus grosse mine de scheelite du monde) avec 3 autres sociétés majeures ;
- en Russie : JSC Primorsky GOK – A&IR Mining (mine de Primorsky) ;
- en Autriche : Wolfram Bergbau und Hütte (WBH), filiale du groupe suédois Sandvik (mine de Mittersill avec 1200 t WO_3 produites en 2016) ;
- au Portugal : la société canadienne Almonty (mine de Panasqueira avec une production d'environ 700 t/an, des réserves de 10 027 t WO_3 en 2016) et la société Colt Resources (mine de Tabuaço avec des ressources de l'ordre de 12 000 t WO_3 et une entrée en production prévue pour 2017) ;
- en Espagne : la société canadienne Almonty Industries (mine de Los Santos avec une production annuelle autour de 820 t, 10 000 t WO_3 de réserves et 22 000 t WO_3 de ressources) ;
- en Angleterre : la société Wolf Minerals Limited (projet Hermerdon dans le Devon, avec entrée en production depuis 2015, 930 t WO_3 par an).

La carte présentée en *figure 17* montre la localisation des principaux gisements de tungstène mondiaux connus, et la localisation des mines en production, principalement en Chine, en 2012.

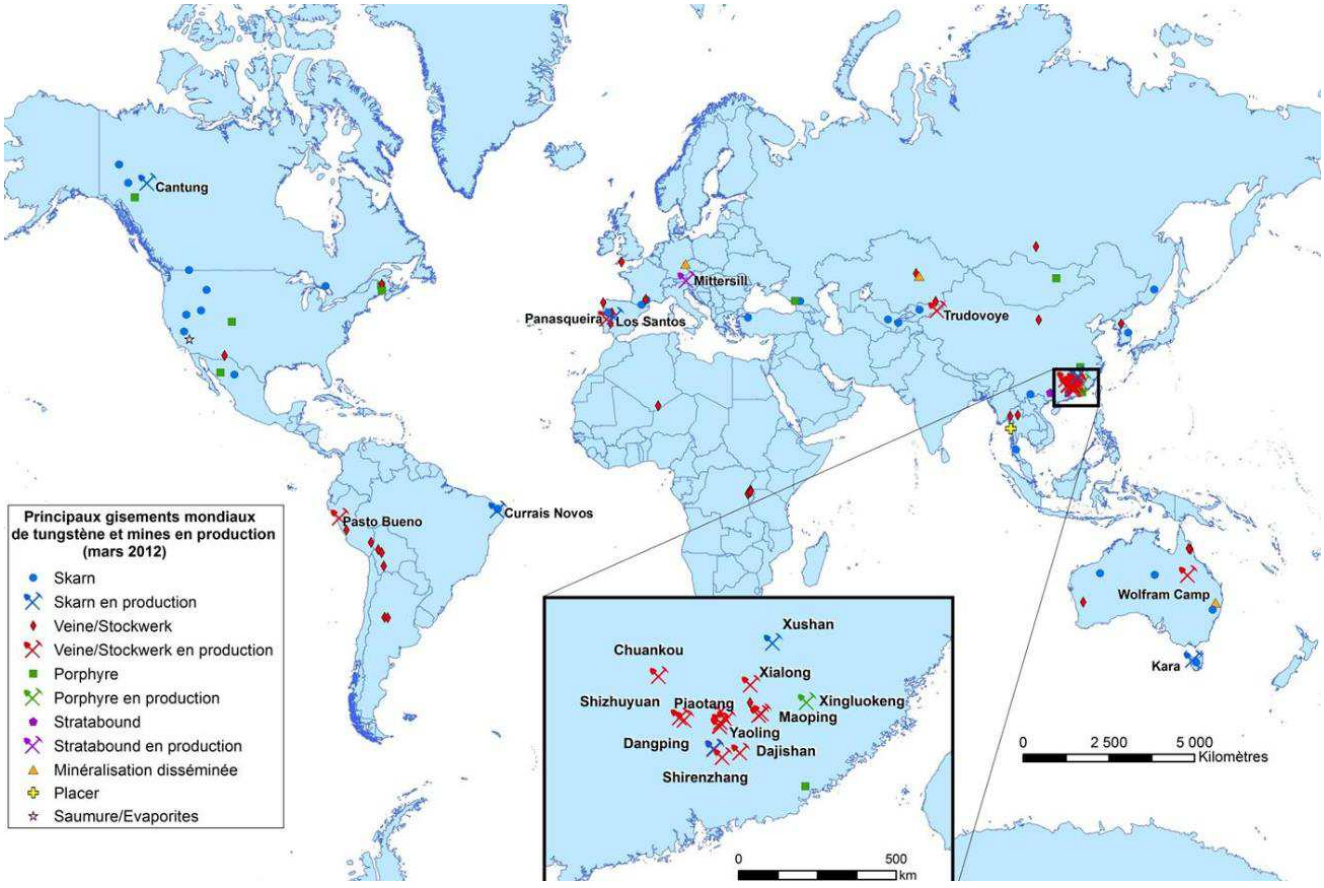


Figure 17 : Localisation des principaux gisements mondiaux de tungstène et des mines en production en mars 2012 (Audion & Labbé, 2012).

v. Potentiel en France métropolitaine

La France a connu deux périodes importantes d'exploitation du tungstène liées à des évènements bien particuliers (*Guiollard, 2009*) :

- La première fut initiée, pour les besoins militaires, par la seconde Guerre mondiale. L'exploitation se développa à partir des anciens gisements connus, en partie exploités entre 1905 et 1917. Cette période fut brusquement interrompue en 1960 par une crise majeure du marché du tungstène qui provoqua l'arrêt de la mine de Puy les Vignes ;

- La seconde, dès 1970, correspond à la mise en chantier de gisements découverts à la suite d'une nouvelle politique de gestion des matières premières instaurée par l'Etat français. Les prospections des géologues du BRGM, entreprises dès sa création en 1959, puis à partir de 1975 durant l'inventaire minier de la France métropolitaine débouchèrent sur la découverte de plusieurs gisements de tungstène majeurs (Salau, Fumade, Coat-an-Noz, Montredon, Montbelleux, Costabonne). La France fut alors le premier producteur européen de ce métal avec l'exploitation des mines de Salau, Montredon, Leucamp… Cette période prit fin à la fin des années 1980 lorsque la soudaine production en masse des gisements chinois inonda le marché, se combinant à une volonté politique de fermeture des mines métalliques.

Les deux principaux minerais de tungstène sont la wolframite ([Fe, Mn]WO_4) et la scheelite ($CaWO_4$). Ce métal est lithophile et c'est pourquoi la plupart des gisements de tungstène sont liés à des intrusions de granitoïdes.

En France métropolitaine, de nombreux gîtes de tungstène sont connus (*figure 18*). La plupart sont des filons ou des skarns. Les principaux gisements filoniens (quartz à wolframite) sont ceux d'Enguialès, Leucamp, Montredon-Labessonnié, Puy-les-Vignes et Montbelleux. Les principaux skarns à scheelite sont ceux de Salau, Coat-an-Noz, Fumade et Costabonne. Un gite stratiforme à scheelite en contexte métamorphique a été exploité à La Favière (Var). Il s'agit de l'unique gite de ce type exploité en France. Il existe également des porphyres à molybdénite avec du tungstène qui serait valorisable en sous-produit (Beauvain, Auxelles-Haut).

Au total 25 361 t WO_3 ont été produites en France (*tableau 1* ; Béziat *et al.*, 1990). Le plus important gisement exploité était celui de Salau (fermé en 1986) où 930 000 t de minerai à une teneur moyenne de 1,5 % WO_3 ont été exploitées, soit 13 950 t WO_3 extraites. La teneur de coupure (*cut off*) de l'exploitation historique était élevée, aux alentours de 0,8 % WO_3.

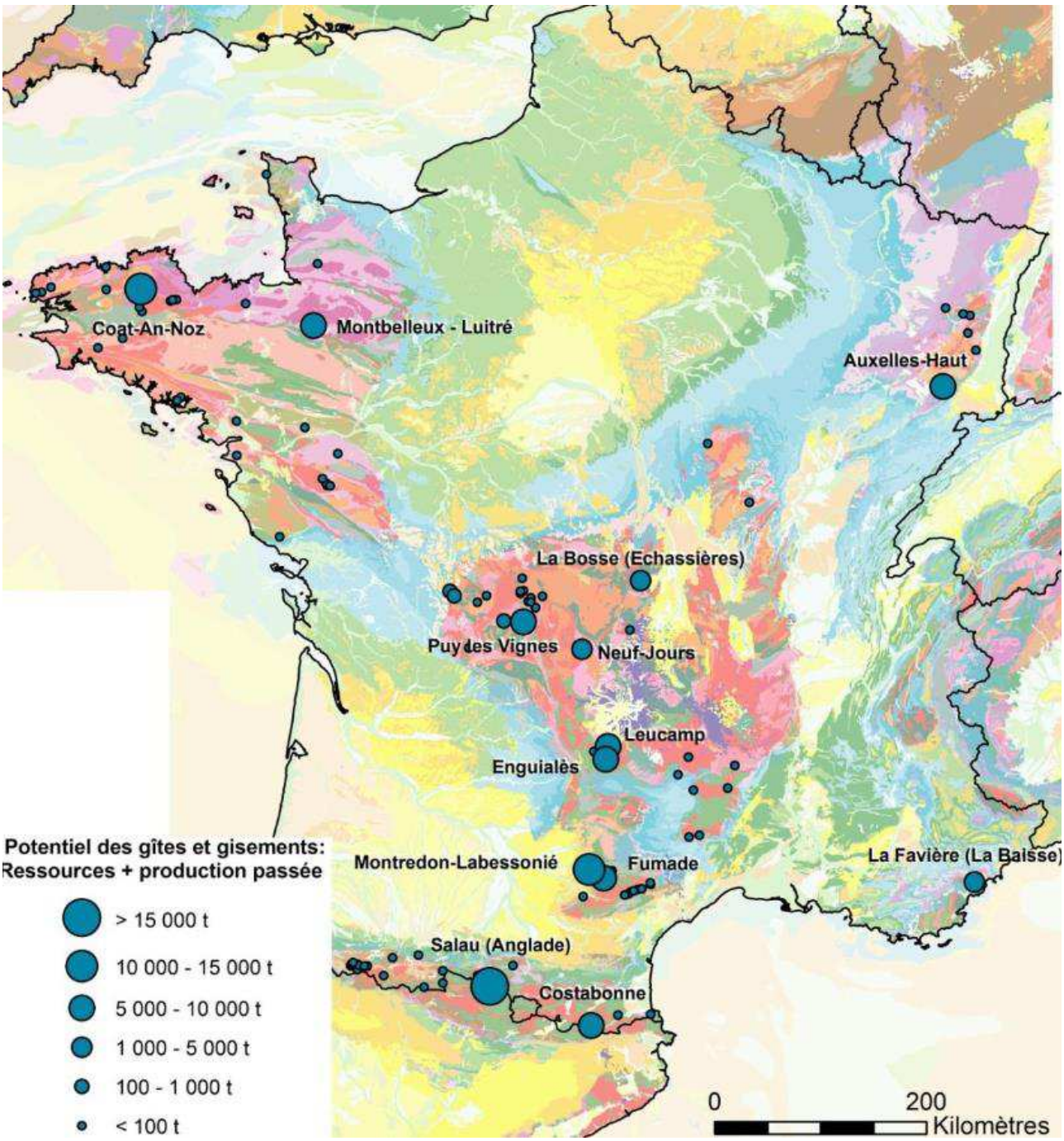


Figure 18 : Carte des principaux gisements et gites de tungstène en France métropolitaine (Audion & Labbé, 2012).

Douze gisements de taille importante sont identifiés sur l'ensemble du territoire (*figure 18*). Le calcul des ressources (« certaines » et « probables ») est de 47 342 t WO_3 et atteint 80 792 t WO_3 si on ajoute les ressources « possibles » (*tableau 2*). Il faut noter que ces estimations sont basées sur des teneurs de coupure comprises entre 0,7 et 0,8 % WO_3 (années 1980-1990) et qu'il n'y a pas eu de prospection minière concernant ce métal depuis 1990. Les ressources sont donc, selon toute probabilité sous-estimées et non convertibles de manière automatique suivant le standard international CRIRSCO (*Committee for Mineral Reserves International Reporting Standards*, duquel découlent le code JORC australien ou NI-43-101 canadien).

Production en France	
Gisement	WO3 (t)
Filoniens	
Enguialès	1 300
Leucamp	1 700
Puy-les-Vignes	3 970
Montredon-Labessonié	864
Echassière (district)	6 000
Montbelleux	400
Skarns & stratoïdes	
Salau	13 950
La Favière – La Baisse	850
Total	**25 361**

Tableau 1 : Production en tungstène des principaux gisements français (données dans Béziat et al., 1990)

Le *tableau 2* montre que le type de minéralisations en tungstène le plus représenté et présentant les tonnages les plus importants en France métropolitaine sont les skarns à scheelite. Ce type de gisement est relativement complexe et peut parfois présenter des associations métalliques atypiques (W-Sn±Cu-Fe-Au-Ag-Bi-Te).

Gisement	Ressources certaines et probables (t WO3)	Ressources possibles (t WO3)
	Filoniens	
Enguialès	284	5000
Leucamp		7000
Puy-les-Vignes	1 158	3000
Montredon-Labessonié		10500
Echassière (district)	6000	
Neuf-jours		2500
Montbelleux	11200	
	Skarns & stratoïdes	
Salau	3 400	
Fumade	14300	
Costabonne		4300
Coat-an-Noz	11 000	
La Favière – La Baisse		1150
Total	**47342**	**33450**

Tableau 2 : Ressources en tungstène de France métropolitaine (données dans Béziat et al., 1990)

b. Le modèle skarn

Le terme de « skarn » est au cœur d'un débat sémantique. Il dérive de l'argot des mineurs suédois de Persberg pour désigner la gangue silicatée riche en fer et magnésium d'un minerai (Jébrak & Marcoux, 2008). Il a été introduit en géologie par Goldschmidt (1911) afin de caractériser les « minéraux constitutifs de la gangue stérile formée par apport d'éléments dans des marbres ». Fonteilles & Machairas (1968) précise que le skarn inclut une idée génétique : il s'agit d'une « roche formée par apport métasomatique d'éléments dans des marbres et aboutissant à l'apparition de silicates calciques ». Selon Einaudi *et al*. (1981) ; Einaudi & Burt, (1982) et Meinert *et al*. (2005), un skarn est « un type de roche formée par remplacement métasomatique de calcaires et/ou dolomies, dont la minéralogie est dominée par des silicates calciques (grenat, pyroxène) ». Ces différentes définitions du terme "skarn" montrent que ce type de minerai requiert deux conditions principales : (1) la présence de silicates calciques ou magnésiens (grenat, pyroxène, wollastonite, vésuvianite, olivine, amphiboles, serpentines) ; (2) une genèse en relation avec un métamorphisme de contact.

Bien que la plupart se trouvent adjacents à des plutons, ils peuvent également se former dans des systèmes géothermaux peu profonds ou à des niveaux crustaux inférieurs dans des terrains métamorphiques profondément enfouis. Ces silicates calciques peuvent se former à des profondeurs variées dans des conditions oxydantes ou réductrices, dans des roches encaissantes carbonatées ou magnésiennes et au contact d'intrusions de différentes compositions (*figure 19*). Les variations de ces paramètres expliquent la diversité des types de skarns connus. L'humite, le périclase, la phlogopite, le talc, la serpentine et la brucite sont typiques des skarns magnésiens et sont généralement absents des autres types de skarns. Il peut également exister de nombreux minéraux d'étain, de bore, de béryllium et de fluor dans les paragenèses.

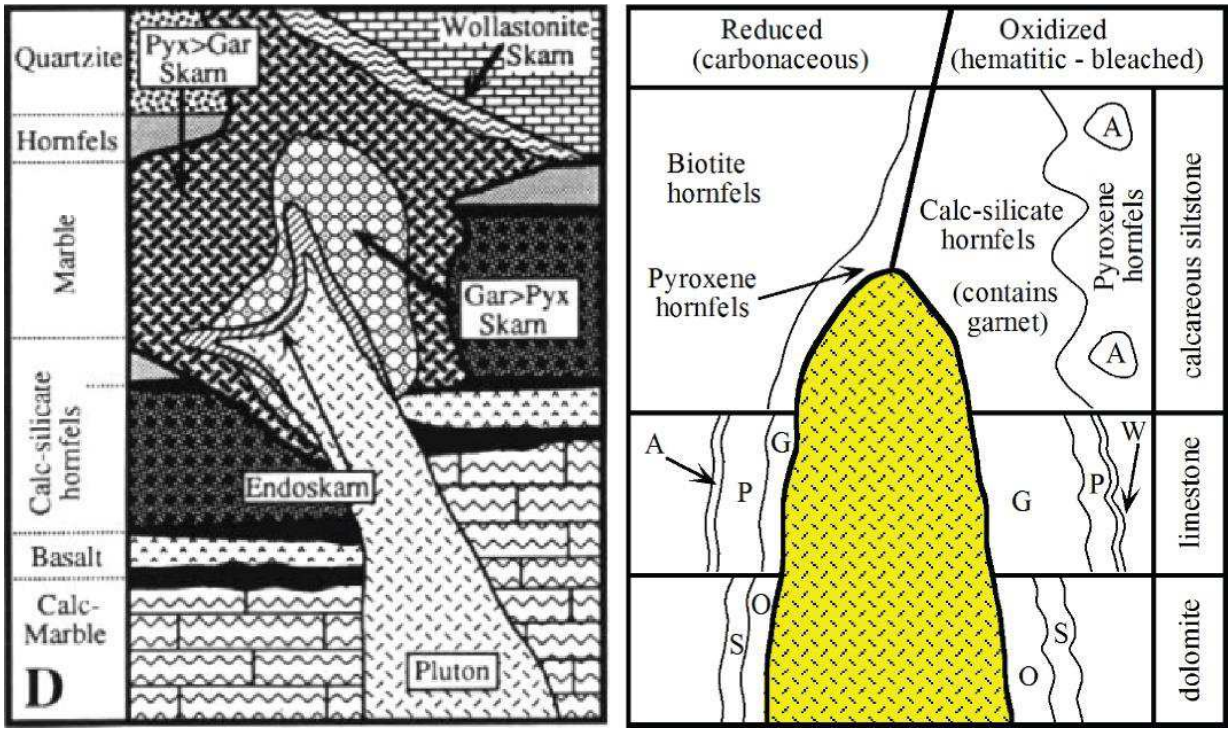


Figure 19 : Modèle conceptuel d'une minéralisation de type skarn montrant la variété de minéraux qui peuvent se développer en fonction de la nature de la roche encaissante et du type de conditions de formation (Meinert et al., 2005).

Les skarns représentent un type de gisement largement répandu sur toute la planète à travers de nombreuses exploitations minières (Logjam Creek, Cantung et Mactung au Canada, Pine Creek aux USA, Musan en Corée du Nord, Antamina, Toromocho et Tintaya au Pérou, Tyrny Auz dans le Caucause, Wabu en Indonésie, Sangdong et Shyzhuyuan en Corée du Sud, Yachishan en Chine, King Island en Tasmanie ou encore Renison Bell en Australie ; *figure 18*). L'importance de ces gisements varie de quelques centaines de milliers à quelques centaines de millions de tonnes de minerai. Ils sont exploités pour de nombreuses substances incluant le fer, le tungstène, l'étain, le cuivre, le plomb, le zinc, le molybdène, l'argent, l'uranium, et les terres rares. La classification actuelle basée sur le métal dominant dans la paragenèse, reconnait 7 types de skarns formés dans des conditions différentes (*figure 20* ; Meinert *et al*., 2005) : à fer, à cuivre, à zinc, à tungstène, à étain, à molybdène, à or).

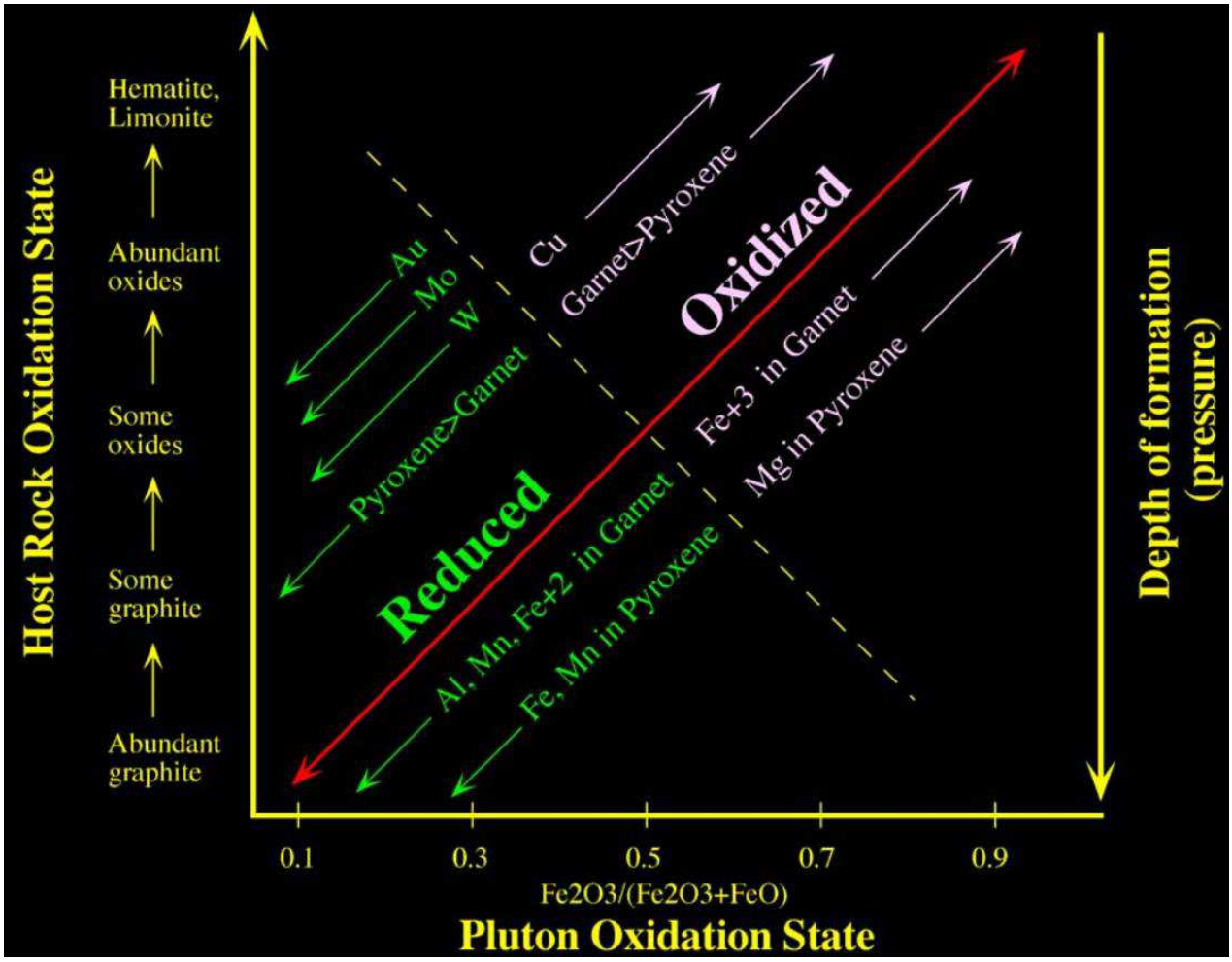


Figure 20 : Diagramme de classification des différents types de skarns selon l'état d'oxydation de l'intrusion en fonction de celui des roches encaissantes (Meinert et al., 2005).

La plupart des gisements de type skarn résultent de transferts métasomatiques à grande échelle où la composition du fluide contrôle la minéralogie du minerai. La formation d'un skarn est un processus dynamique. Ils se forment généralement en trois grandes étapes qui se superposent chronologiquement et spatialement (*figure 21*). L'étape thermométamorphique correspond à la mise en place de l'intrusion et à la déshydratation des formations encaissantes (> 700 °C). L'étape métasomatique prograde se traduit par un apport de fer, manganèse et aluminium par les fluides magmatiques et la formation de silicates calciques (grenats,

pyroxènes...). Enfin, l'étape hydrothermale rétrograde correspond à l'envahissement du système par des fluides de plus basse température (300 - 450 °C), à la formation de minéraux hydratés (amphiboles, épidotes, chlorites) et au dépôt de sulfures. Le degré de développement de chacun de ces stades dépend des conditions géologiques locales de formation. Les exoskarns se développent à partir d'un protolithe sédimentaire au contact de l'intrusion alors que les endoskarns correspondent à l'altération de la bordure de l'intrusion durant le stade rétrograde (hydroxylation).

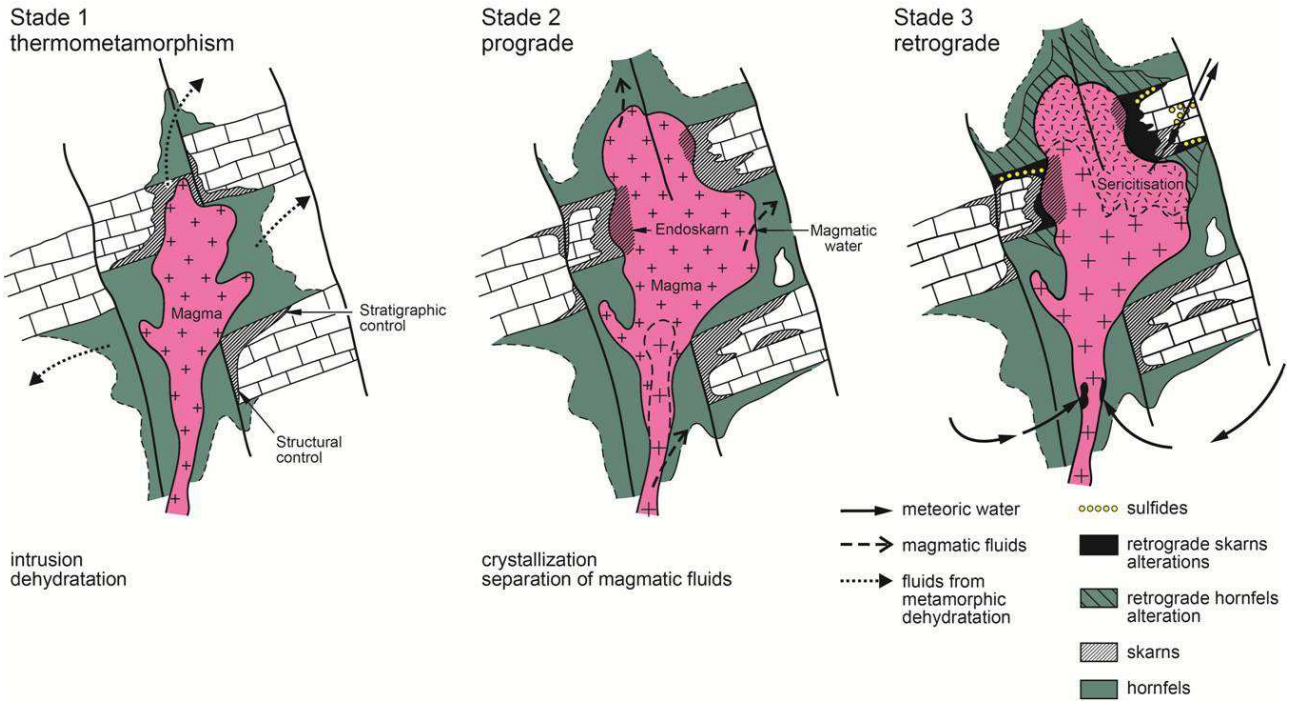


Figure 21 : Etapes de la formation d'un skarn (modifié d'après Jébrak & Marcoux, 2008)

Dans les plus importants de ces gisements, il existe une transition depuis le métamorphisme précoce distal (cornéennes, skarn réactionnel, skarnoïde) vers le métasomatisme tardif proximal (skarn à grain grossier). Le métamorphisme sera plus intensément développé pour un skarn formé à grande profondeur que pour un skarn formé dans des conditions plus superficielles. L'altération rétrograde et la possible interaction avec des fluides météoriques sera elle, plus intense pour un skarn formé dans des conditions superficielles. Dans les skarns formés en profondeur, les roches carbonatées peuvent se déformer de manière ductile avec le litage parallèle au contact de l'intrusif alors que pour ceux formés en surface, la fracturation est plus fréquente. Ces différences de régime de déformation peuvent affecter la morphologie des skarns. Cette dernière est extrêmement variable. Elle dépend de la géométrie de l'intrusion, de la géométrie des couches carbonatées, du type de déformation lié à la profondeur de mise en place et des volumes de fluides en circulation liés au régime thermique.

c. Problématique

La chaine Varisque Ouest-européenne abrite un grand nombre de minéralisations de type skarn à tungstène. L'un des plus importants et des plus connus est celui de Salau dans les terrains paléozoïques des Pyrénées Centrales. Il fut l'objet de travaux miniers importants entrepris par la Société Minière d'Anglade (SMA) et sa minéralisation à scheelite ($CaWO_4$) a produit 13 950 t WO_3 de concentrés entre 1970 et 1986. A l'époque, la teneur de coupure du minerai s'élevait à 0,8 % WO_3 et seul le skarn « altéré hydrothermalement » (Derré *et al.*, 1980 ; Fonteilles *et al.*, 1989), riche en scheelite, était exploité. L'exploitation du gisement a radicalement évolué au cours des dernières années de production, où les chantiers du Quartier Véronique permettaient d'extraire du minerai à plus de 1,5 % WO_3 de teneur moyenne. De l'or a été découvert en quantités importantes durant les dernières années d'exploitation (5 – 10 g/t). Malgré des ressources connues encore importantes, la mine fut fermée en 1986, suite à la chute des prix du tungstène dans les années 1980.

Aucune étude d'exploration moderne n'a été menée sur ce gisement depuis 30 ans (fermeture de la mine en 1986) ni aucune étude scientifique depuis les travaux de l'équipe de Paris VI dans les années 1970-1980 (Derré, 1973 ; Soler, 1977 ; Derré *et al.*, 1980 ; Kaelin, 1982 ; Lecouffe, 1987 ; Zahm, 1987 ; Krier-Schellen, 1988 ; Fonteilles *et al.*, 1988, 1989). Depuis, les connaissances sur les modèles de gisements périgranitiques à W ± Au ont progressé (Lang & Baker, 2001 ; Hart, 2007), ce qui peut avoir d'importantes conséquences sur la compréhension du gisement.

Deux questions majeures se posent d'emblée à la lumière de ce constat :

1) **Quelles sont les particularités des skarns de Salau pour présenter des teneurs aussi élevées en tungstène et en or, en comparaison avec d'autres gisements du même type ?**

2) **Quel est le lien de cette minéralisation à W-Au avec l'histoire géologique régionale du socle paléozoïque des Pyrénées ?**

« L'altération hydrothermale tardive » à sulfures massifs qui compose l'essentiel du minerai exploité à Salau décrite par Derré *et al.* (1980) et Fonteilles *et al.* (1989) ne correspond vraisemblablement pas à une altération classique des skarns, comme une évolution rétrograde. De ce constat, le modèle métallogénique du gisement peut être reconsidéré parmi une grande diversité de modèles métallogéniques réactualisés (skarn, coupole, IRGD, or orogénique…).

Quel est le modèle métallogénique du gisement de Salau ?

La mine de Salau a exclusivement produit du tungstène. Cependant, durant les dernières années d'exploitation, une centaine d'analyses pour or furent réalisées et des teneurs importantes, très valorisantes pour le minerai furent découvertes.

Sous quelle forme minéralogique et dans quel contexte s'exprime l'or découvert en quantités importantes durant les dernières années d'exploitation ?

Le gisement de Salau est intimement lié au contact de l'intrusion magmatique avec les séries carbonatées. Les skarns sont des minéralisations généralement formées par métasomatisme dans lesquels les cinétiques de formation ont été relativement peu étudiées, notamment d'un point de vue géochronologique.

Quelles sont les échelles temporelles et les facteurs qui régissent les phénomènes magmatiques et hydrothermaux, préludant à la genèse de minéralisations ?

La minéralisation à W-Au de Salau n'est probablement pas isolée et pourrait représenter l'archétype pour ces ressources à l'échelle du socle paléozoïque des Pyrénées, voire de la chaine Varisque Ouest-européenne.

Quelle méthodologie pourrait être développée pour rechercher ce type de gisements à une échelle régionale ?

Pour répondre à ces différentes questions, nous avons réalisé une approche pluri-thématique. Une compilation des données existantes sur la minéralisation à W-Au de Salau a été effectuée en la replaçant dans le contexte régional de l'évolution tardi-varisque de la chaine Ouest-Européenne (chapitre 2). Une importante étude détaillée de terrain, à l'échelle des corps minéralisés, a été menée pour caractériser la minéralisation et comprendre ses relations avec son environnement géologique local et régional (chapitre 3). Les données historiques de l'ancienne exploitation de Salau ont été numérisées et modélisées en 3 dimensions pour les corps minéralisés afin de comprendre leur distribution (chapitre 4). Des études minéralogiques, microchimiques et isotopiques ont été menées pour contraindre les assemblages paragénétiques, la source des minéralisations et leurs conditions de formation (chapitre 5). Une analyse géochronologique fine a été réalisée pour déconvoluer la chronologie de la formation du gisement de Salau (chapitre 6). Un travail sur la signature thermique enregistrée par la matière organique a été accompli pour développer un outil d'exploration adapté à ce type de minéralisations à W-Au (chapitre 7). Enfin, l'histoire du gisement de Salau et les principaux résultats de cette thèse sont discutés et replacés dans un cadre plus large, pyrénéen et varisque (chapitre 8), et une conclusion générale est proposée (chapitre 9).

Chapitre II

CONTEXTE GEOLOGIQUE

II. Contexte géologique

a. L'orogenèse Varisque

i. Généralités

La formation des ceintures orogéniques acadiennes, varisques et alléghaniennes résulte de l'accrétion entre les blocs continentaux Laurussia et Gondwana au Paléozoïque. Cette dernière s'est produite de manière diachrone le long de la suture rhéique dans une gamme d'âge allant de 400 Ma jusqu'à 250 Ma (Matte, 2001 ; Kroner & Romer, 2013).

La chaine Varisque constitue l'épine dorsale de l'Europe en s'étendant du massif de Bohème à l'Est jusqu'à l'Ibérie et le Maroc à l'Ouest (Faure *et al*., 2005). Elle représente un segment d'une cordillère qui s'étendait sur environ 10 000 km au Carbonifère supérieur (Matte 2001). Les témoins de cette étendue se retrouvent du Texas à l'ouest, jusqu'aux Sudètes polonaises à l'est en passant par les Appalaches, l'Amérique Centrale et les Mauritanides d'Afrique de l'ouest (Lardeaux, 2014).

Son architecture actuelle résulte de la collision entre le microcontinent Avalonia et la marge nord du Gondwana (*figure 22 et figure 23*). La forme irrégulière de cette chaîne de montagnes est le résultat de l'interaction complexe de domaines de croûte continentale à rhéologie contrastée (Kroner & Romer, 2013). La phase varisque sensu stricto est responsable de la création du relief de la chaîne varisque. Les zones internes de la chaîne correspondent à des domaines de croûte continentale amincie durant l'extension cambrienne supérieure à ordovicienne inférieure, du Nord du Gondwana, formant divers blocs continentaux (*figure 22*, Matte, 2001).

Cette orogenèse débute au Dévonien supérieur et résulte de l'accommodation de deux subductions océaniques vers le sud sous le Gondwana (Cloos, 1993 ; Kroner & Romer, 2010; Baptiste, 2016). Elles affectent les zones internes. L'histoire de cette chaine de montagnes, se poursuit au Carbonifère supérieur où l'accrétion des différents blocs continentaux qui se manifeste par la fermeture des océans rhéique et saxothuringien au nord, induit la collision continentale entre la MGCH (Mid-German Crystalline High) et la plaque armoricaine déjà accolée au continent gondwanien au sud. Les traces de la suture rhéique ont été observées au sud de l'Angleterre par le biais des ophiolites du Lizard, le long de la faille de Bray et entre les Vosges et les Ardennes. La suture du Conquet (Faure *et al*., 2005 ; Baptiste, 2016) sépare le domaine du Léon et le domaine nord-armoricain. Cette collision entraine l'empilement de nappes crustales responsables de i) l'épaississement de la croûte dans ses zones internes, ii) d'un métamorphisme de HT/MP de type barrovien avec fusion partielle de la croûte et iii) d'un magmatisme important de 340 Ma à 290 Ma (Lago *et al*., 2004; Faure *et al*., 2005; Maierova *et al*., 2016). Cet évènement collisionnel correspond à la phase tectono-métamorphique principale et se manifeste par l'exhumation des unités enfouies lors de la phase éo-varisque ainsi que par l'activation de grands accidents transcurrents comme la faille de Nort-sur-Erdre (suture éo-varisque).

Toutefois, même si un consensus semble se profiler, la reconstitution précise des évènements géodynamiques ayant conduit à la structuration de cette chaîne de montagnes fait encore l'objet de questions largement débattues (Matte, 2001 ; Faure *et al*., 2008; Ballèvre *et al*., 2009, 2014; Martínez-Catalán, 2011; Edel *et al*., 2015).

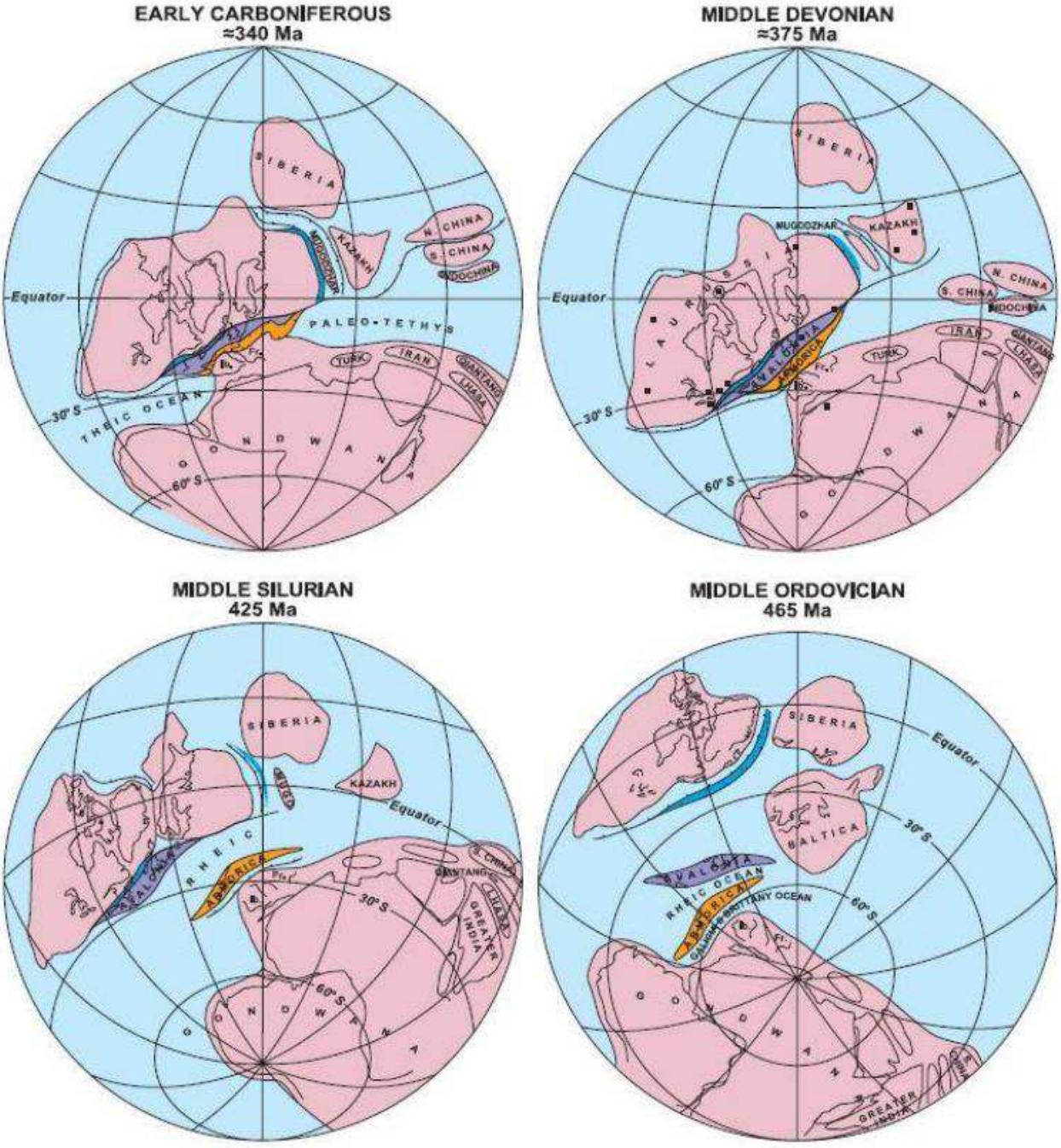


Figure 22 : Reconstruction géodynamique de la chaine varisque depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère (Matte, 2001)

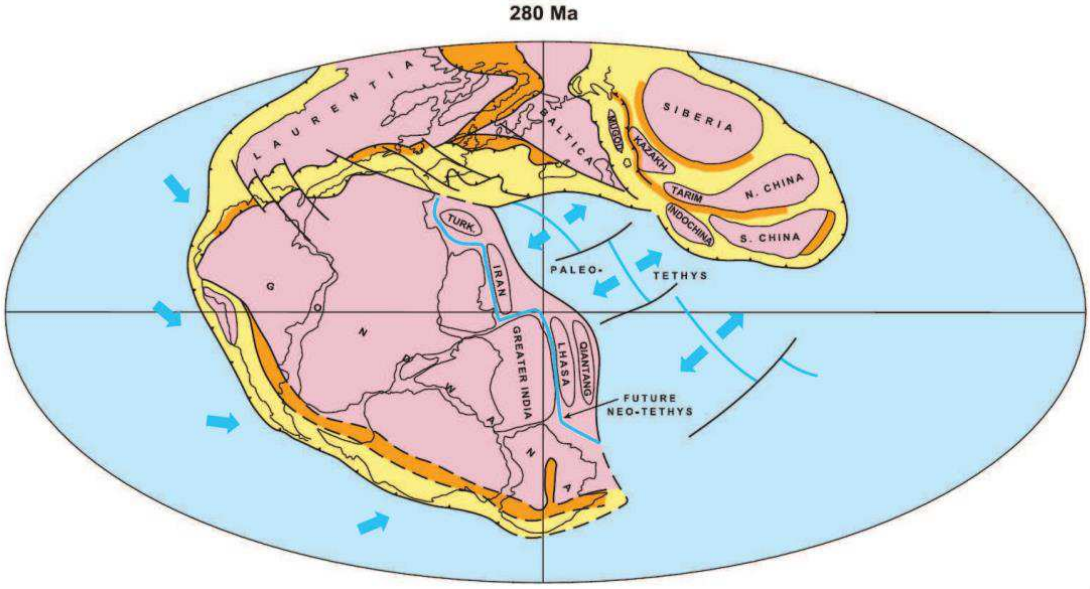


Figure 23 : Assemblage au Permien des principaux continents formant la Pangée et montrant l'extension des chaines paléozoïques. 400 – 250 Ma en jaune ; 450 – 400 Ma en orange (Matte, 2001)

La chaîne varisque fait donc suite à l'ouverture et à la fermeture de plusieurs domaines océaniques qui permettent de la diviser en plusieurs zones lithotectoniques majeures (*figure 24*), soit du nord au sud : la zone rhénohercynienne, la zone saxothuringienne, la zone cadomienne et la zone moldanubienne. Pour le massif de Bohême, la zone Teplá-Barrandien, possible équivalent de la zone cadomienne, est également décrite.

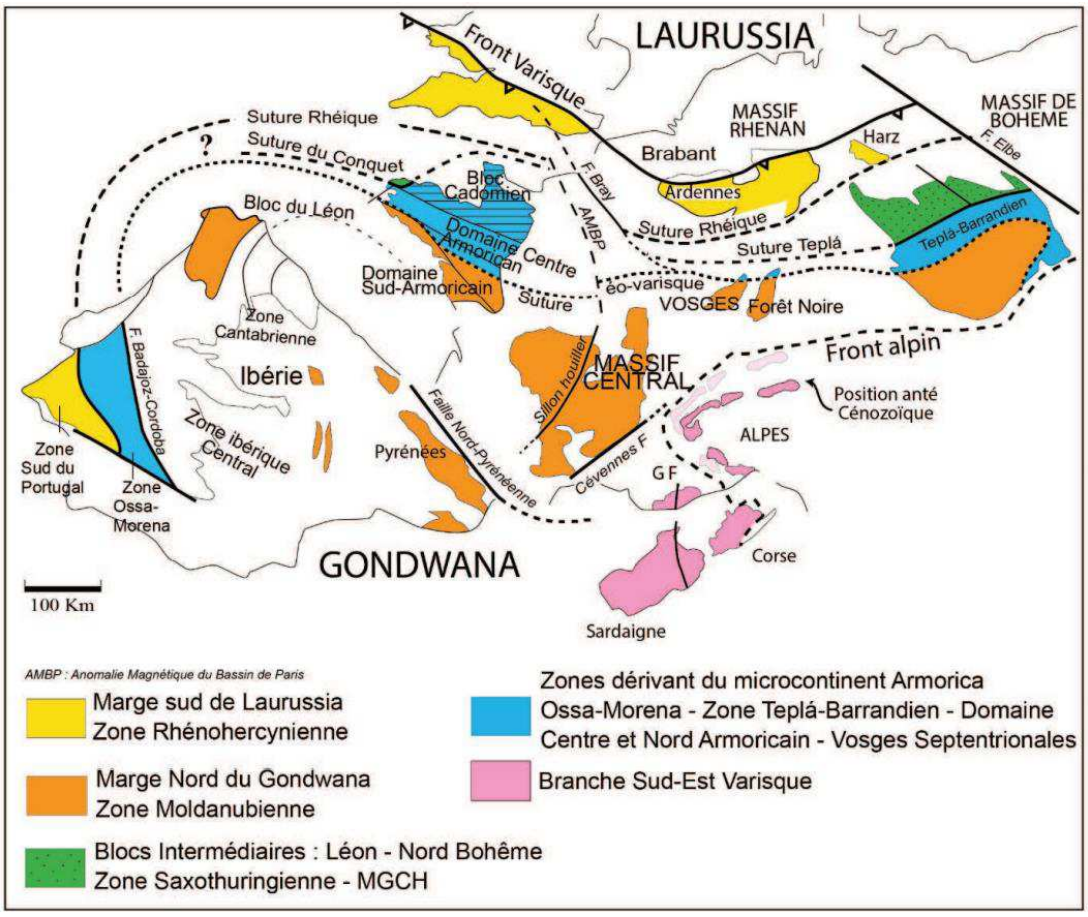


Figure 24 : Structure de la chaîne Varisque en Europe avant l'orogenèse alpine (Fréville, 2016)

Sur une coupe synthétique (*figure 25*), la chaîne Varisque montre une structure en éventail, ou à double vergence, marquée par des chevauchements vers le nord dans la partie nord, et vers le sud dans la partie sud, qui pourraient dépendre des directions de pendage initiaux des plans de subduction (Baptiste, 2016). Ces plans de subduction seraient vers le sud pour les zones rhénohercynienne et saxothuringienne et vers le nord pour la zone moldanubienne (Matte, 1986; Schulmann *et al*., 2009; Pochon, 2017).

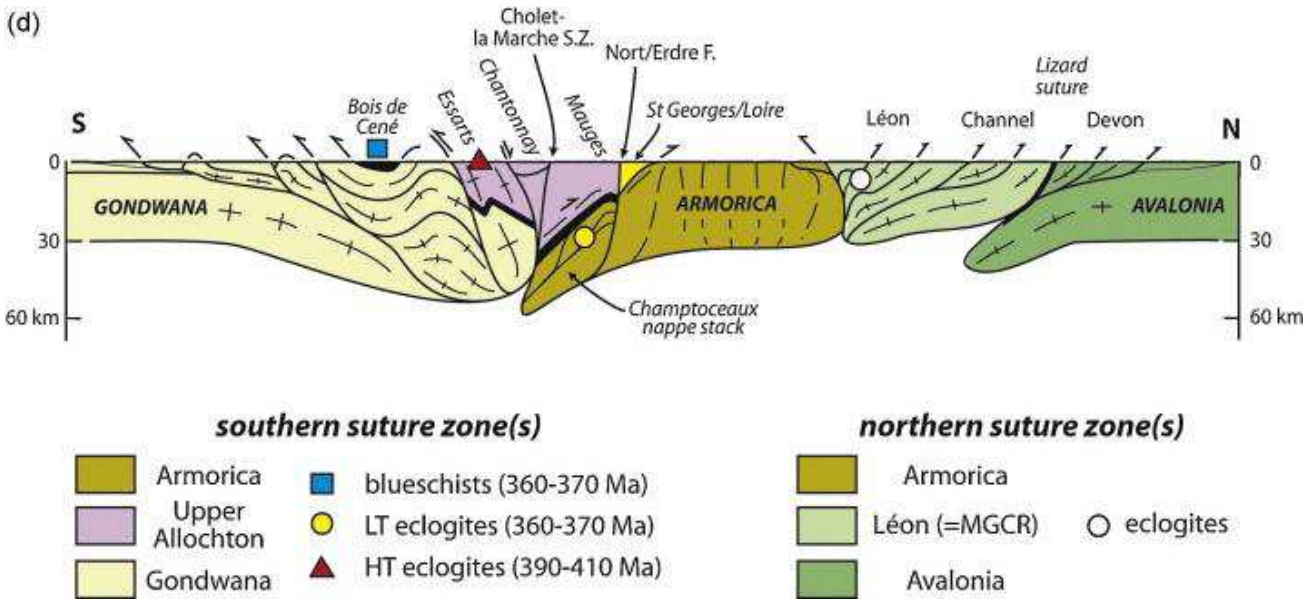


Figure 25 : Coupe interprétative de l'architecture de la chaine varisque ouest varisque Ouest-Européenne (Ballèvre et al., 2009)

ii. Histoire géodynamique

Au cours du Dévonien, entre 420 et 360 Ma, la convergence est marquée par la subduction et la fermeture de plusieurs domaines océaniques (Bosse *et al*., 2000; Ordóñez Casado *et al*., 2001; Paquette *et al*., 2003; Roger & Matte, 2005; Giacomini *et al*., 2006). La collision continentale survient vers 360 Ma, en se manifestant par un épaississement crustal marqué par un empilement de nappes, un métamorphisme de HT/BP et une exhumation des unités subductées de HP/BT aujourd'hui dispersées dans les zones internes de la chaîne (*figure 26*) (Burg *et al*., 1987 ; Lardeaux *et al*., 2001 ; Rodriguez *et al*., 2003 ; Štípská *et al*., 2004 ; Faure *et al*., 2008 ; Philippon *et al*., 2009 ; Abati *et al*., 2010 ; Pitra *et al*., 2010 ; Díez Fernández *et al*., 2011 ; Ballèvre *et al*., 2014). La fermeture finale de l'océan rhéique fut réalisée par le déplacement vers l'ouest du Gondwana, menant à l'orogène alleghanienne-mauritanide synchrone de l'extension crustale en Europe centrale (*figure 23*; Matte, 2001). Au cours de la collision, le front de la chaîne se propage vers l'avant-pays, comme en témoigne la migration progressive des bassins de flysch carbonifère (Franke *et al*., 2000; Ballèvre *et al*., 2009; Faure *et al*., 2009).

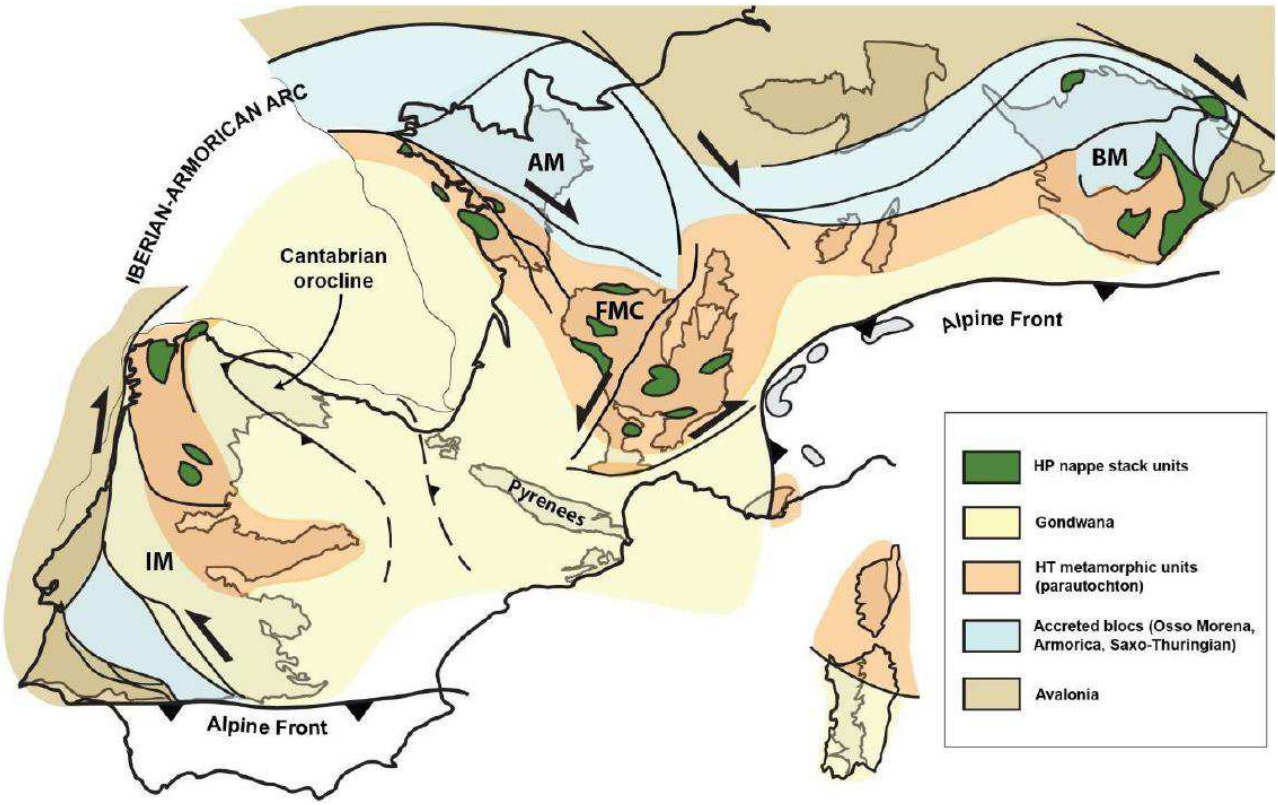


Figure 26 : Carte structurale synthétique de la chaine Varisque Ouest-Européenne. Les principaux domaines de socle varisque affleurant sont représentés en gris. AM : Massif Armoricain, BM : Massif de Bohème, FMC : Massif Central, IM : Massif Ibérique (Cochelin et al, 2018)

Entre 360 Ma et 290 Ma, la dynamique de la chaîne Ouest-Européenne change profondément. Cela se manifeste notamment par une extension tardi à post-orogénique et une fusion partielle étendue qui affectent l'avant-pays et les zones internes de cette orogenèse (Burg *et al*., 1994 ; Faure, 1995 ; Fernandez-Suárez *et al*., 2000 ; Faure *et al*., 2009 ; Rubio Pascual *et al*., 2013 ; Lardeaux, 2014 ; Gapais *et al*., 2015). Dans les parties internes, le processus de fusion partielle atteint son paroxysme et conduit à la formation de dômes migmatitiques exhumés par des détachements crustaux (Hernández Enrile, 1991; Van Den Driessche & Brun, 1992; Burg & Vanderhaeghe, 1993; Gapais *et al*., 1993; Rubio Pascual *et al*., 2013). A la différence de la phase de collision (360-320 Ma), cet épisode de fusion partielle affecte fortement les zones situées vers l'avant-pays de l'orogène (Vila *et al*., 2005; Aguilar *et al*., 2013; Denèle *et al*., 2014). L'extension tardi à post-orogénique associée est avant tout latérale et parallèle à l'allongement de la chaine (Faure *et al*., 2005).

A cette fusion partielle s'associe un magmatisme intense à la fois dans les zones internes et externes de la chaîne (*figure 27*). Il se matérialise par la mise en place de produits de fusion crustale (granites peralumineux) dans un premier temps puis de magmas hybrides ou mantelliques (granitoïdes calco-alcalins) (Bussy *et al*., 2000; Fernández-Suárez *et al*., 2011; Gutiérrez-Alonso *et al*., 2011 ; Couzinié *et al*., 2014; Kilzi *et al*., 2016). Ce magmatisme se caractérise également par une migration depuis le cœur de l'orogène vers son avant-pays entre 330 et 280 Ma (Cocherie *et al*., 2005; Finger *et al*., 2009; Laurent *et al*. 2017).

Il se décompose en 3 groupes qui ne sont pas strictement coexistants (Gébelin *et al*., 2009) :

- un magmatisme synchrone de l'empilement des nappes (340 - 320 Ma);
- une fusion crustale tardi-varisque suivant la mise en place (migmatisation, dômes métamorphiques) des unités métamorphiques (320 - 300 Ma);
- des roches granitiques tardi à post-varisque mises en place durant l'extension crustale (< 300 Ma).

Il est à noter que la signature calco-alcaline des roches magmatiques ne marque pas nécessairement la présence d'un arc magmatique (Kroner & Romer, 2013). Par exemple, le magmatisme lié à l'extension dans les bassins permiens de la zone saxo-thuringienne (Halle, Saale) et les bassins tertiaires de la province du Basin and Range aux Etats-Unis ont une affinité calco-alcaline parce que ces roches dérivent de magmas issus de protolithes mixtes (sédimentaire-magmatique; Förster *et al*., 2010).

Cependant, dans la chaine varisque, les auteurs documentent une signature d'arc magmatique pour des granites varisques post-collisionels dans la zone saxo-thuringienne, le massif central français, le massif armoricain ou l'Ibérie (Turpin *et al*., 1990; Vilà *et al*., 2007).

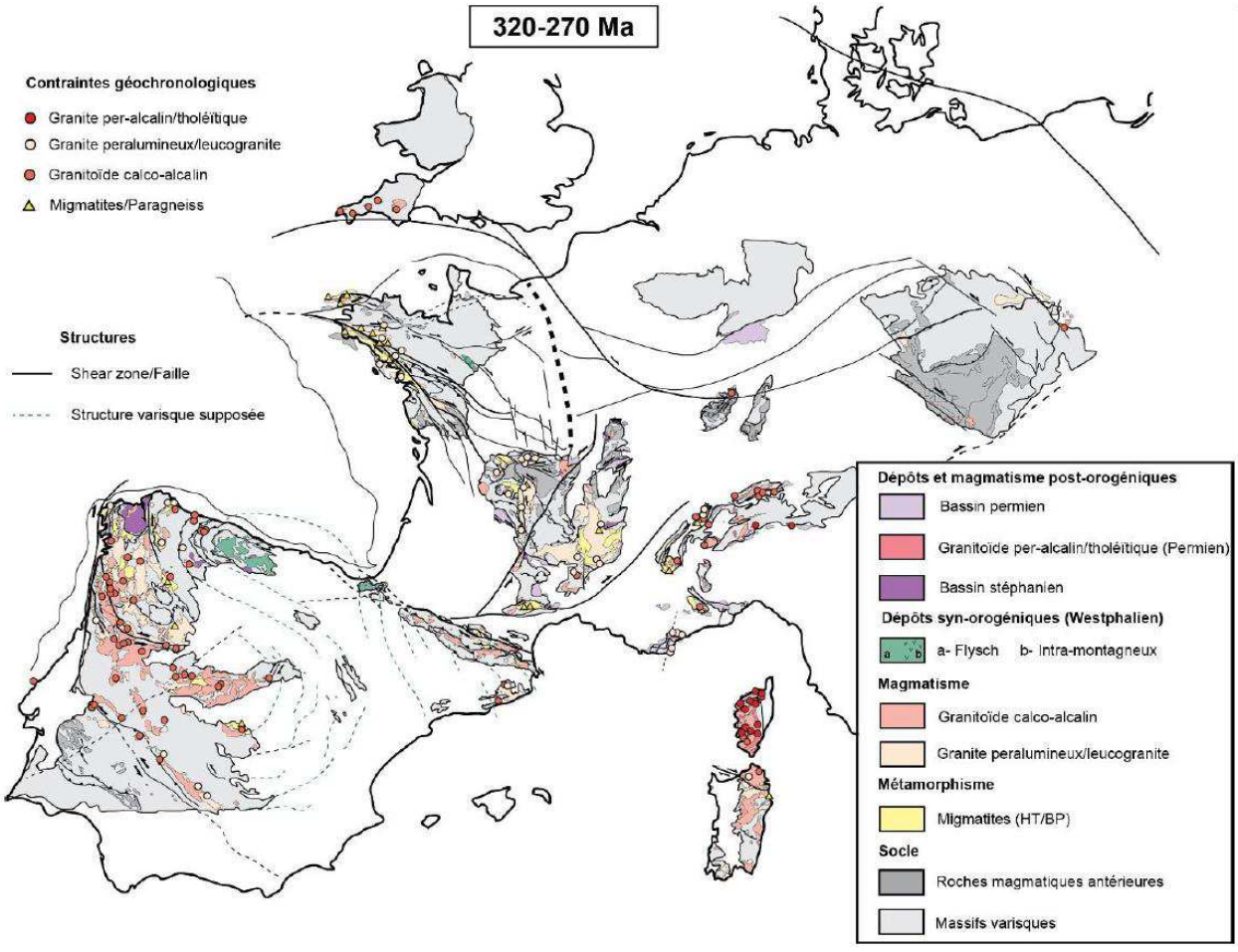


Figure 27 : Carte des évènements métamorphiques, magmatiques et sédimentaires tardi- à post-orogéniques (Cochelin, 2016)

Le fluage latéral généralisé de la croûte partiellement fondue et le magmatisme associé à ces deux dernières phases ont été initialement interprétés comme l'effondrement gravitaire de la chaîne de collision préalablement épaissie (Malavieille et al., 1990; Burg et al., 1994; Vanderhaeghe et al., 1999; Díez Fernández et al., 2012; Ballèvre et al., 2014). Il a également été proposé que cet évènement puisse refléter une dynamique d'arrière-arc (Schulmann et al., 2009; Gapais et al., 2015) ou une délamination du manteau lithosphérique (Gutiérrez-Alonso et al., 2004; Finger et al., 2009; Laurent et al. 2017).

Cet évènement thermique régional est synchrone d'une réorganisation de la chaîne varisque avec l'amplification des syntaxes et l'activation de systèmes de failles majeures (Arthaud & Matte, 1975 ; Matte, 1986 ; Burg *et al*., 1994 ; Martinez-Catalán, 2011 ; Gutiérrez-Alonso *et al*., 2012 ; Dias *et al*., 2016). En effet, la chaîne Varisque apparaît comme extrêmement plissée (Matte, 2001, 2007; Shaw & Johnston, 2016). Le plissement intense de la croûte à l'échelle de toute la chaîne implique une rhéologie anormalement faible de l'ensemble de la lithosphère (Cochelin *et al*., 2018). Les syntaxes tardi-orogéniques varisques sont constituées de lithosphères anormalement chaudes et soumises à des contraintes aux limites en convergence. Les transferts latéraux de matériel dus à l'amplification de ces syntaxes et aux mouvements de glissement ont exercé un contrôle majeur sur les modalités d'extension syn-convergence (330 – 305 Ma). L'arc Ibéro-Armoricain (Bard et al., 1968 ; Brun & Burg, 1982) est une syntaxe varisque où de récents travaux montrent le fléchissement de l'orocline cantabrique, en son cœur, entre 305 et 295 Ma (Weil *et al*., 2010). Les Pyrénées appartiennent au membre intérieur nord de cet orocline (Martinez-Catalán, 1990). La transition depuis une tectonique compressive vers une tectonique extensive en Europe centrale a commencé vers 310-300 Ma (Wilson *et al.,* 2004 ; Kroner & Romer, 2013).

Des failles normales majeures et des décrochements crustaux ont ensuite favorisé le partitionnement à grande échelle de l'extension post-orogénique (305-260 Ma) et donnent un aspect morcelé à la chaîne Varisque Ouest-Européenne après son démantèlement (Matte, 1986 ; Burg *et al*., 1994 ; Faure, 1995 ; Gébelin *et al*., 2007 ; Gébelin *et al*., 2009 ; Carreras & Druguet, 2014 ; Gapais *et al*., 2015).

iii. Minéralisations en W

Les gisements à étain et tungstène de la chaîne varisque Ouest-Européenne se distribuent sur une vaste surface de 1300 km du Nord au Sud et de 1500 km d'Est en Ouest. Ils sont de nature variés et sont représentés essentiellement sous forme de 3 principaux types : i) des veines et stockwerks, ii) des pegmatites ou granites à métaux rares, et iii) des skarns. Ils se répartissent dans la plupart des massifs varisques : Massif de Bohème, Harz, Forêt Noire, Vosges, Massif central, Massif armoricain, Cornouailles, Pyrénées et nord-ouest de la Péninsule Ibérique (*figure 28*).

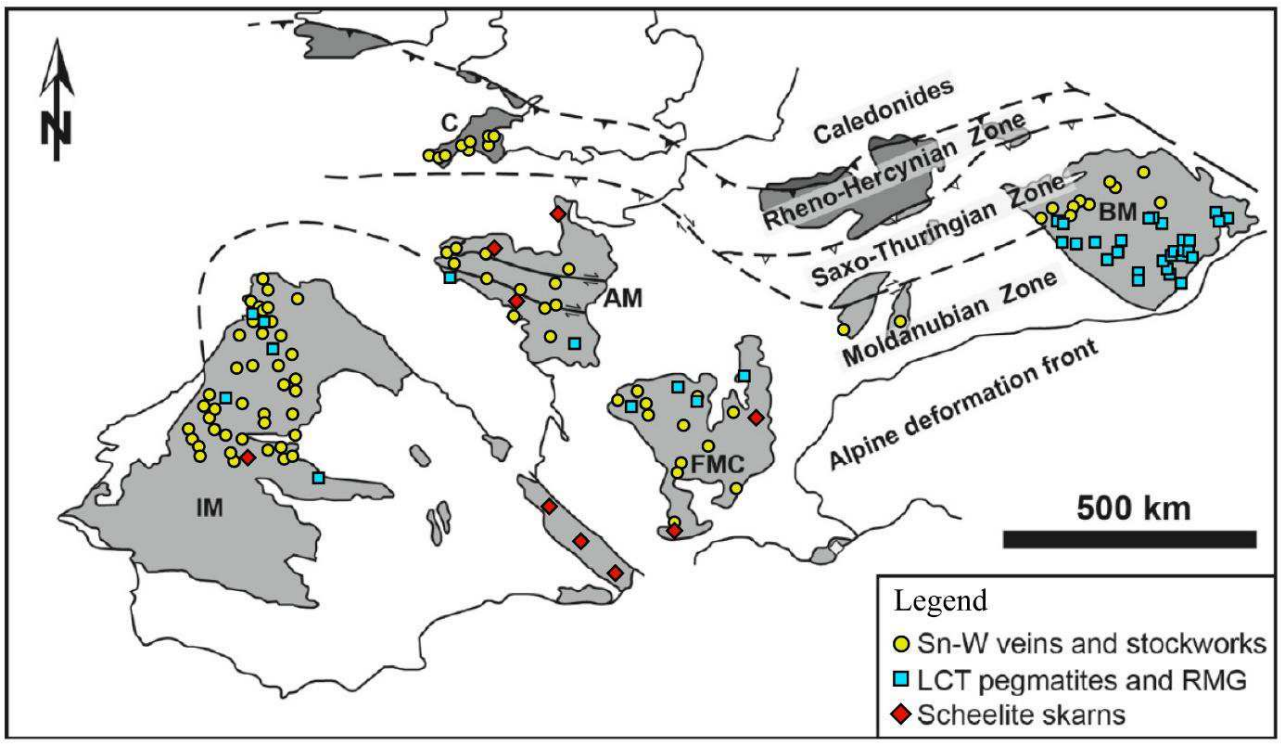


Figure 28 : Distribution des gisements à tungstène dans la chaîne Varisque (modifié d'après Harlaux, 2016). LCT = Lithium-Césium-Tantale ; RMG = Rare Metal Granite

Certains auteurs proposent que l'organisation spatiale de ces minéralisations dessine des « bandes » à étain ou à tungstène dominant (*figure 29* ; Derré, 1982). Ils montrent que la distribution de ces couloirs montre une discordance avec les limites des principaux domaines structuraux qui est en faveur de l'affinité magmatique de ces minéralisations et témoigne du caractère tardif des magmas associés, issus de la fusion crustale. Par ailleurs, les données isotopiques (Duthou, 1978) montrent qu'une part importante de fusion crustale est impliquée dans la genèse des magmas à l'origine des granitoïdes associés aux minéralisations à tungstène. Le protolithe crustal en question serait plutôt jeune (plus récente que 640-650 Ma ; Cogné *et al.*, 1980).

La prédominance de l'étain sur le tungstène dans les gisements de la chaîne Varisque pourrait s'expliquer par un processus de différenciation magmatique et l'existence d'hétérogénéités crustales préexistantes (Derré, 1982). L'étain est plus favorablement concentré lors d'une évolution magmatique longue alors que le tungstène s'accorde plus avec des granites moins différenciés mais avec une activité hydrothermale intense (Boissavy-Vinau *et al.*, 1979).

Des travaux plus récents montrent que la distribution de l'étain et du tungstène dans les ceintures orogéniques est contrôlée à grande échelle par la superposition de processus dans les marge passives et actives (Romer & Kroner, 2015, 2016). La distribution des sources enrichies est liée aux mégacontinents (altération chimique) et à leur fragmentation (accumulation sédimentaire sur la marge continentale). Ils proposent donc que la répartition de l'étain et du tungstène d'un orogène donné dépende du volume de protolithe enrichi en ces métaux et de l'importance des sources de chaleurs pour les mobiliser.

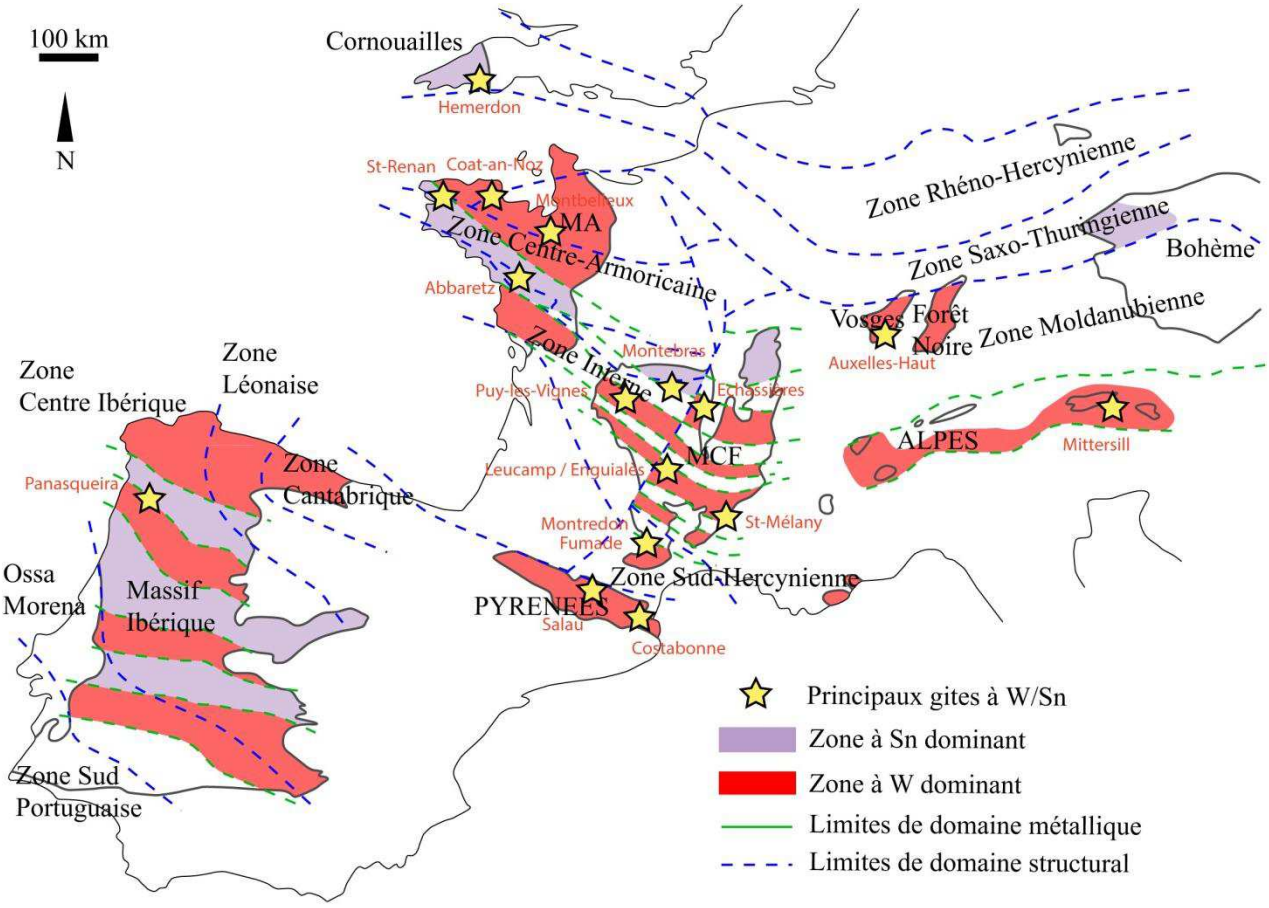


Figure 29 : Carte des bandes à Sn et W dominant dans la chaine Varisque Ouest Européenne montrant leur obliquité sur les domaines structuraux majeurs (modifié d'après Derré, 1982)

L'expression de l'étain et du tungstène dans ces différents types de gisements se manifeste à presque toutes les époques depuis le Précambrien jusqu'au Lias (Derré, 1982). Le paroxysme de leur genèse est lié aux intrusions granitiques tardi-varisques (*figure 30*). Seuls les filons de quartz à wolframite et cassitérite de Montbelleux (NE du Massif Armoricain) sont associés à des granites cadomiens (Chauris & Jonin, 1978).

Au cours du Westphalien (315-305 Ma), plusieurs générations de minéralisations se mettent en place (Harlaux, 2016). La première est à tungstène dominant, généralement sous forme de veines à quartz-wolframite, associée aux granites et monzogranites (Leucamp, Enguialès, Montredon…). La deuxième est à étain dominant, disséminée dans des granites albitiques (Montebras, Echassière…) ou des filons à quartz-cassitérite (Abbaretz, Saint-Renan…). Cet important épisode de magmatisme polyphasé accompagne l'extension tardi-orogénique de la chaîne Varisque en mettant en place des granites ou monzogranites peu différenciés puis des leucogranites évolués.

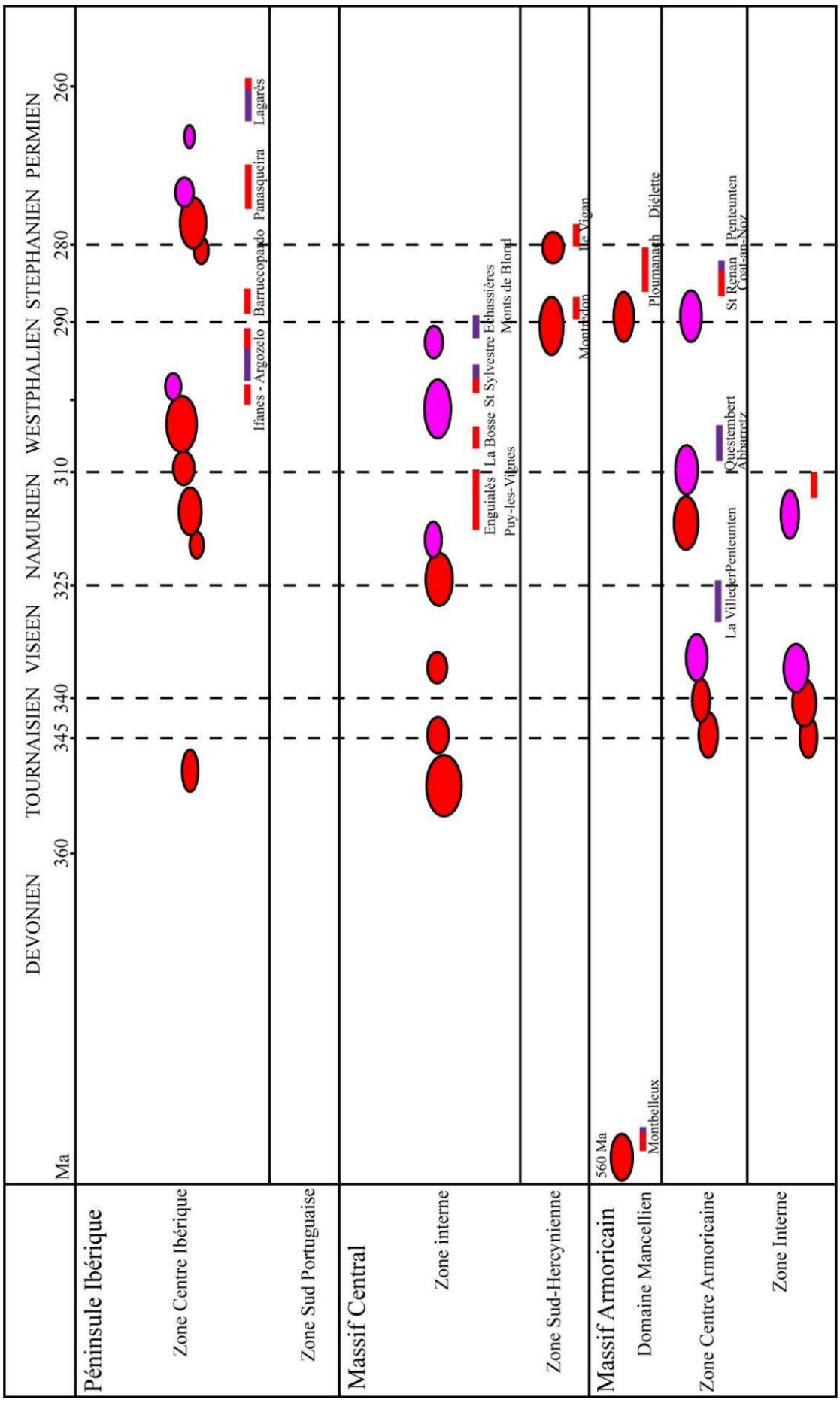


Figure 30 : Calendrier des évènements magmatiques et métallogéniques pour l'étain et le tungstène dans la chaîne varisque ouest-européenne (modifié d'après Derré, 1982)

Dans le cas du Massif Central, les récents travaux de Harlaux (2016) et Harlaux *et al.* (2017) ont permis de montrer que les minéralisations en tungstène se mettent en place en plusieurs étapes, étalées sur environ 40 Ma (*figure 31*). Un premier groupe d'âge (335-325 Ma) est contemporain de la compression syn-orogénique et de la mise en place de granites peralumineux viséens à namuriens. Un second groupe (317-315 Ma) est synchrone de l'extension tardi-orogénique dans les zones internes et associé à la mise en place de granites Namurien supérieur à Westphalien. Le troisième groupe d'âge (298-274 Ma) est contemporain de l'extension post-orogénique dans la chaîne varisque. Ces minéralisations constituent des marqueurs qui reflètent l'évolution tectono-métamorphique de la chaine varisque.

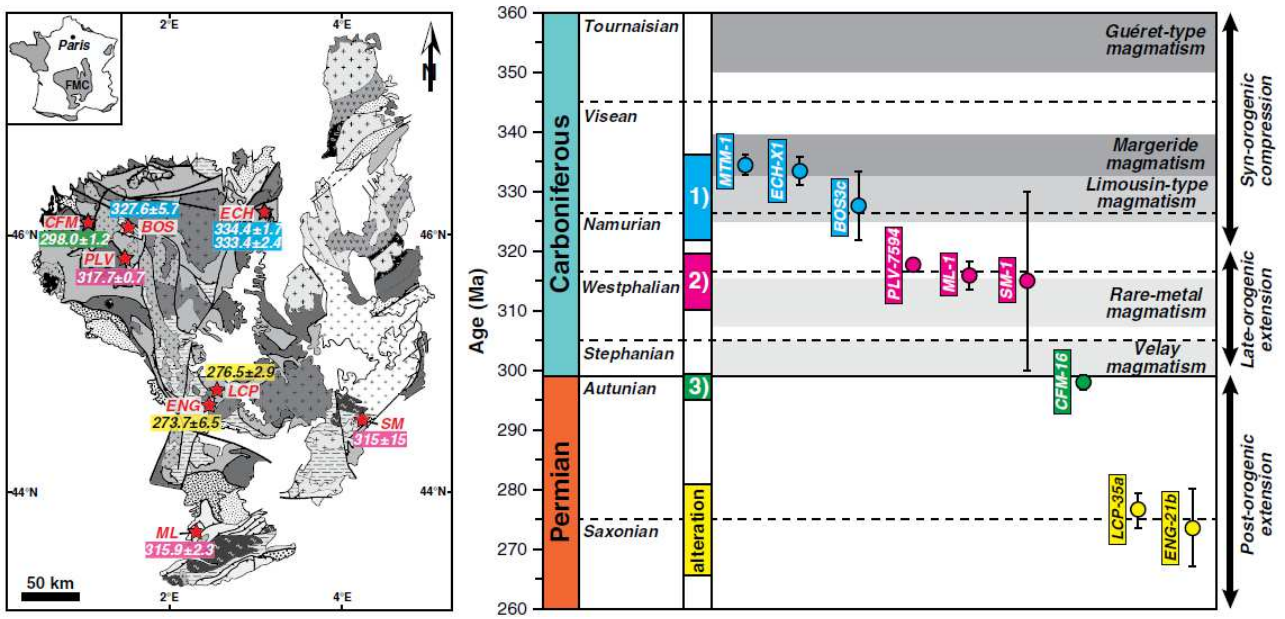


Figure 31 : Synthèse des âges U-Pb sur wolframite et comparaison avec les principaux évènements tectono-métamorphiques et magmatiques dans le Massif Central (Harlaux, 2016). BOS = St-Goussaud; CFM = Vaulry; ECH = Echassières; ENG = Enguialès; LCP = Leucamp; ML = Montredon-Labessonie; PLV = Puy-les-Vignes; SM = Sainte-Mélany.

Un des traits marquants concernant le tungstène dans la chaîne varisque dans son ensemble semble donc être l'aspect polyphasé des minéralisations, pour la plupart génétiquement associées avec un magmatisme d'origine crustale.

Le massif des Pyrénées constitue un exemple intéressant de « bande » à tungstène où certaines minéralisations importantes ont été étudiées dans les années 1960 à 1980 (Salau, Costabonne). Ce segment de la chaine Varisque est également très connu pour ses nombreux massifs de granitoïdes à la fois peralumineux (source crustale) et calco-alcalins (source hybride) (Barnolas & Chiron, 1996; Vila et al. 2005; Denèle *et al.*, 2014). Le point suivant va donc s'intéresser au contexte géologique de ce massif particulier et aux minéralisations qu'il abrite.

b. La zone axiale des Pyrénées

i. Généralités

Les Pyrénées actuelles représentent une chaîne de montagnes intracontinentale, de direction moyenne N100°E (*figure 32*), qui résulte de la collision entre les plaques Ibérique et Eurasienne depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Paléogène (Choukroune, 1992). Cette chaîne marque la frontière naturelle entre la péninsule ibérique et le continent européen. Elle s'étend sur plus de 1000 km depuis les Asturies à l'ouest jusqu'au domaine alpin à l'est. Son extension moyenne N-S est d'environ 150 km et son altitude maximale est atteinte au pic d'Aneto (Espagne) qui culmine à 3404 m. L'architecture actuelle des Pyrénées résulte d'une histoire orogénique polycyclique, notamment marquée par les orogenèses Varisque (Permo-Carbonifère) et Alpine (Eocène – Oligocène).

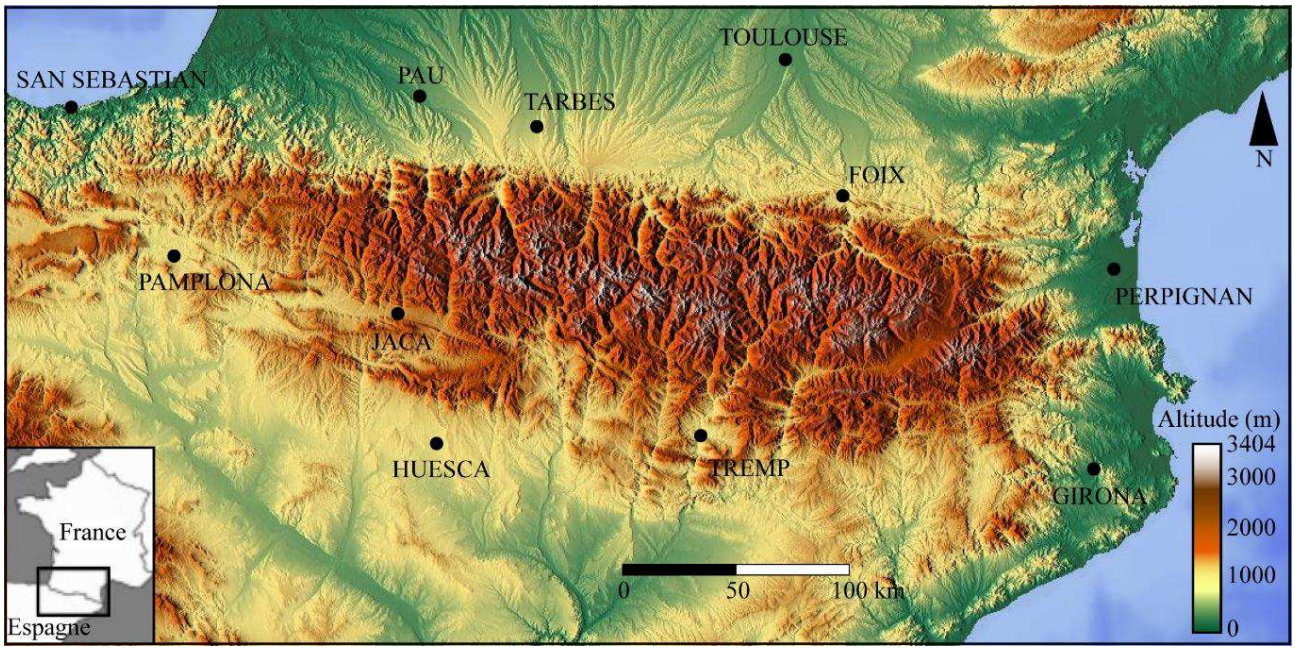


Figure 32 : Carte topographique des Pyrénées

D'un point de vue structural, la chaîne est divisée en cinq domaines distincts, orientés parallèlement à l'axe de la chaine qui sont du nord au sud : le Bassin aquitain, la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP), la Zone Axiale (ZA), la Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP) et le Bassin de l'Ebre (*figure 33*) (Mattauer, 1968 ; Choukroune & Séguret, 1973 ; Mattauer & Henry, 1974 ; Boillot, 1984). La faille Nord Pyrénéenne (FNP) sépare deux domaines structuraux où se trouve de part et d'autre le socle paléozoïque. La Zone Axiale, au sud de cette faille, constitue le cœur de l'orogène varisque alors qu'au nord, les massifs Nord-Pyrénéens et Basques représentent de petites unités de socle mis à l'affleurement. Ce socle a préservé les structures, les fabriques et le métamorphisme régional varisque qui ont seulement été localement affectés par des failles méso-cénozoïques et des blocs basculés à l'Alpin (Carreras & Debat, 1996 ; Carreras & Druguet, 2014, Cochelin et al., 2018). Durant la convergence alpine à l'Eocène, les séries mésozoïques et leur socle paléozoïque ont ensuite été raccourcis pour constituer un prisme orogénique asymétrique à double vergence avec de nombreuses unités crustales empilées dans la Zone Axiale (*figure 34*) (profil ECORS; Choukroune, 1989 ; Roure *et al.,* 1989 ; Choukroune *et al*., 1990).

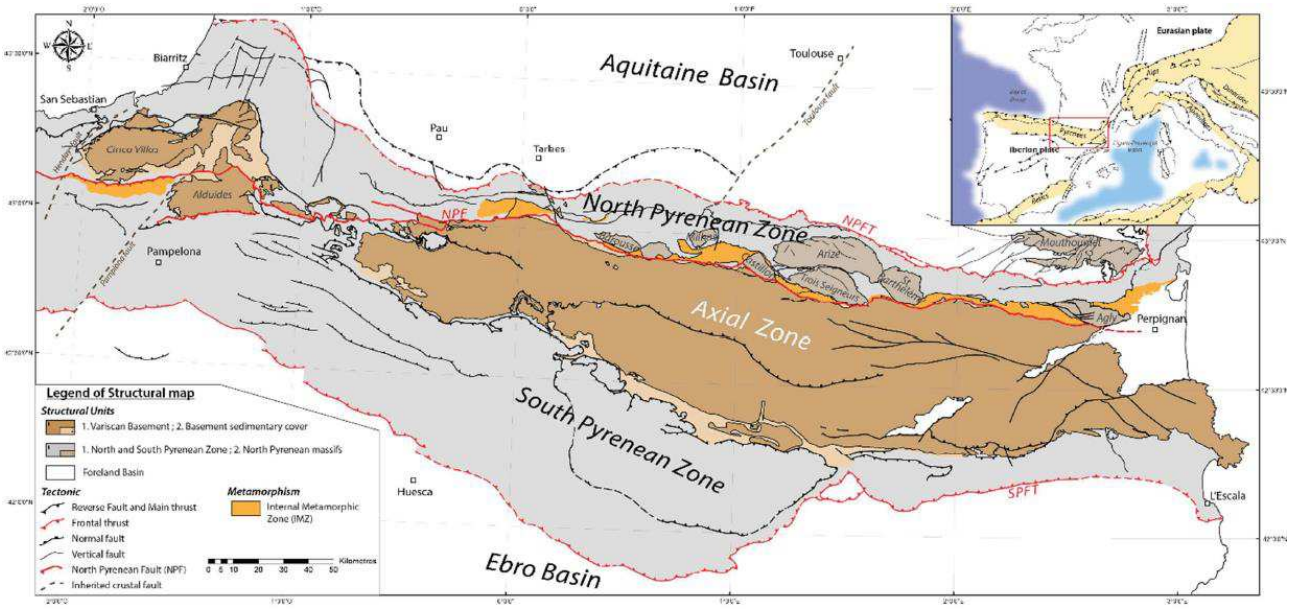


Figure 33 : Schéma des grands domaines structuraux composant la chaîne Pyrénéenne actuelle (CNP : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, NPF : Faille Nord-Pyrénéenne, FSP : Faille Sud Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (Ducoux, 2017)

La Zone Axiale des Pyrénées est décrite comme résultant d'une tectonique de type « thick-skinned » impliquant plusieurs chevauchements crustaux majeurs. A l'Ouest se trouvent les unités de Lakhora, Gavarnie et Bielsa (Teixell 1998) et les unités de Nogueres, Orri et Rialp à l'Est (Vergés *et al*., 1995).

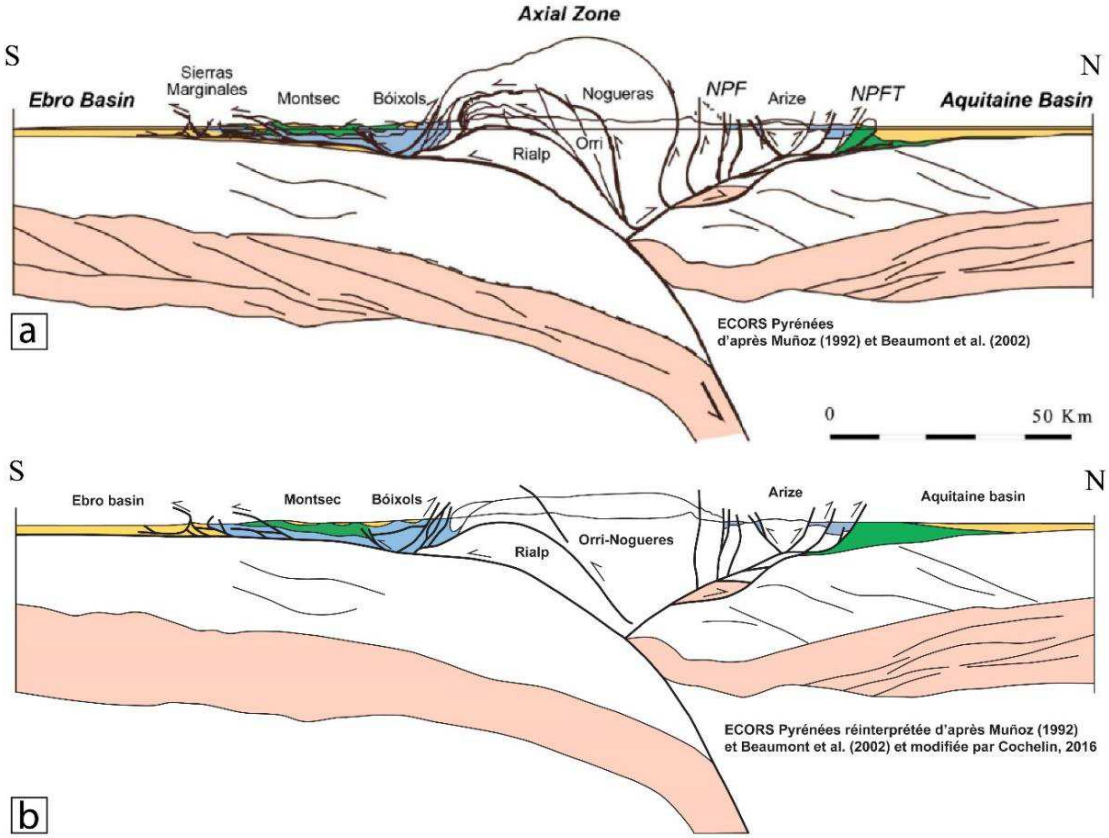


Figure 34 : Structure profonde de la chaîne le long du profil ECORS. a) Interprétation du profil ECORS d'après Muñoz, 1992 et Beaumont et al., (2000) dans Erdos et al., (2014). b) Réinterprétation du profil ECORS de Muñoz, 1992 et Beaumont et al., (2000) par Cochelin (2016), modifié.

La Zone axiale est un domaine d'avant-pays affecté par l'orogenèse varisque entre 330 et 290 Ma. (Denèle *et al*., 2014). Elle est essentiellement constituée de métasédiments précambriens à paléozoïques intrudés par de nombreux plutons granitiques tardi-varisque (*figure 35*). Au sein de cette zone, l'épisode varisque est marqué par une déformation permo-carbonifère, un métamorphisme régional de haute température – Basse Pression (HT-BP) et un magmatisme principalement de nature calco-alcaline (Debon & Guitard, 1996 ; Denèle *et al*., 2014).

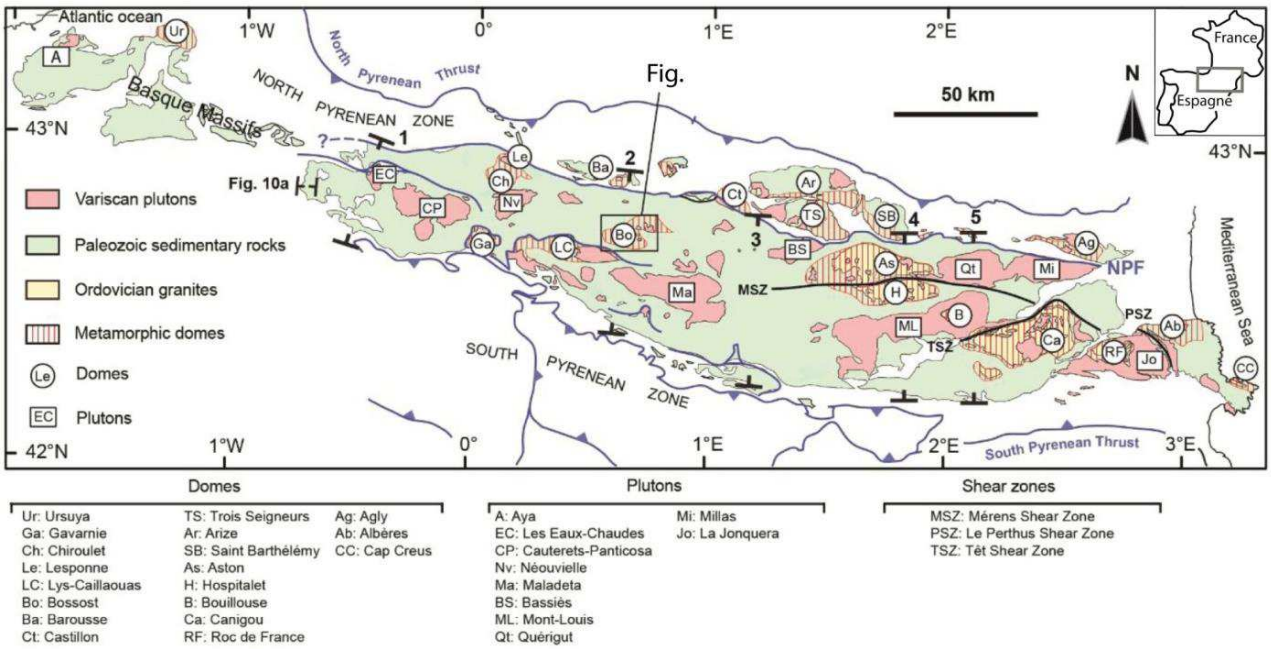


Figure 35 : Carte géologique schématique de la Zone Axiale des Pyrénées montrant la localisation des principaux dômes métamorphiques de HT-BP (Cochelin et al., 2018). La localisation de la figure 36 est encadrée et celles des coupes de la figure 38 sont numérotées de 1 à 5.

La croûte paléozoïque des Pyrénées est caractérisée par un fort contraste structural entre un niveau crustal supérieur, appelé la « superstructure » et le toit d'un niveau crustal inférieur, appelé « l'infrastructure » affleurant au niveau de dômes métamorphiques (de Sitter & Zwart, 1960 ; Zwart, 1979 ; Carreras & Capella, 1994 ; Cochelin et al., 2018) :

- le niveau crustal supérieur, également appelé « superstructure » est constitué de roches métasédimentaires édiacariennes à carbonifères supérieur de bas degré métamorphique (schiste vert) (Padel et al., 2017). Cet ensemble est structuré par des plis serrés verticaux multi-échelles et une schistosité de plan axial très pénétrative et très redressée. Ces métasédiments sont intrudés par des plutons calco-alcalins comprenant des gabbros, des tonalites, des granodiorites et des granites de source mantellique ou hybride (Guitard *et al*., 1984 ; Debon *et al*., 1996 ; Roberts *et al*., 2000). Ces plutons calco-alcalins ont des âges de mise en place allant de 312 à 298 Ma (Evans, 1993 ; Paquette *et al*., 1997 ; Aguilar *et al*., 2013 ; Denèle *et al*., 2014 ; Druguet *et al*., 2014) (*figure 39*).

- le niveau crustal inférieur ou « infrastructure » est essentiellement caractérisé par i) des paragneiss, issus du métamorphisme HT/BP ayant affectés les séries les plus basales (Ediacarien à Dévonien) et ii) granites ordoviciens laccolitiques (470-450 Ma) transformés en orthogneiss (Denèle *et al.,* 2007 ; 2009 ; 2014). Ce domaine est exposé au niveau de dômes gneissiques structurés par des foliations à faible pendage. Les chemins P-T-t dans l'infrastructure ont été documentés à partir d'un pic de pression d'environ 4,5 kbar avec un réchauffement significatif au cours de la décompression et un refroidissement tardif le long d'un géotherme abrupt (Mezger & Passchier, 2003 ; Mezger *et al.,* 2004 ; Mezger, 2005 ; Vila *et al.,* 2007). Un pic de pression plus ancien de 7,5 kbar a été décrit au niveau de reliques métamorphiques dans le dôme du Roc de France (Aguilar *et al.,* 2015).

La transition entre les fabriques sub-horizontales de l'infrastructure et celles fortement pentées de la superstructure (*figure 36*) coïncide approximativement avec l'isograde de l'andalousite qui souligne la forme cartographique des dômes (Debon & Guitard, 1996 ; Cochelin et al., 2018). L'atténuation des isogrades au toit de l'infrastructure se manifeste par un fort gradient métamorphique (Zwart, 1979 ; Wickam & Oxburgh, 1985, 1986 ; Van den Eeckhout & Zwart, 1988 ; de Saint Blanquat, 1993 ; Vilà *et al.,* 2007 ; Mezger & Régnier, 2016).

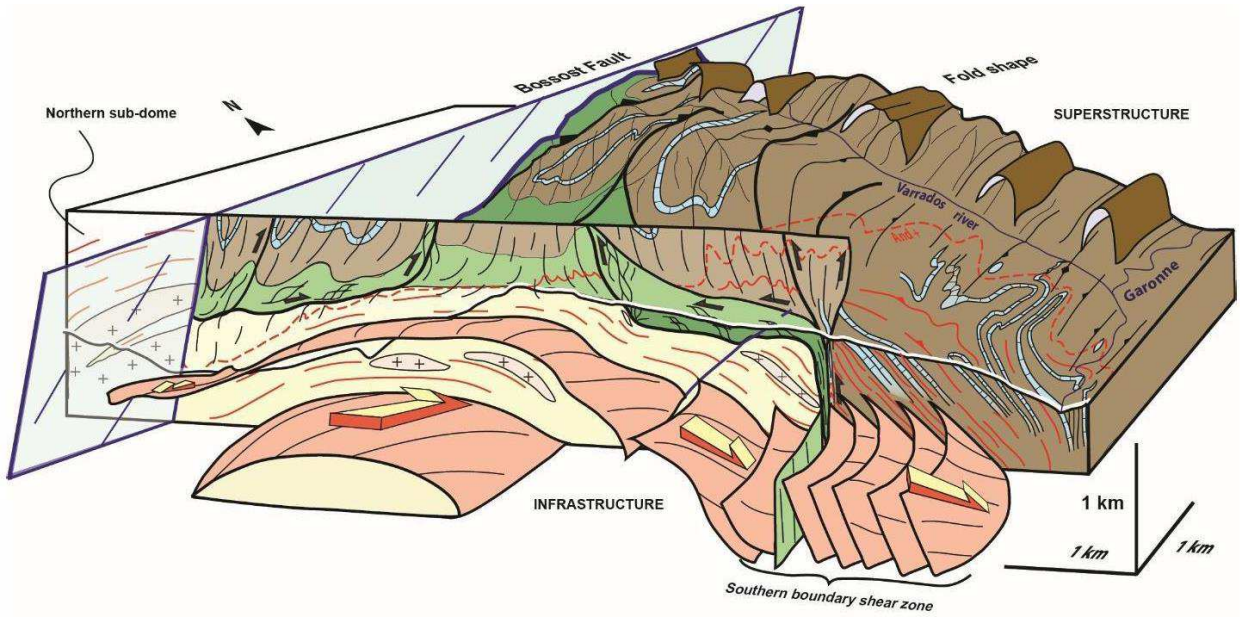


Figure 36 : Bloc diagramme de la partie sud-est du dôme du Bossost et de sa couverture montrant la transition entre la fabrique sub-horizontale de l'infrastructure et la structuration sub-verticale de la superstructure (Cochelin et al., 2018).

De récentes études suggèrent que la formation de ces deux domaines fut synchrone et eu lieu dans un régime transpressif dextre (Gleizes *et al*., 1998 ; Mezger, 2009 ; Denèle *et al*., 2014 ; Cochelin, 2016 ; Cochelin *et al*., 2018).

La partie centrale de la Zone Axiale est recoupée par plusieurs zones de cisaillement et failles plurikilométriques généralement considérées d'âge varisque et possiblement réactivées durant la collision

pyrénéenne (*figure 37* et *figure 38*) (McCaig, 1986 ; Barnolas & Chiron, 1996). Il n'existe cependant pas de consensus à propos de l'âge et de l'importance relative de la réactivation de ces différentes failles.

Dans ce segment central des Pyrénées, la plus ancienne structure est la faille sub-verticale d'orientation est-ouest du Port de Salau. Dans sa position actuelle, son mur correspond aux roches cambriennes appartenant à l'antiforme de la Pallaresa et son toit aux roches siluro-dévoniennes (Colchen *et al*., 1997). Cette faille est replissée par l'évènement transpressionnel tardi-varisque et a été interprété par certains auteurs comme un chevauchement Varisque précoce avec une cinématique « top sud » (Bodin & Ledru, 1986 ; Losantos *et al.*, 1985). Plus au sud, d'autres failles telles que la *shear zone* de Lladorre, localisée dans les marbres cambriens ont été interprétées par Capella & Carreras (1996) comme des zone de cisaillement inverses tardi-varisques. Cette dernière représente la continuité ouest de la zone de cisaillement varisque de Mérens, réactivée durant l'orogenèse alpine (McCaig, 1986 ; Denèle *et al.,* 2008 ; Mezger *et al*., 2012). D'autres auteurs (Berastegui *et al.,* 1993 ; Beaumont *et al*., 2000 ; Vissers & Meijer, 2012) considèrent cette zone de cisaillement comme un chevauchement alpin qui pourrait possiblement être la continuité latérale du chevauchement de Gavarnie. Au sud, le chevauchement d'Estarón est considéré par Casas *et al.,* (1989) comme un chevauchement Varisque, alors que d'autres auteurs pensent qu'il s'agit de la continuité du chevauchement alpin de Gavarnie (Metcalf *et al*., 2009 ; Mouthereau *et al*., 2014). La plupart de ces zones de cisaillement et de ces failles montrent une extension plurikilométrique et un enracinement d'échelle crustale (Cochelin *et al*., 2018).

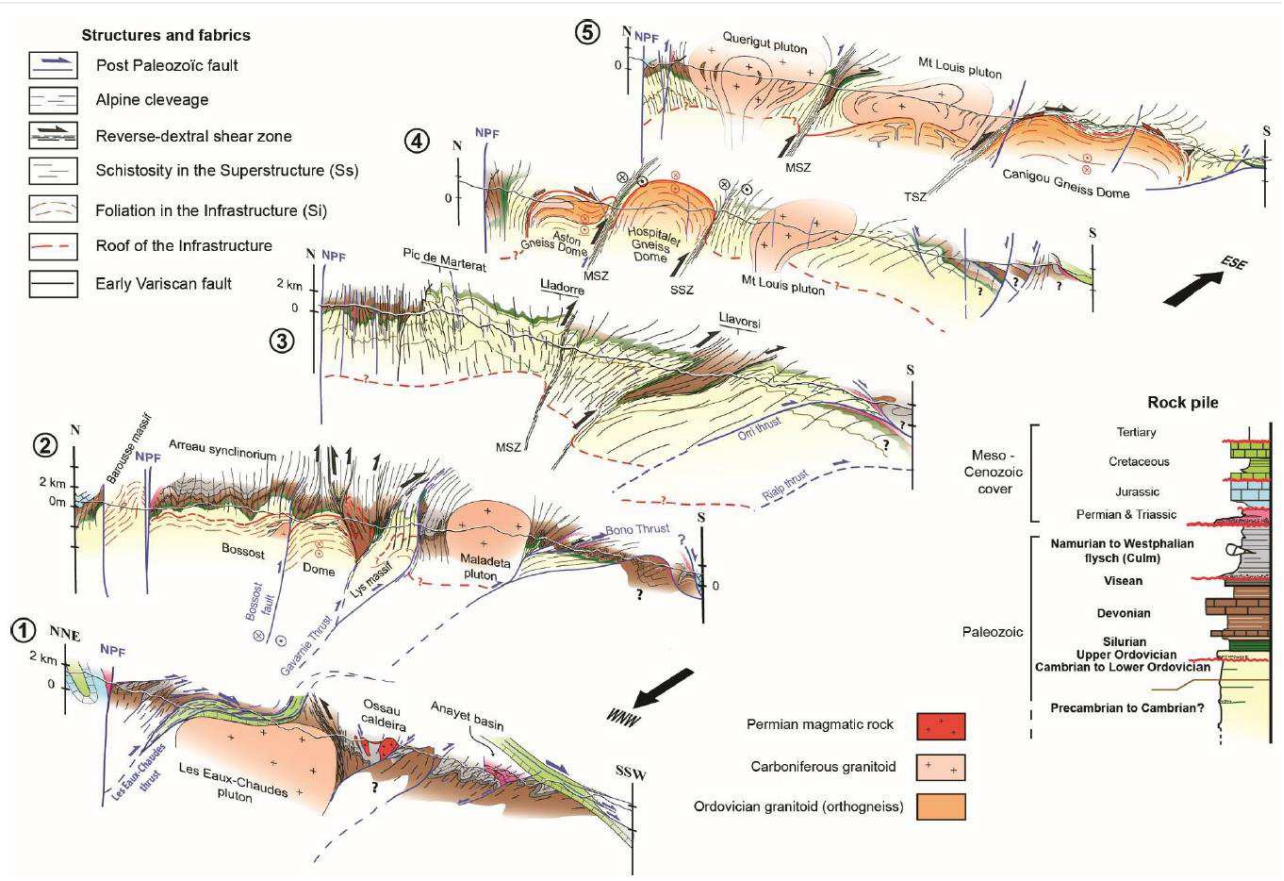


Figure 37 : Coupes géologiques N-S sériées à travers la Zone axiale d'après Cochelin et al., 2018; MSZ: Shear-Zone de Mérens, SSZ: Shear-Zone de Soldeu, TSZ: Shear-Zone de la Têt, NPF : Faille Nord-Pyrénéenne.

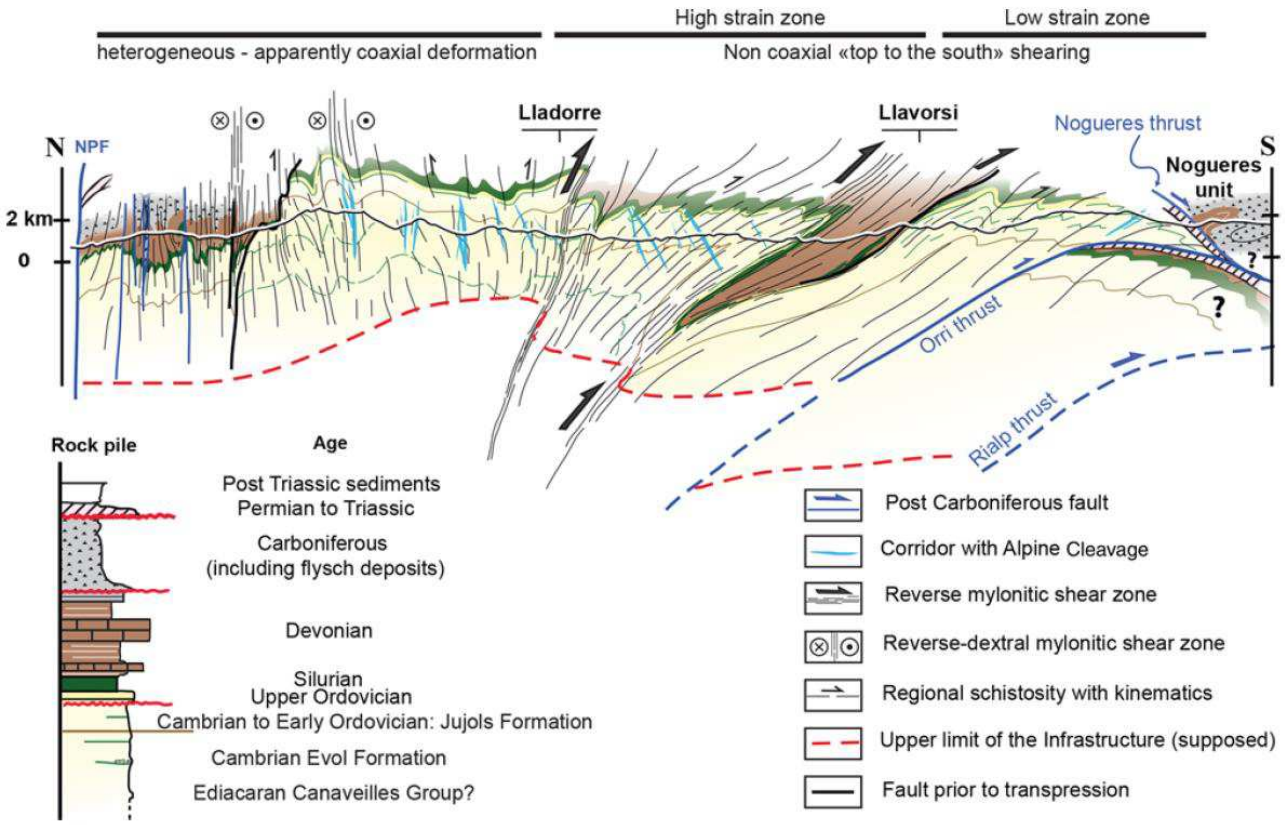


Figure 38 : Coupe géologique nord-sud des Pyrénées Centrales montrant la superposition des structures Alpines sur le domaine Varisque de la Zone Axiale (Cochelin et al., 2018).

L'âge de ces zones de cisaillement et de ces failles dans la zone axiale des Pyrénées est soumis à un intense débat. Il est notamment lié à la rareté des zones où les marqueurs post-varisques sont observables. Les micas syn-cinématiques de certaines zones de cisaillement ductiles ont été datés entre l'Eocène et la Jurassique par méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ (McCaig & Miller, 1986 ; Monié *et al*., 1994 ; Wayne & McCaig, 1998 ; Vissers *et al*., 2017). Cette série de datations suggèrent une réactivation alpine partielle. Cependant, les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus sur mica ne peuvent pas être utilisés avec confiance pour connaître l'âge de ces failles. D'une part, la température de fermeture du système $^{40}Ar/^{39}Ar$ dans les micas se situe autour de 300°C (Harrison *et al*., 1985, 2009 ; Cassata *et al*., 2009). D'autre part, les âges mésozoïques obtenus dans ces zones de cisaillement montrent un rajeunissement partiel à total du système isotopique durant les évènements hydrothermaux (250°C – 550 °C) Permien à Crétacé (Boulvais *et al.,* 2007 ; Poujol *et al.,* 2010 ; Fallourd *et al*., 2014 ; Boutin *et al*., 2016). Ce problème de rajeunissement des âges des micas syncinématiques a notamment été soulevé dans les plutons de la Maladeta, du Néouvielle et du Canigou (Jolivet *et al*., 2007 ; Maurel *et al*., 2008 ; Metcalf *et al*., 2009).

ii. Magmatisme tardi-varisque

Le magmatisme tardi-varisque dans les Pyrénées est représenté par une trentaine de plutons répartis sur l'ensemble de la Zone Axiale (Barnolas & Chiron, 1996). Ils sont essentiellement de nature calco-alcaline (gabbros, diorites, granodiorites, monzogranites; Autran *et al*., 1970), et la plupart d'entre eux sont en dehors des dômes métamorphiques (*figure 39*). Ils intrudent l'ensemble des formations paléozoïques jusqu'au Carbonifère supérieur (Namurien). De nombreuses études de l'anisotropie de susceptibilité magnétique ont été réalisées sur ces plutons (Gleizes *et al*. 1998, 2001; Auréjac *et al*. 2004). Elles montrent que les fabriques magnétiques de ces intrusions sont en accord avec leur caractère syncinématique au cours d'un épisode transpressif dextre D2b (Evans *et al*., 1997; Gleizes *et al*., 2006; Denèle et al., 2014). Cette interprétation est complémentaire d'une mise en place diapirique proposée par Soula, (1982), basée sur l'observation de la forme des plutons. Une relation étroite entre la formation des zones de cisaillement et la mise en place de différents injections de magmas est donc proposée pour expliquer le mécanisme d'ascension des plutons dans la croûte (*figure 40* ; Denèle *et al*., 2008). Les âges U/Pb sur zircon datent la mise en place de la plupart de ces plutons au Carbonifère supérieur jusqu'au Permien inférieur (Romer & Soler 1995; Paquette *et al*. 1997; Roberts *et al*., 2000; Maurel *et al*. 2004; Olivier *et al*., 2008; Aguilar *et al*., 2013). Les massifs basques d'Aya et d'Ursuya montrent néanmoins des âges plus jeunes (Denèle *et al*., 2012). Esteban *et al*. (2015) distinguent deux groupes d'âges U-Pb sur zircon dans le pluton du Lys-Caillouas qui intrude le toit de l'infrastructure à 307 ± 3 Ma et 300 ± 2 Ma. Ils suggèrent que le premier groupe date le métamorphisme et le second l'âge de cristallisation du pluton. Ces observations montrent la corrélation étroite qui existe entre la mise en place des dômes métamorphiques et le magmatisme varisque.

La plupart des massifs plutoniques tardi-varisques des Pyrénées présentent une large variation compositionnelle, avec une partie externe à tendance mafique (gabbros, diorites, granodiorite), alors que leur cœur est souvent constitué de monzogranites, voire de leucogranites (Barnolas & Chiron, 1996). Dans le cas du pluton de Saint Laurent - La Jonquera, la zonation entre ces différents corps magmatiques traduit un phénomène de différenciation (*figure 41* ; Olivier *et al*., 2016). Les observations montrent qu'il existe une zonation magmatique entre une tonalite, une granodiorite et un monzogranite qui pourrait être liée à une différenciation lors de la mise en place du magma dans la croûte. L'ensemble de ces faciès est ensuite recoupé par de petits corps leucogranitiques, souvent sous forme d'un essaim de dykes. Ces magmas évolués sont généralement tardifs et recoupent également les dômes métamorphiques (Colchen *et al*., 1997). Cette hypothèse est appuyée par Gleizes *et al*. (2006) qui conclut que ces granitoïdes montrant une différenciation croissante, se mettent en place selon plusieurs pulses, temporellement proches.

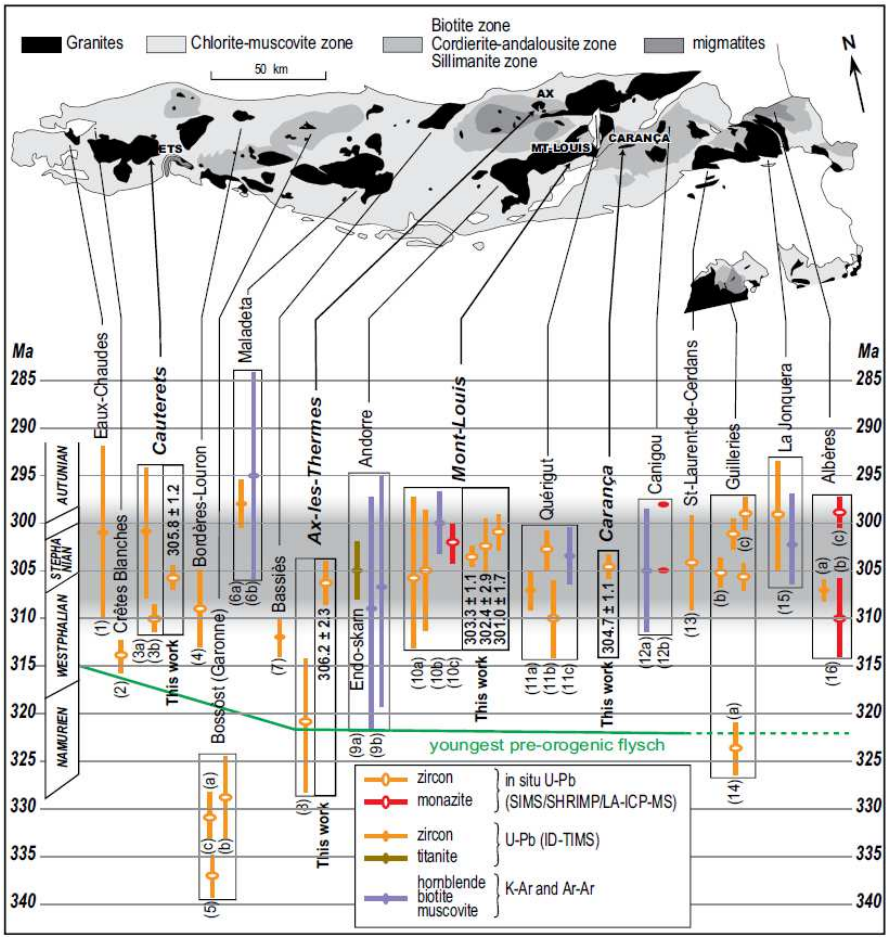


Figure 39 : Calendrier des âges de mise en place des principaux massifs plutoniques de la Zone Axiale des Pyrénées (Denèle et al., 2014).

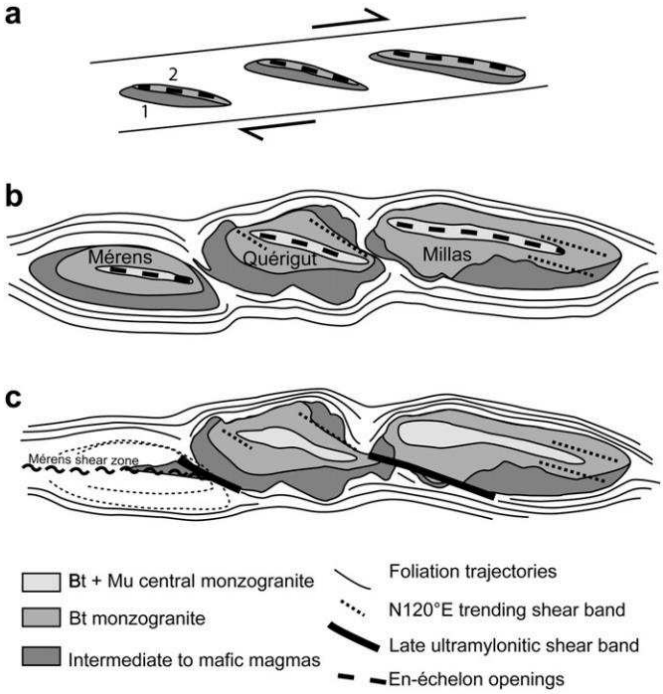


Figure 40 : Modèle schématique de la formation et de l'évolution dans un régime transpressif dextre de trois plutons des Pyrénées Orientales (Mérens, Quérigut, Millas). (a) Remplissage de fentes de tension par des injections magmatiques successives, (1) magmas mafiques à intermédiaires : gabbro-diorite, quartz diorite et granodiorite puis des (2) magmas monzogranitiques ; (b) Croissance des plutons ; (c) Formation de deux bandes de cisaillement N120E tardives entre les plutons (Denèle et al., 2008).

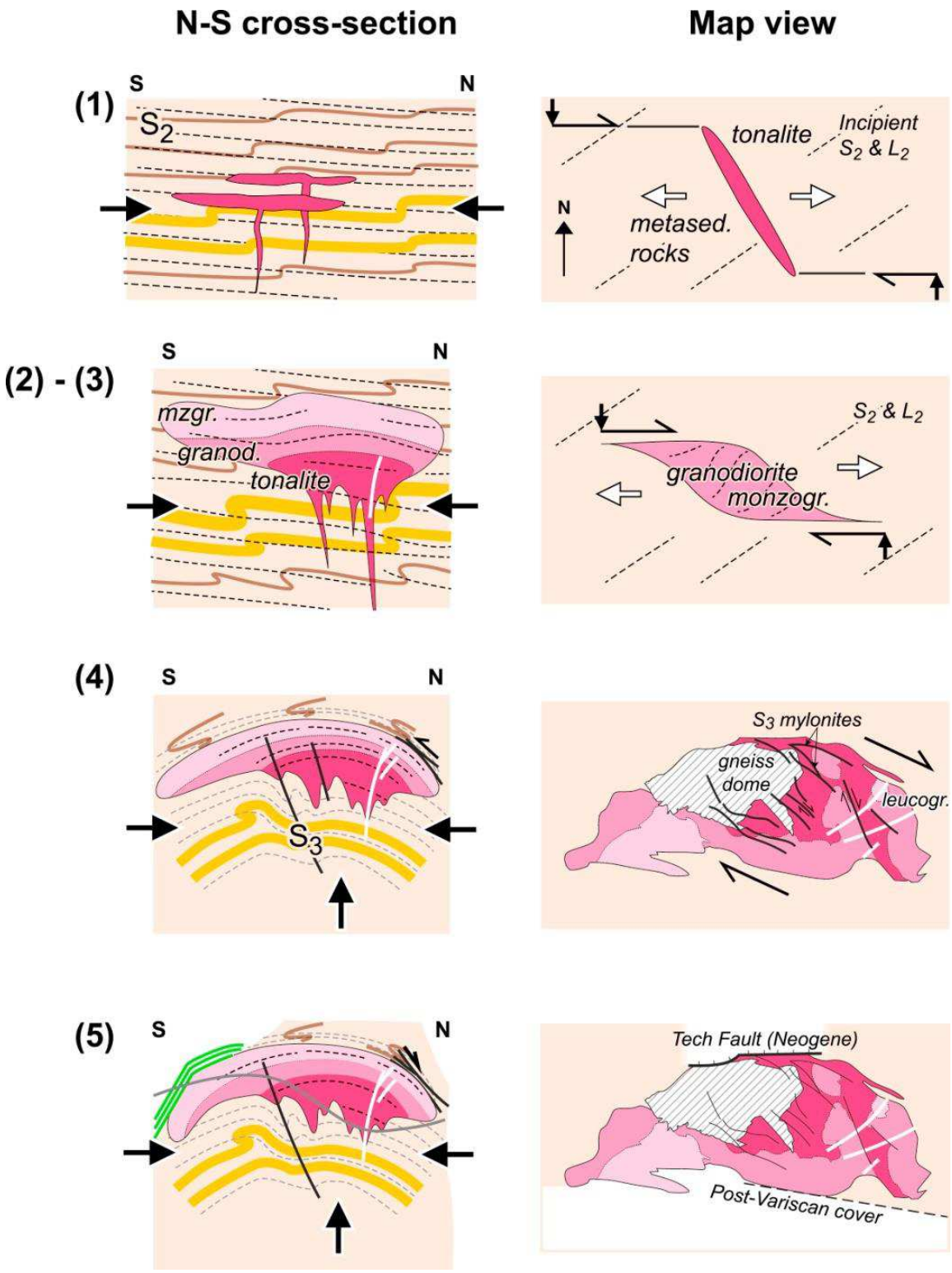


Figure 41 : Modèle de mise en place et d'évolution du pluton de Saint Laurent - La Jonquera montrant les relations de zonation et de recoupement entre les différents corps magmatiques observés (Olivier et al., 2016). La ligne grise représente le niveau actuel d'érosion.

iii. Modèle tectonique

Le modèle tectonique de formation de la zone axiale pour tenter d'expliquer l'ensemble des déformations observées (compressives pour les uns, extensives pour les autres) est resté longtemps débattu. Cochelin (2016) a compilé les différents modèles proposés. Il a été proposé que les déformations résultaient de :

- la collision entre Gondwana et Avalonia, du fait que les structures étaient essentiellement compressives dans la superstructure (Zwart, 1979);
- la collision et l'effondrement gravitaire de la chaîne pour expliquer les structures extensives et les forts gradients géothermiques (Van den Eeckhout & Zwart, 1988; Kriegsman *et al*., 1989; Bouhallier *et al*., 1991; Gibson, 1991; Vissers, 1992; de Saint-Blanquat, 1993);
- Une période de rifting continental permettant de justifier un gradient géothermique anormalement fort calculé dans le massif nord-pyrénéen des Trois-Seigneurs (Wickham & Oxburgh, 1985, 1986).
- Une transition entre avant-pays et zone interne, basé sur les structures à vergence vers le Sud et sur l'étude des faciès sédimentaires du Dévonien et du Carbonifère (Matte, 2001; García-Sansegundo *et al*., 2011).

Une synthèse récente des données structurales a permis de reconstituer un modèle dynamique pour le segment Varisque des Pyrénées (Denèle *et al*., 2009, 2014 ; Laumonier *et al*., 2010). Une histoire en 3 évènements est proposée (*figure 42*) :

- L'évènement précoce **D1** est caractérisé par un épaississement crustal durant un épisode N-S à NE-SW de compression ductile dans la croûte moyenne et de développement de chevauchements et de plis dans la croûte supérieure. Ce stade est possiblement associé avec un métamorphisme Barrovien de faible à moyen degré. Selon ces auteurs, il induit la formation d'une schistosité majeure bien développée dans les niveaux crustaux supérieurs et moyens. Cependant, l'empilement de nappes, connu dans le cœur de la chaine Varisque, est peu préservé dans les Pyrénées (Cochelin *et al*., 2018). Certains auteurs, lui attribuent un rôle important pour l'épaississement crustal (Bodin & Ledru, 1986) ;
- Un stade de syn-convergence **D2a** d'échelle crustale avec un fluage latéral de la croûte moyenne a été contemporain du pic métamorphique de HT/BP et de la migmatitisation. Cette déformation est dominante dans les orthogneiss de l'Aston, de l'Hospitalet et dans les granites peralumineux, mais discrète dans l'orthogneiss du Canigou (Deloule *et al*., 2002; Maurel *et al*., 2008) ;
- Un stade de plissement d'échelle crustale **D2b** conduit à la formation de plis E-W serrés sub-verticaux multi-échelles à vergence sud dans la croûte supérieure et de plis ouverts d'amplitude kilométrique dans la croûte moyenne. Les plis ouverts des laccolithes ordoviciens plus compétents dans la croûte moyenne conduisent à la formation des dômes gneissiques (Denèle *et al*., 2007, 2009). Au niveau de l'Aston et de l'Hospitalet, le *doming* est considéré comme ayant eu lieu dans un régime transpressif.

Dans la zone du Canigou, il est considéré comme ayant eu lieu dans un régime compressif N-S suivi par un régime transpressif. L'intrusion des plutons calco-alcalins est considérée contemporaine de cet évènement transpressif dextre (Bouchez & Gleizes, 1995 ; Evans *et al*., 1997 ; Gleizes *et al*., 1998).

- La dernière phase de déformation **D3** correspond à la localisation de la déformation durant le refroidissement de la croûte Varisque. Cela conduit à la formation de zones de cisaillement plurikilométriques E-W à NW-SE avec un jeu inverse dextre caractéristique. L'un des exemples les plus connus est la *shear zone* de Mérens (Mezger et al., 2012 ; Van den Eeckhout et al., 2014).

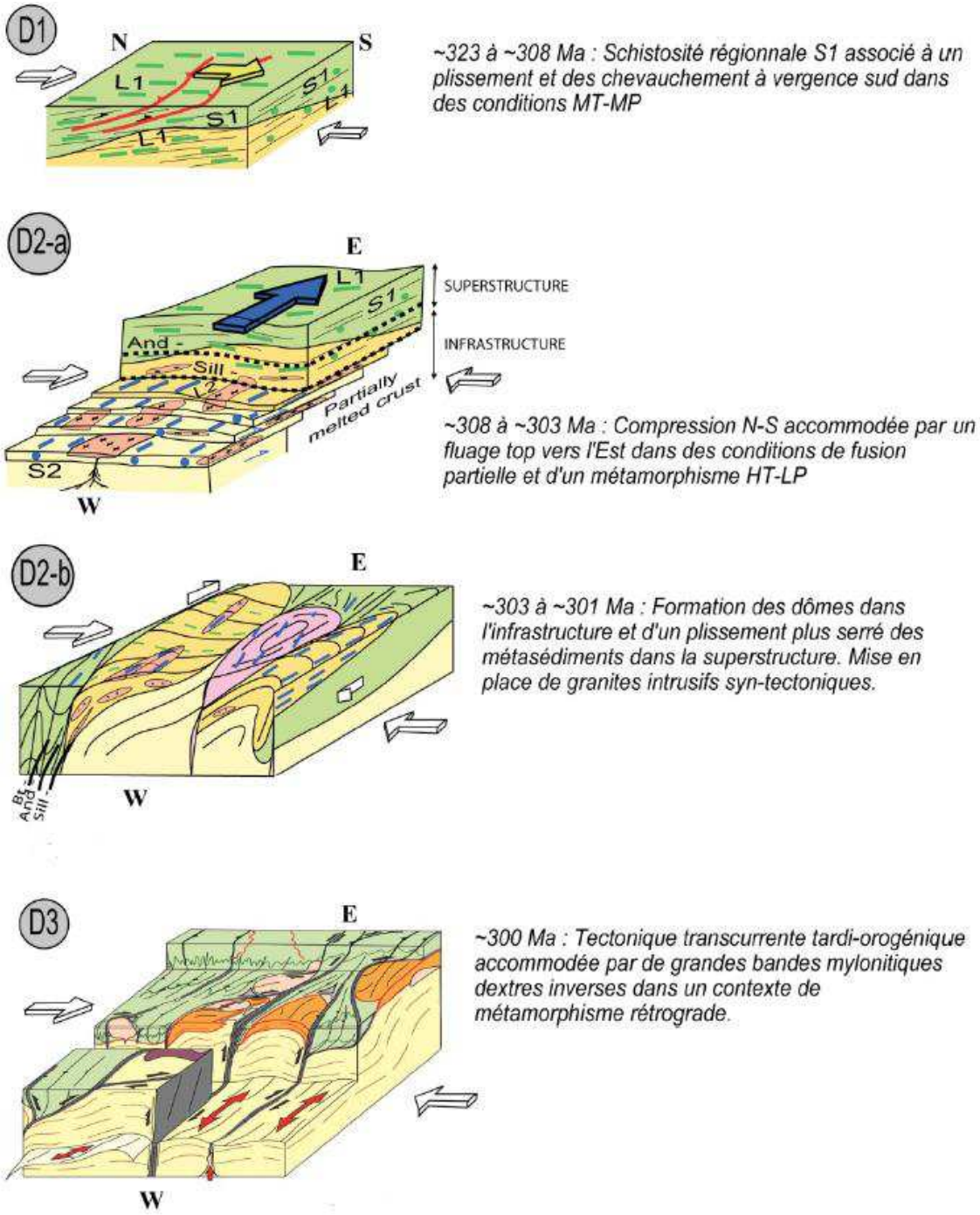


Figure 42 : Modèle d'évolution temporelle de la croûte paléozoïque de la zone axiale au cours de l'orogenèse varisque (Denèle et al., 2014; Cochelin et al., 2018)

Selon Cochelin *et al.*, (2018), la croûte varisque des Pyrénées présente la spécificité d'avoir évolué depuis un état d'avant-pays froid vers un système orogénique chaud sans avoir subi les processus typiques de formation d'une chaîne de montagne (tectonique en nappes d'échelle crustale, métamorphisme de Haute Pression – Basse/Température). Cet auteur a montré que les domaines profonds sont affectés par un amincissement homogène et un fluage latéral tandis que les parties supérieures de la croûte sont affectées par un épaississement homogène marqué par des structures compressives et un étirement vertical.

Un seuil rhéologique marque la différence de comportement structural entre le fluage latéral de la croûte inférieure et l'épaississement la croûte supérieure des Pyrénées varisques (Denèle *et al.*, 2014 ; *figure 43*). Le raccourcissement induit le flambage des dômes durant la localisation de la déformation dans des zones de cisaillement transpressives sub-verticales lors du refroidissement de la croûte (Denèle *et al.* 2007 ; 2009 ; 2014 ; Vilà *et al.* 2007 ; Cochelin *et al.*, 2018).

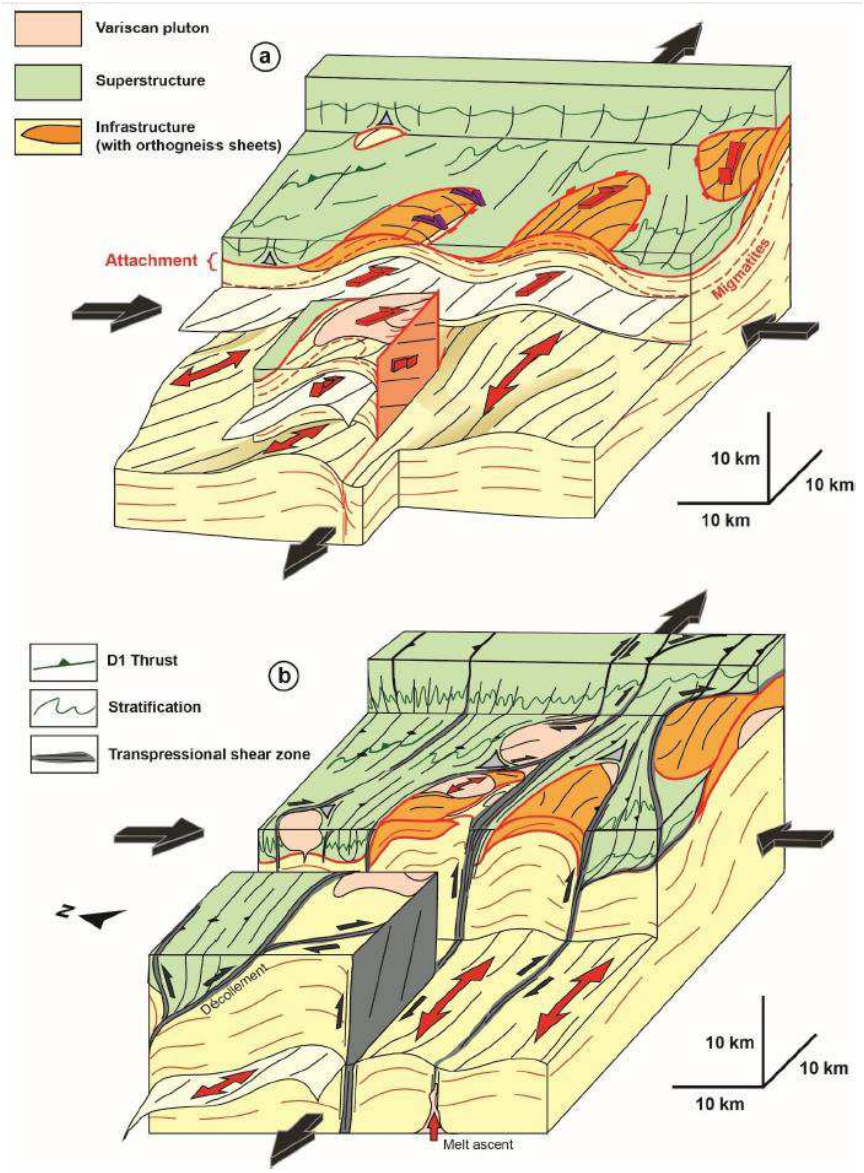


Figure 43 : Bloc diagramme synthétique montrant les 2 épisodes principaux de l'évolution tardi-varisque (formation des dômes gneissiques dans un régime transpressif puis formation des zones de cisaillement inverses dextres durant le refroidissement de la croûte) dans les Pyrénées (Cochelin et al., 2018)

Plus régionalement, la combinaison de la transpression dextre et du fluage vers l'Est de l'infrastructure dans les Pyrénées résulte du raccourcissement et de l'expulsion latérale d'une croûte chaude, le long du membre intérieur nord de l'arc Ibéro-armoricain entre 305 et 295 Ma (*figure 44*; Cochelin *et al*., 2018). Ce modèle permet ainsi d'expliquer à la fois i) la déformation, ii) le métamorphisme de HT/BP, iii) le magmatisme bimodal et s'intègre bien dans l'histoire tardi-varisque ouest-européenne lors de la fermeture des syntaxes orogéniques (Cochelin, 2016).

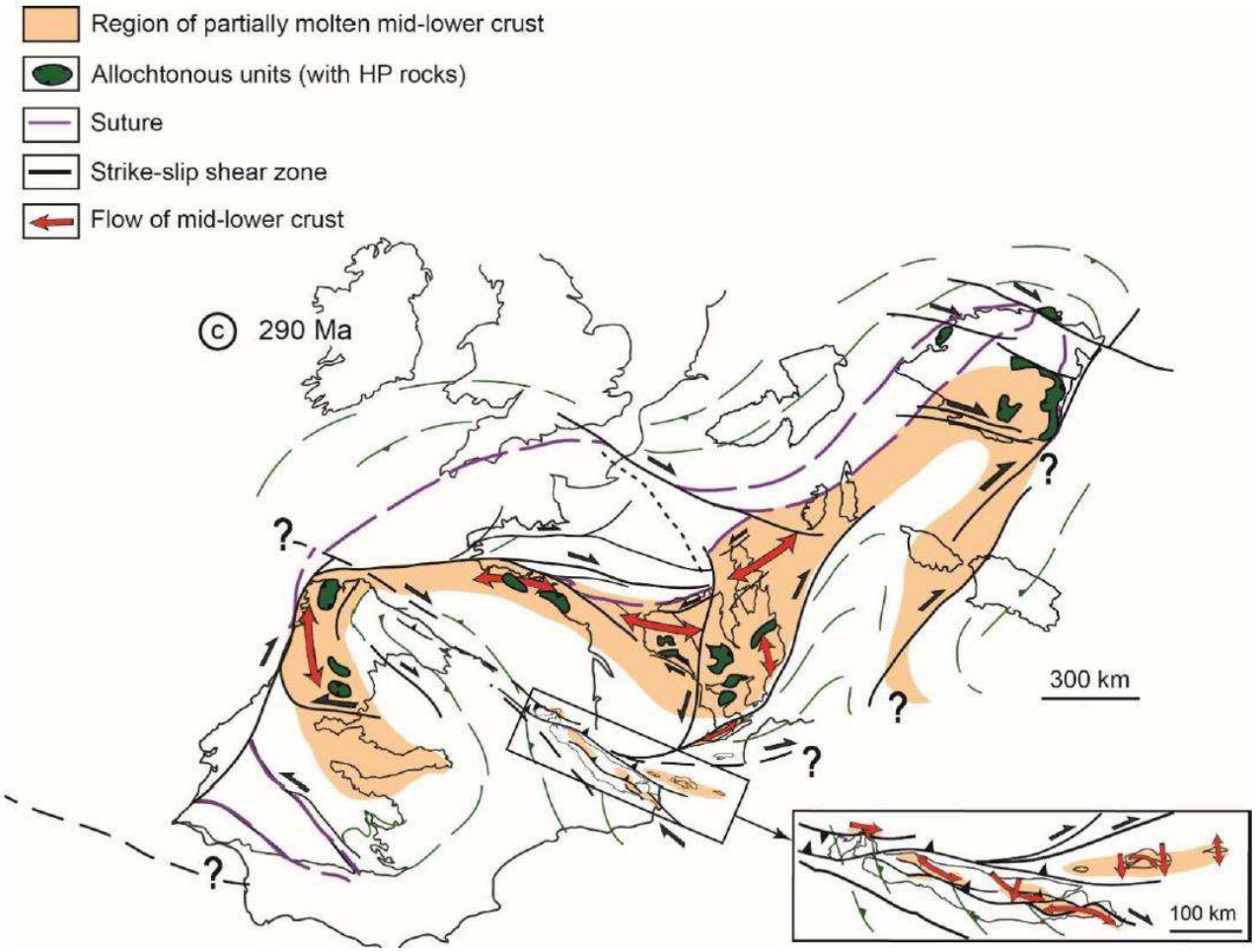


Figure 44 : Reconstitution de l'arc Ibéro-Armoricain au Permien dans le contexte de la collision varisque (Cochelin et al., 2017). La figure montre comment le fluage latéral syn-convergence observé dans les Pyrénées s'insère dans le contexte de la fermeture de la syntaxe Ibéro-Armoricaine.

iv. Minéralisations

Panorama général

L'essentiel des minéralisations métalliques des Pyrénées sont localisées au niveau de la Zone Axiale et des Massifs Nord-Pyrénéens. Plusieurs mines importantes y ont été exploitées (*figure 45*), notamment pour le zinc et le plomb (Pierrefitte, 180 000 t ; Bentaillou, 75 000 t), le tungstène (Salau, 13 950 t WO_3), le fer (Rancié, 1,38 Mt ; Batère, 1,11 Mt) et l'or (Glorianes, 350 kg).

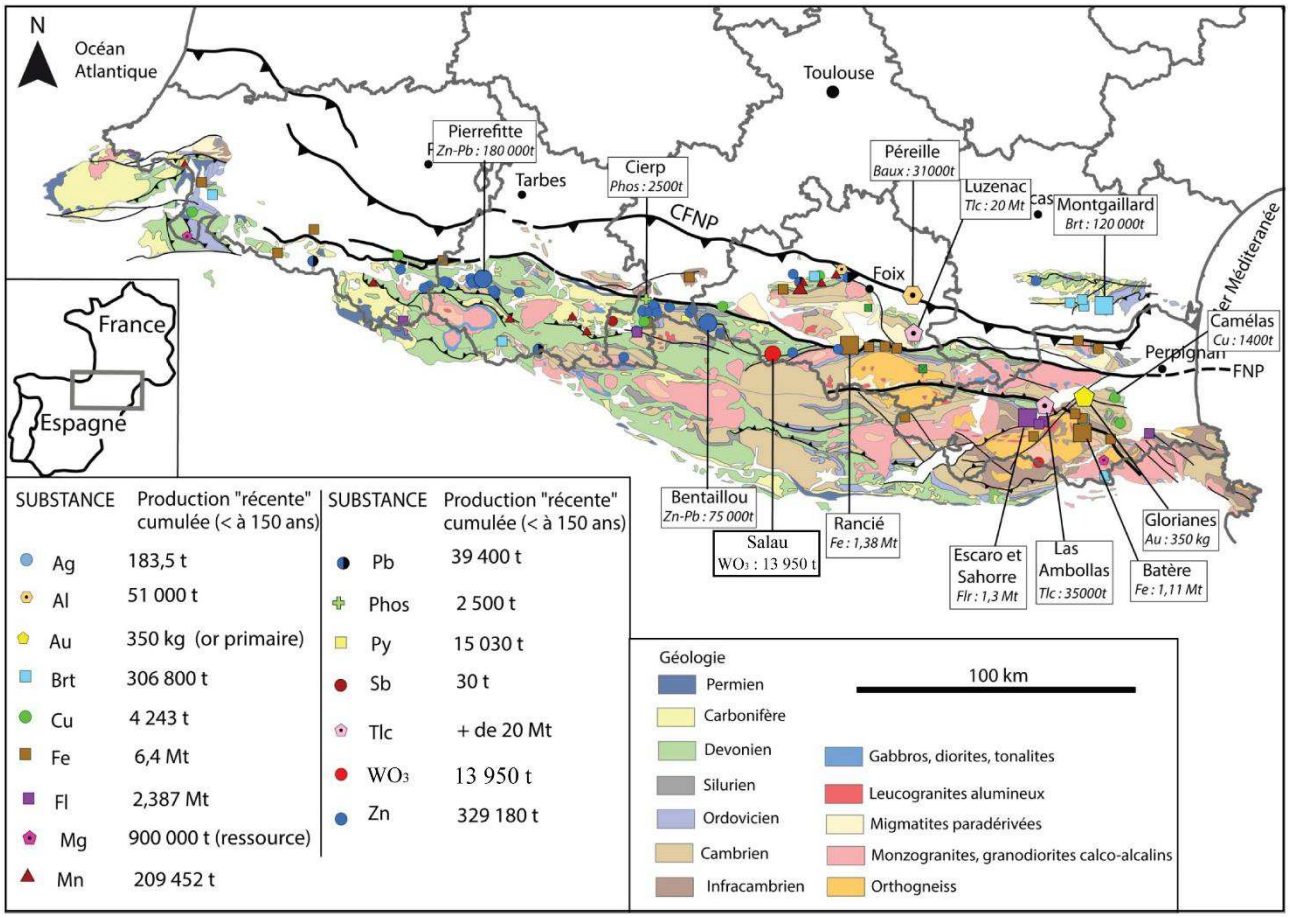


Figure 45 : Carte des principales mines exploitées dans les Pyrénées au cours du XXème siècle (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016).

Il existe également d'importantes ressources en minéraux industriels dans les Pyrénées (*figure 46*), de la fluorine dans les Pyrénées-Orientales (Escaro, Sahorre : 1,3 Mt), des indices de phosphates dans le Carbonifère, du talc (Luzenac, plus important gisement mondial, 20 Mt exploitées et une production annuelle d'environ 400 kt), de la magnésite (Eugui), de l'albite (Agly). L'origine de ces ressources est liée à des phénomènes hydrothermaux mésozoïques en marge des bassins crétacés et de la zone axiale paléozoïque.

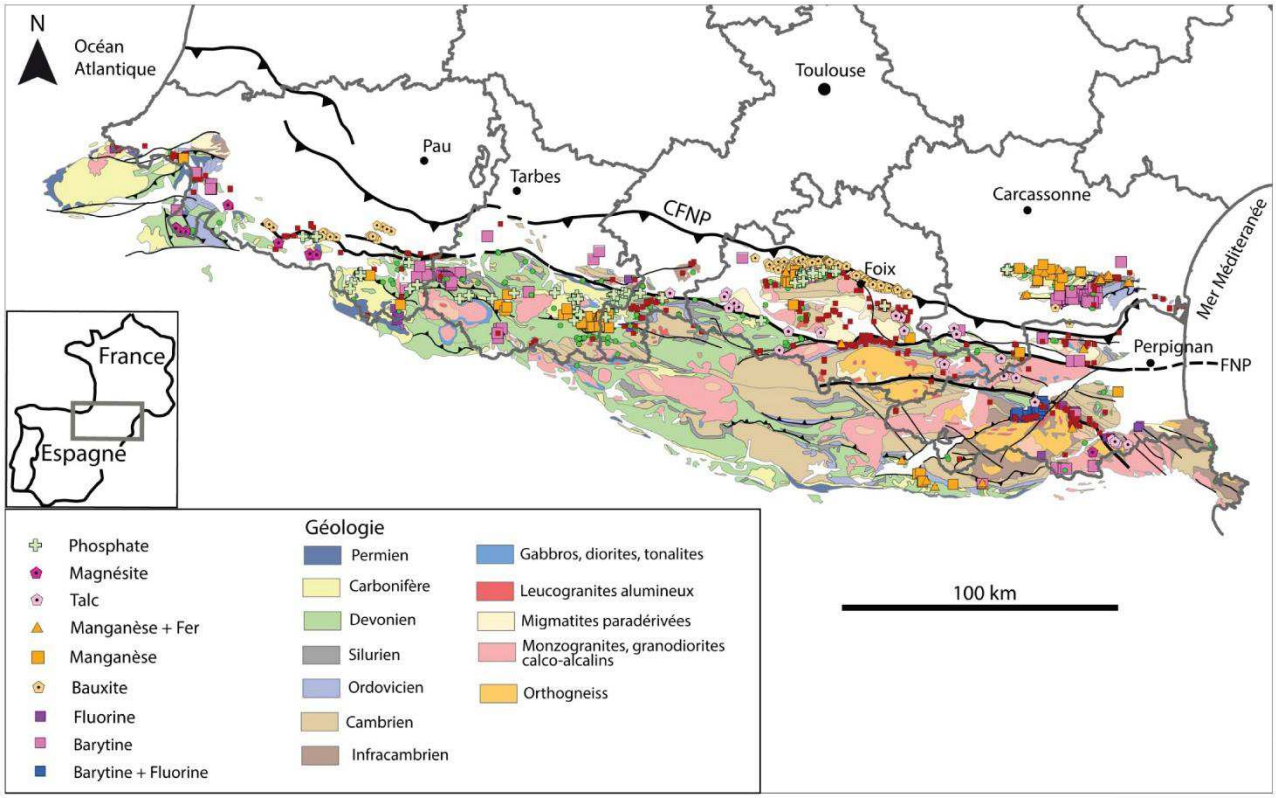


Figure 46 : Carte des indices de minéraux industriels des Pyrénées (modifié d'après Vic, 2016).

La plupart des minéralisations furent formées au cours de trois époques particulièrement fertiles (*figure 47*) :

- le Cambro-Ordovicien pour le plomb – zinc (Garcia-Sansegundo *et al*., 2014);
- le Siluro - Dévonien, pour les indices de fer, plomb, zinc, antimoine, cuivre, manganèse, etc. (Pura *et al*., 2002);
- le Carbonifère moyen à supérieur pour le tungstène lié à la mise en place de granitoïdes hercyniens dans des séries carbonatées (Salau, Costabonne) et l'or. Ce dernier a été décelé dans les analyses géochimiques de l'inventaire minier français avec des teneurs parfois élevées mais souvent isolées géographiquement les unes des autres (Fonteilles *et al*., 1989; Soler *et al*., 1990; Ayora *et al*., 1992; Cardellach *et al*., 1992).

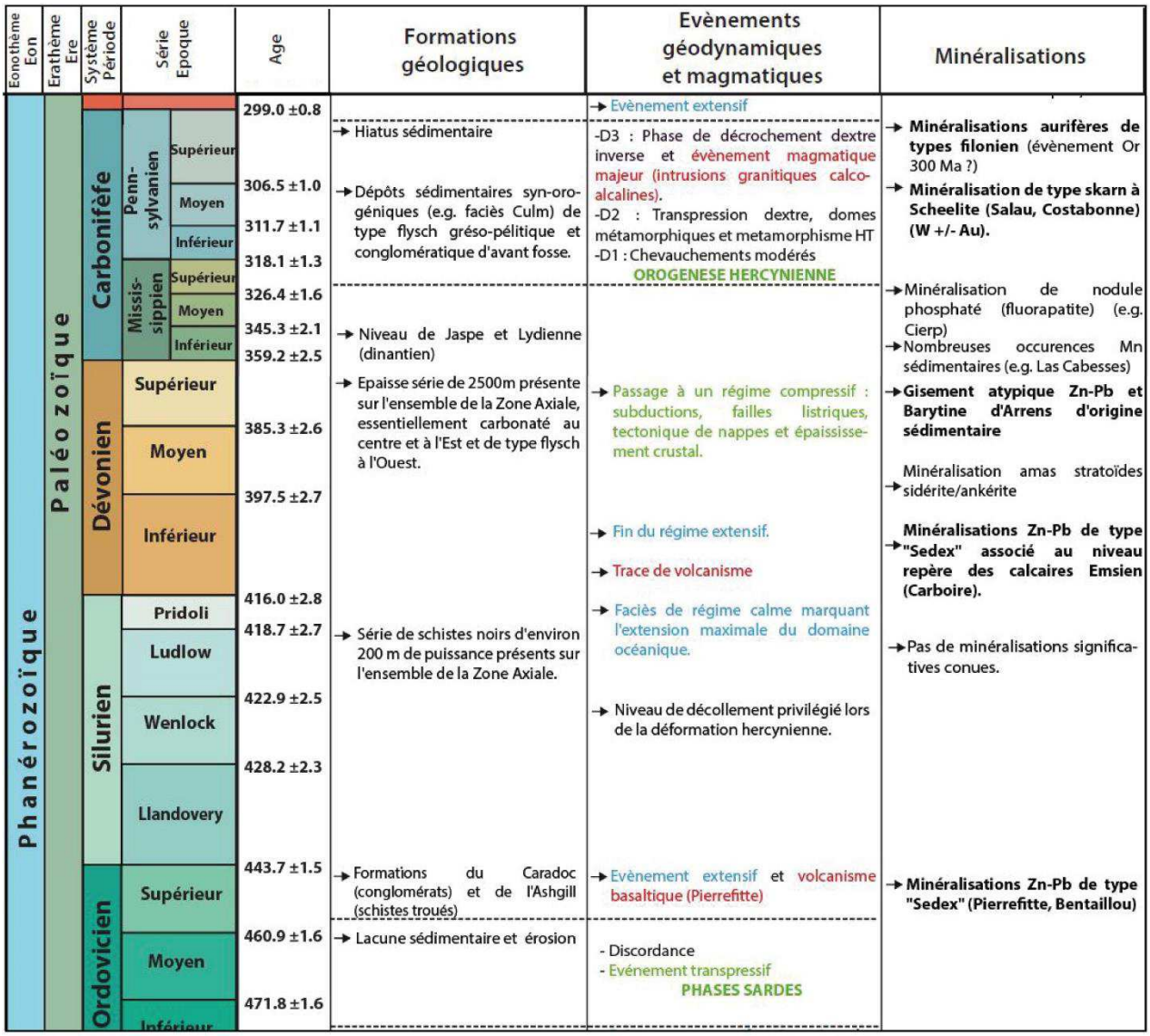


Figure 47 : Echelle des temps géologiques des évènements sédimentaires, géodynamiques, magmatiques et minéralisateurs des Pyrénées au cours de l'orogène Varisque (modifié d'après Vic, 2016).

Aucune minéralisation significative ne semble s'être mise en place durant le Cambrien. Ces formations peuvent cependant encaisser des minéralisations de type SEDEX formées lors d'évènements ultérieurs comme ceux de la phase Sarde (Ordovicien moyen), ou des skarns dans des niveaux carbonatés au contact d'intrusions datées du Carbonifère supérieur jusqu'au Permien (Caillaouas, Costabonne).

L'Ordovicien est essentiellement porteur de minéralisations zincifères (Pierrefitte, Bentaillou) qui semblent se développer au cours de cette période en réponse aux événements de la phase sarde. La mise en place de ces minéralisations se prolonge durant le Dévonien (Pouit, 1978). Il s'agit principalement de minéralisations de type « SEDEX » (Pouit, 1984). Ces dépôts sont liés à de l'hydrothermalisme dans un bassin sédimentaire, avec un apport métallique provenant du lessivage des domaines émergés. Le volcanisme décrit à cette période dans le domaine de Pierrefitte (Nicol, 1997) ne semble pas jouer un rôle primordial. Une étude isotopique du plomb concernant les minéralisations Pb-Zn des Pyrénées montre une origine crustale des métaux et suggère une mise en place diachrone : d'abord à l'Ordovicien suivie par une remobilisation tardive au Dévonien (Marcoux *et*

al., 1991). La plupart des dépôts étant situés au niveau de pièges paléogéographiques en bordure de dômes gneissiques, il est envisageable que le magmatisme carbonifère ait eu un rôle dans la remobilisation des niveaux zincifères. Par exemple, dans la région des Aspres (Pyrénées Orientales), à proximité des unités volcaniques felsiques de l'Ordovicien supérieur, il existe des minéralisations aurifères atypiques déconnectées de toute zone de fracturation régionale. Il s'agit de minéralisations à or seul et à or-antimoine pour lesquelles une origine volcanique pourrait-être envisagée (Polizzi, 1990). De plus, au cours de cette période, la mise en place des grands massifs laccolitiques granitiques du Canigou, de l'Aston et de l'Hospitalet a pu s'accompagner de phénomènes thermiques et hydrothermaux permettant d'expliquer la présence de minéralisations stratoïdes de fluorine, sidérite et de scheelite dans les formations du groupe de Canaveilles (Néoprotérozoïque supérieur).

Les schistes noirs du Silurien ne renferment pas de minéralisations significatives connues. Toutefois, ils comportent des disséminations sulfurées et parfois des corps ferrugineux à sulfures résiduels (essentiellement de la pyrite). De plus, ils présentent systématiquement des niveaux géochimiques élevés pour différents éléments (As, Cu, Mo), qui sont classiquement interprétés comme des anomalies d'origine formationelle associées aux schistes noirs et à leur pouvoir réducteur élevé dû à leur richesse en matière organique (Budyak *et al*., 2015; Mirasol-Robert *et al*., 2017).

Le Dévonien encaisse de nombreuses minéralisations à zinc et plomb, mais aussi de manière plus marginale des indices de manganèse, fer, fluorine, magnésite et barytine. Ces indices à zinc - plomb dont plusieurs niveaux minéralisés sont connus, sont apparentées aux minéralisations sédimentaires exhalatives (SEDEX) zincifères connues dans l'Ordovicien supérieur. Les niveaux minéralisés sont essentiellement associés au Dévonien inférieur, au toit de la barre calcaire d'âge Emsien (sommet du Dévonien inférieur). Ce niveau repère peut se suivre sur une cinquantaine de kilomètres depuis la bordure nord des domaines de Pierrefitte (Arbéost, Gazost, Nerbiou) et du Lys-Caillaouas (Sarrouyes, Superbagnières), où il est associé au « faciès anormal » des calcaires rubanés gris souris (CRGS) dit de type Nerbiou (Pouit, 1978, 1993), jusqu'aux bordures des domaines de Bosost (Argut, Crabères) et de Marimaña (Bonabe, Hoque Rabe, Saube, Carboire). Il s'agit de minéralisations principalement stratiformes avec des paragenèses comportant souvent de la barytine (Froehlich, 1970). Leur dépôt ne semble associé à aucune manifestation volcanique et semble s'être mis en place dans un contexte de bassin sédimentaire instable (Vegas, 1982 ; Pouit, 1984). Le Dévonien (Dévonien inférieur) renferme également des minéralisations de fer, de faible importance, sous forme d'amas stratoïdes (sidérite et ankérite) similaires à ceux rencontrés dans le Cambrien et l'Ordovicien. On les retrouve dans les formations calcaires et dolomitiques du groupe de Rancié - Chateau-Verdun - Lassur (Ariège), de Rivenert (Ariège), de Barburet et de la région de Gavarnie (Hautes-Pyrénées).

Le Dévonien moyen encaisse quelques gîtes de fer sous forme d'oolites chloriteuses, en couches de puissance métrique qui ont été reconnues au sommet de l'Eifélien et à la base du Givétien (Dévonien moyen) dans les massifs des Aldudes et de Cinco-Villas (Quémeneur, 1974).

Le Dévonien supérieur est marqué par une seule occurrence à zinc et plomb (Arrens), sur la bordure ouest du domaine de Pierrefitte. Il passe latéralement à un gîte de barytine ou de quartz stérile et a été longtemps considéré comme un équivalent des minéralisations de l'Ordovicien et du Dévonien inférieur, dont il représenterait le seul témoin barytique (Pouit, 1984). Cependant, des études stratigraphiques et métallogéniques l'ont rapporté au Dévonien supérieur avec une origine sédimentaire (Escande *et al*., 1981 ; Escande & Majesté-Menjoulas, 1985) malgré la présence de phtanites cinéritiques dans le Tournaisien (Carbonifère inférieur). Le Dévonien supérieur est également marqué par de nombreux indices de manganèse appartenant à la province manganésifère dévonien moyen – carbonifère inférieur commune aux Pyrénées et à la Montagne Noire. Le gîte le plus important est celui de Las Cabesses (Ariège), dans les calcaires griottes d'âge Famennien (sommet du Dévonien supérieur). De nombreuses autres occurrences manganésifères ont également été reconnues dans les calcaires famenniens et les formations schisto-quartzitiques à l'interface Dévonien-Carbonifère dans les Hautes-Pyrénées, la Haute-Garonne et les Pyrénées-Orientales (Ragu, 1994). Ces dépôts d'importance limitée sont constitués de carbonates et de silicates de manganèse (rhodochrosite, rhodonite, friedelite, grenat), souvent oxydés en surface et parfois associés à des sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite) avec or et argent à Las Cabesses, à des cherts pyriteux (vallées d'Aure et du Louron), ou riches en fer et phosphore (Usclat, Haute Vallée de la Garonne). Ces gîtes d'origine sédimentaire ont été plus ou moins modifiés par le métamorphisme (Perseil, 1968). Ils se présentent en couches lenticulaires, en amas stratiformes et en remplissages karstiques.

Les minéralisations d'importance économique associées au Permo-Carbonifère sont en liaison avec un important magmatisme calco-alcalin (310 à 295 Ma). Il s'agit principalement de skarns à scheelite (Salau, Costabonne). Les autres minéralisations plutoniques sont marginales avec de rares leucogranites différenciés à béryllium (Arize). Concernant l'or, son origine reste encore peu comprise malgré une omniprésence dans le cours des rivières à travers toute la Zone Axiale (Guiollard, 2004). Il semblerait que l'essentiel des occurrences primaires de ce métal soit associé aux skarns à tungstène (Derré, 1978 ; Fonteilles *et al.,* 1989).

Les substances métalliques présentant un intérêt économique actuel en termes de volumes et de teneurs dans les Pyrénées sont le tungstène, l'or et le plomb-zinc.

Le tungstène

Le tungstène est une substance découverte relativement récemment dans les Pyrénées. La prospection du tungstène par le BRGM a débuté dans les années 1950 au marteau et à la lampe à ultraviolets courts (254 nm) sur les contacts entre les intrusions granitiques et les séries carbonatées encaissantes. La première découverte fut le gîte de Costabonne en 1951 (Guitard & Lafitte, 1960), dans les Pyrénées-Orientales, qui n'est jamais passé en exploitation mais qui a permis de bâtir un modèle pour l'exploration du tungstène dans les Pyrénées en se focalisant sur les skarns à l'interface des roches carbonatées et de petites intrusions granitiques hercyniennes (*figure 48*). Ce programme permit alors la découverte du gisement de Salau en Ariège en 1959 ainsi que des indices parfois exploités artisanalement dans les Pyrénées centrales (Hougaril, Cauterets…) mais peu étudiés en raison des contraintes liées au Parc National des Pyrénées (Michard & Bouquet, 1986).

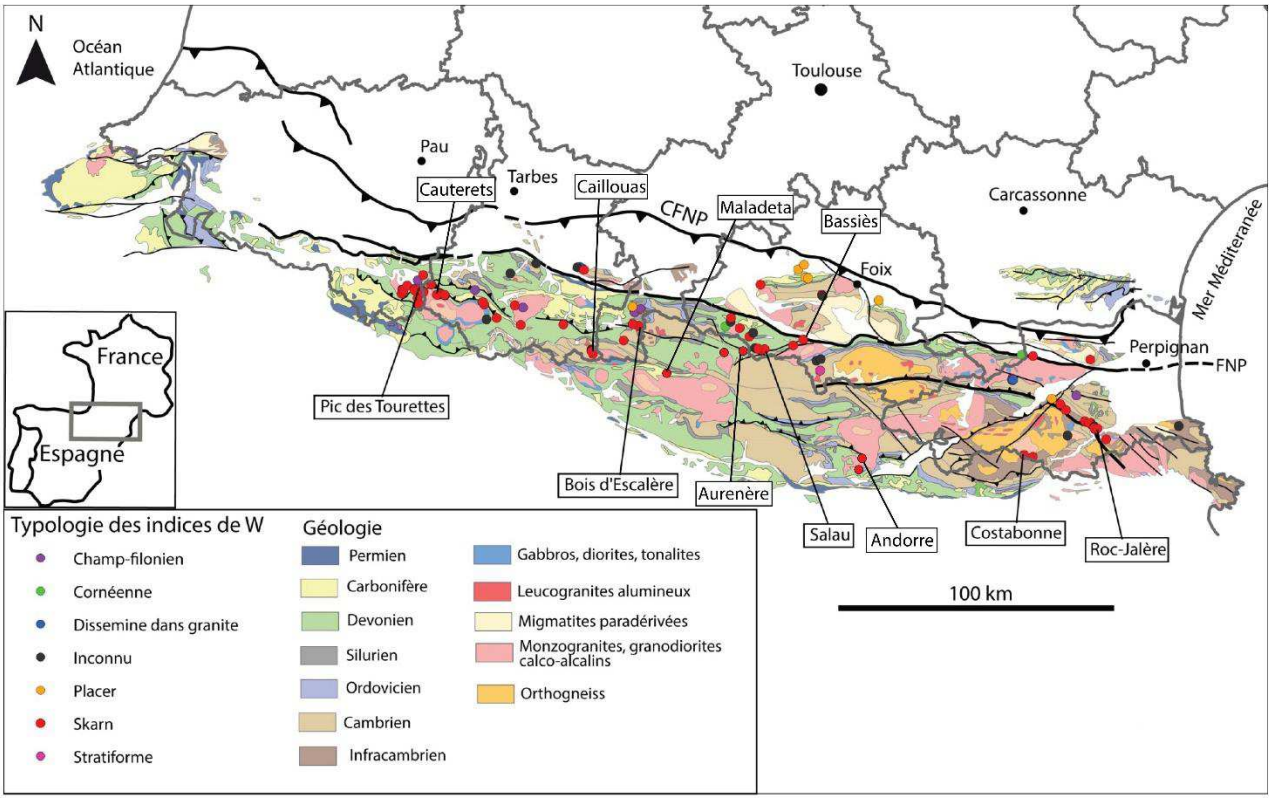


Figure 48 : Carte des principaux indices de tungstène des Pyrénées (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016).

Les skarns représentent la principale ressource en tungstène sous forme de scheelite associée à différents minéraux (chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, molybdénite, sphalérite, fluorine, électrum, cobaltite, argent, cassitérite). La plupart du temps, ils sont développés au contact entre des marbres et des intrusions granodioritiques hercyniennes. Leur minéralogie est caractérisée par la présence de silicates calciques (magnésiens ou ferrifères) tels que : des pyroxènes (diopside $CaMgSi_2O_6$, hédenbergite $CaFeSi_2O_6$), des grenats (grossulaire $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$, andradite $Ca_3Fe_2Si_2O_{12}$), de la wollastonite ($CaSiO_3$), forstérite (Mg_2SiO_4), ou de la vésuvianite ($Ca_{10}Mg_2Al_4[SiO_4]_5[Si_2O_7]_2[OH]_4$).

Les travaux de prospection réalisés par l'Inventaire minier national réalisés par le BRGM dans les années 80 pour le tungstène ne couvrent pas tout le Paléozoïque de la Zone Axiale des Pyrénées françaises. Ces travaux ont consisté principalement en analyses de prélèvements alluvionnaires en batée et des analyses de *stream sediment* (Vic, 2016). Les données alluvionnaires sont souvent dispersées, rendant leur interprétation difficile mis à part pour deux ou trois secteurs. Les résultats du *stream sediment* sont également dispersés et seules de rares anomalies dans les Pyrénées centrales ont été mises en lumière. La *figure 49* montre une compilation des données géochimiques et alluvionnaires avec une représentation interprétée des grands domaines d'anomalies à tungstène (Vic & Tourlière, 2016). Ces auteurs ont mis en évidence plusieurs secteurs d'anomalies géochimiques et alluvionnaires issues de l'inventaire minier avec 3 secteurs de premier plan : Costabonne, Salau et Hougaril.

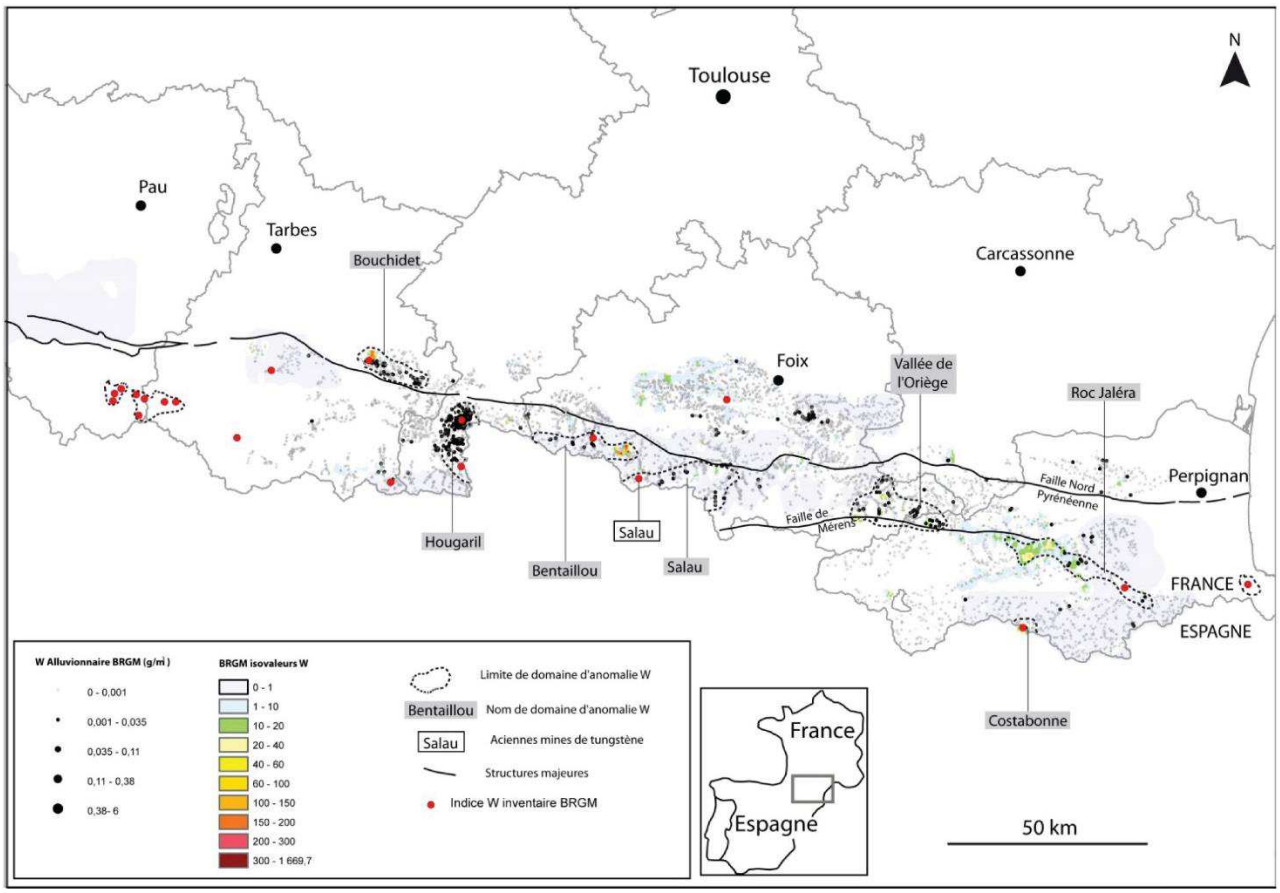


Figure 49 : Carte couplant les résultats de la prospection géochimique et alluvionnaire du W réalisé par le BRGM dans la Zone Axiale et les massifs Nord Pyrénéens avec la localisation des indices de tungstène de l'inventaire minier du BRGM et des grands domaines d'anomalies (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016).

- Le skarn de Costabonne est lié à la mise en place d'une intrusion granitique tardi-varisque (302 ± 4 Ma, U/Pb sur zircon; Laumonnier *et al.*, 2016) au sein des calcaires et dolomies de la série infracambrienne de Canaveilles (Van Marcke de Lummen *et al.*, 1983 ; Guy, 1988 ; Baétens, 1989). Les skarns minéralisés se présentent sous forme de lentilles minéralisées avec une teneur supérieure à 0,3 % WO_3. Une exploration plus détaillée, réalisée par le BRGM entre 1952 et 1957, avec 4 066 m de sondages cumulés et 1 865 m de galeries sur 5 niveaux a permis d'identifier deux corps minéralisés

majeurs : le « skarn Nord » et le « skarn Sud ». Le « skarn Nord » est de taille plus importante et la scheelite est parfois accompagnée de sphalérite et de pyrite. Le « skarn Sud » est de dimension plus réduite et la scheelite est parfois accompagnée de sphalérite, chalcopyrite et pyrite. En 1959, les dernières estimations des ressources étaient de l'ordre du million de tonnes de minerai à environ 0,3 % de WO_3 ;

- le gisement de Salau est situé à proximité de la frontière espagnole, dans la haute vallée du Salat, en Ariège (09). Des travaux d'exploration à l'interface de l'apex granodioritique du massif de la Fourque et des calcaires siluro-dévoniens encaissants ont été menés entre 1960 et 1966 afin de caractériser la minéralisation en profondeur. En 1970, la Société des Mines d'Anglade (SMA) débute l'exploitation du gisement jusqu'en 1986 où la mine ferma suite aux conséquences du dumping chinois. Le gisement de Salau, particulièrement complexe, est composé de plusieurs lentilles de skarns minéralisées de taille variable (Derré *et al*., 1980). Outre la scheelite, les minéralisations contiennent en quantité importantes, parfois même de manière massive, de la pyrrhotite, de la sphalérite, de l'arsénopyrite, de la chalcopyrite, du bismuth et de l'or. Le dernier calcul historique de ressources réalisé en 1986 (Fonteilles *et al*., 1989) estime le potentiel de Salau à 200 000 t de minerai à 1,7 % de WO_3 de teneur moyenne avec un *cut off* de près de 1 % WO_3. Le calcul, en prenant en compte les minéralisations pauvres en scheelite, dans le contexte économique actuel devrait augmenter de manière significative ces ressources historiques. Le potentiel en or n'ayant pas été l'objet d'un programme de recherches à l'époque est également à évaluer ;

- l'indice de Hougaril est proche de la frontière franco-espagnole au sud du département de la Haute-Garonne (31), à l'est de Luchon. Les campagnes alluvionnaires de l'inventaire minier ont permis de mettre en évidence des indices de scheelite et cassitérite en batée menant à la découverte des minéralisations de Hougaril et de Bois d'Escalère (skarn à scheelite). Cette dernière a fait l'objet d'un PER déposé en 1986 par le BRGM et la SMA qui n'a pas débouché sur une exploitation. Les indices de Hougaril sont situés dans la partie occidentale du dôme métamorphique de Bossost, encaissé dans des terrains ordoviciens et siluriens ayant subi un métamorphisme de HT/BP (Mezger *et al*., 2003). L'indice minéralisé du Hougaril évoque la présence d'une coupole granitique sous-jacente à Au-As, B, W-Sn et Cu-Mo-Ag dans les terrains siluriens ;

L'or

Dans les Pyrénées, l'or est une substance qui fut seulement l'objet de rares exploitations de minéralisations primaires de petite taille (Glorianes, France, et Ribes del Freser en Espagne). Elles ont été considérées comme étant d'âge tardi-varisque et appartiendraient au type or orogénique (Groves et al., 1998). Les indices d'or alluvionnaires sont en revanche relativement fréquents et ont été exploités depuis l'époque gallo-romaine (Cauuet, 2005). Ils sont surtout développés dans les alluvions quaternaires de la zone ariègeoise de piémont et sont probablement issus de paléoplacers oligo-miocènes (Ariège, Bassin du Ter, province de Lérida, Catalogne) ou Pliocène (Cerdagne, Pyrénées-Orientales). Cependant, leur origine dans le socle Paléozoïque reste peu documentée (*figure 50*).

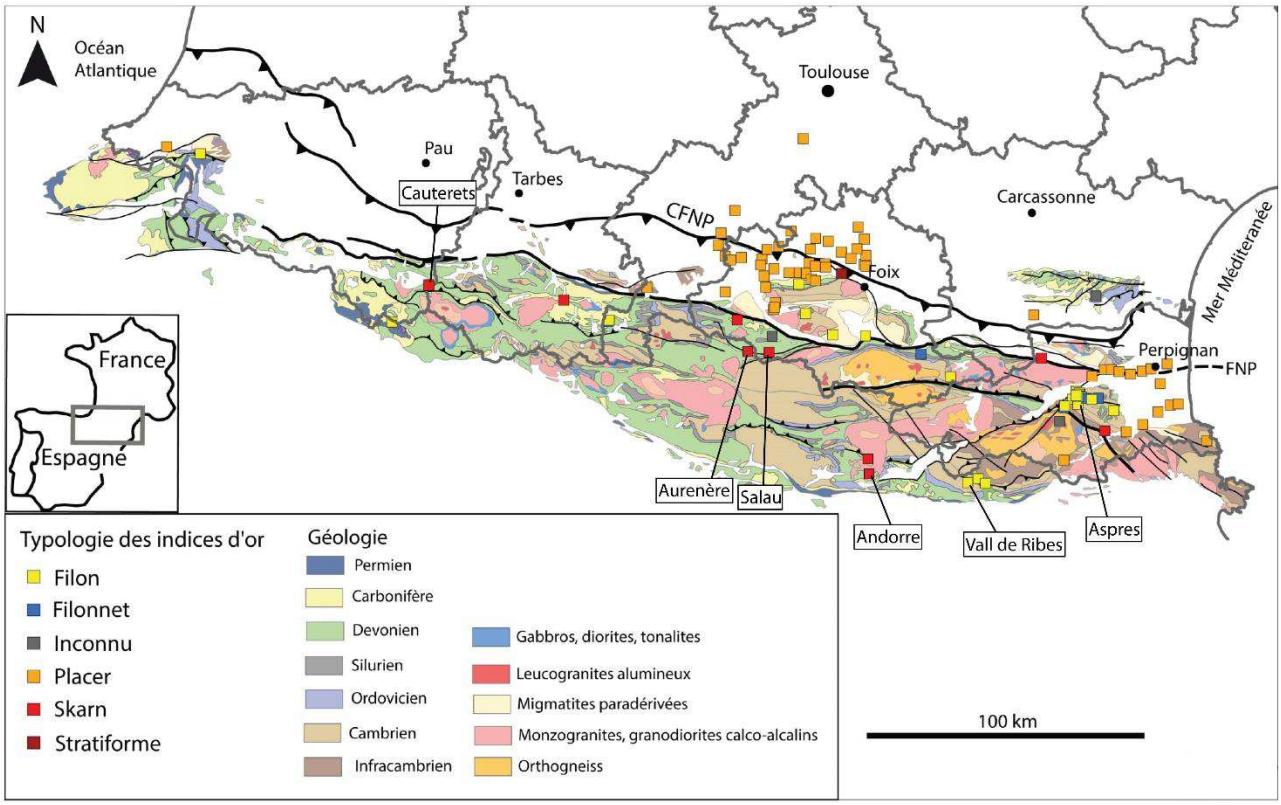


Figure 50 : Carte des principaux indices d'or des Pyrénées (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016).

Les travaux de l'inventaire minier (batée et *stream sediment*) portant sur l'or de la zone axiale se sont concentrés majoritairement sur les grandes structures régionales, principalement des failles inverses-dextres hercyniennes réactivées à l'Alpin. Les résultats des batées montrent des anomalies très dispersées probablement dues à des pépitisations qui ne permettent de dessiner que des grands domaines anomaux aux contours flous (*figure 51*). Les travaux de détail réalisés dans les Pyrénées orientales (Les Aspres) et en Ariège (Les Angles), ne permettent pas de proposer un modèle métallogénique clair.

Sur la *figure 51*, sept secteurs, d'anomalies géochimiques et alluvionnaires issues de l'inventaire minier, sont mis en évidence. Les plus documentés sont les domaines des Aspres et de la faille de Mérens dans les Pyrénées-Orientales.

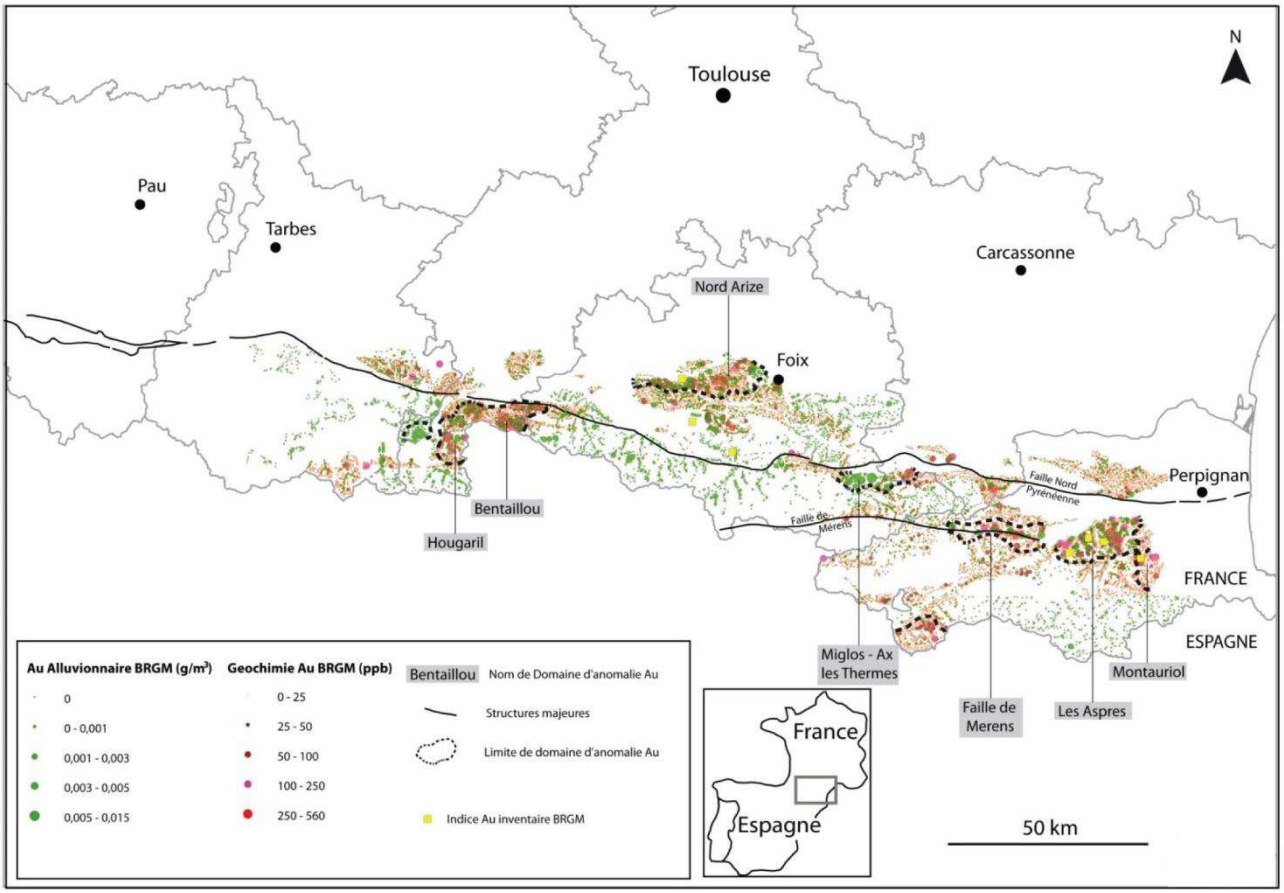


Figure 51 : Carte couplant les résultats de la prospection géochimique et alluvionnaire de l'Au réalisé par le BRGM dans la Zone Axiale et les massifs Nord Pyrénéens avec la localisation des indices Au de l'inventaire minier du BRGM et des anomalies principales (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016).

- Le district des Aspres (Pyrénées-Orientales), est constitué de plusieurs indices minéralisés, dont certains ont été en partie exploités, tels que Glorianes, les Aspres, Puig de Maurous, Serrabonne et la Chapelle Saint-Pons (Polizzi, 1990). En 1986 un permis exclusif de recherche (PER de Casefabre) a été déposé par le BRGM au nord-ouest des Aspres. Ce permis qui englobe les indices de Glorianes, de Serrabonne et de la Chapelle Saint-Pons a fait l'objet d'une prospection géochimique et alluvionnaire à maille resserrée ainsi que des sondages. Les minéralisations aurifères des Aspres sont encaissées dans des formations infracambriennes et cambriennes sous forme de champs filoniens et de lentilles de quartz et de sulfures (arsénopyrite, pyrite, galène, sphalérite). L'or se trouve en inclusion dans l'arsénopyrite et dans le quartz;

- le district de « Mérens » est localisé le long du grand accident régional tardi-hercynien éponyme. Les travaux de prospection géochimique et alluvionnaire de l'inventaire minier (Vic & Tourlière, 2016) ont permis de mettre en évidence une zone anomalique d'une dizaine de kilomètres de long dans

laquelle se situe l'indice de Nohèdes, encaissé dans des grès grossiers et conglomérats cambriens de la formation d'Évol (Cambrien);

- D'autres anomalies (géochimie et alluvionnaire) concernant l'or dans la Zone Axiale (Hougaril, Bentaillou, Miglos…) et les massifs nord-pyrénéens (Nord-Arize) n'ont pas été prospectés en détail après l'inventaire minier national. Les indices aurifères mis en évidence dans le piémont ariégeois soulignent la présence d'or alluvionnaire dont l'origine reste floue. Par ailleurs, le massif du Labourd, situé dans les Pyrénées-Atlantiques connu pour ses indices aurifères (Fortuné & Tollon, 1980) n'a pas été couvert par les travaux de l'inventaire minier.

Les travaux du BRGM n'ont pas permis de mettre en évidence un modèle gîtologique des minéralisations aurifères. Leur âge de mise en place demeure incertain et leur répartition complexe sur l'ensemble de la zone axiale et nord-pyrénéenne, pourrait correspondre à plusieurs phénomènes distincts.

Le zinc – plomb

Le district zincifère des Pyrénées (*figure 52*) est connu depuis l'époque gallo-romaine où certains gisements ont été partiellement exploités. Durant l'époque moderne, dans les années 1850, des travaux de prospection puis d'exploitation en mine souterraine furent entrepris, alternant périodes fastes et années de fermeture. Les anciennes exploitations furent relativement petites, avec des teneurs moyennes ne dépassant pas 10 % Zn+Pb (Vic & Tourlière, 2016).

Les minéralisations sont fréquentes dans les formations ordoviciennes et dévoniennes de la Zone Axiale, des Hautes-Pyrénées, de la Haute Garonne et de l'Ariège qui présentent de nombreuses petites exploitations anciennes ainsi que des mines de taille plus conséquente comme celles de Pierrefitte, de Carboire et du Bentaillou. Leur étude fut entreprise par les équipes du BRGM (Pouit, 1978), en soutien des travaux de l'Inventaire et les thèses réalisées sur ce thème (Dommanget, 1977 ; Braux, 1980 ; Vernhet, 1981 ; Nicol, 1997). Les indices se présentent en gîtes stratiformes ou en filons et filonnets suivant une schistosité ou des accidents structuraux. Pour leur genèse, il a été proposé une préconcentration sédimentaire des sulfures dans les roches carbonatées suivie d'une remobilisation à la faveur de contraintes tectoniques, de la mise en place des plutons et de circulations de fluides hydrothermaux (Pouit, 1984). Ces résultats convergent pour privilégier des gisements exhalatifs sédimentaires (SEDEX) encaissés dans des séries carbonatées. Ces minéralisations sont en relation étroite avec un hydrothermalisme de bassin en contexte extensif, remobilisés par les déformations et le magmatisme hercynien.

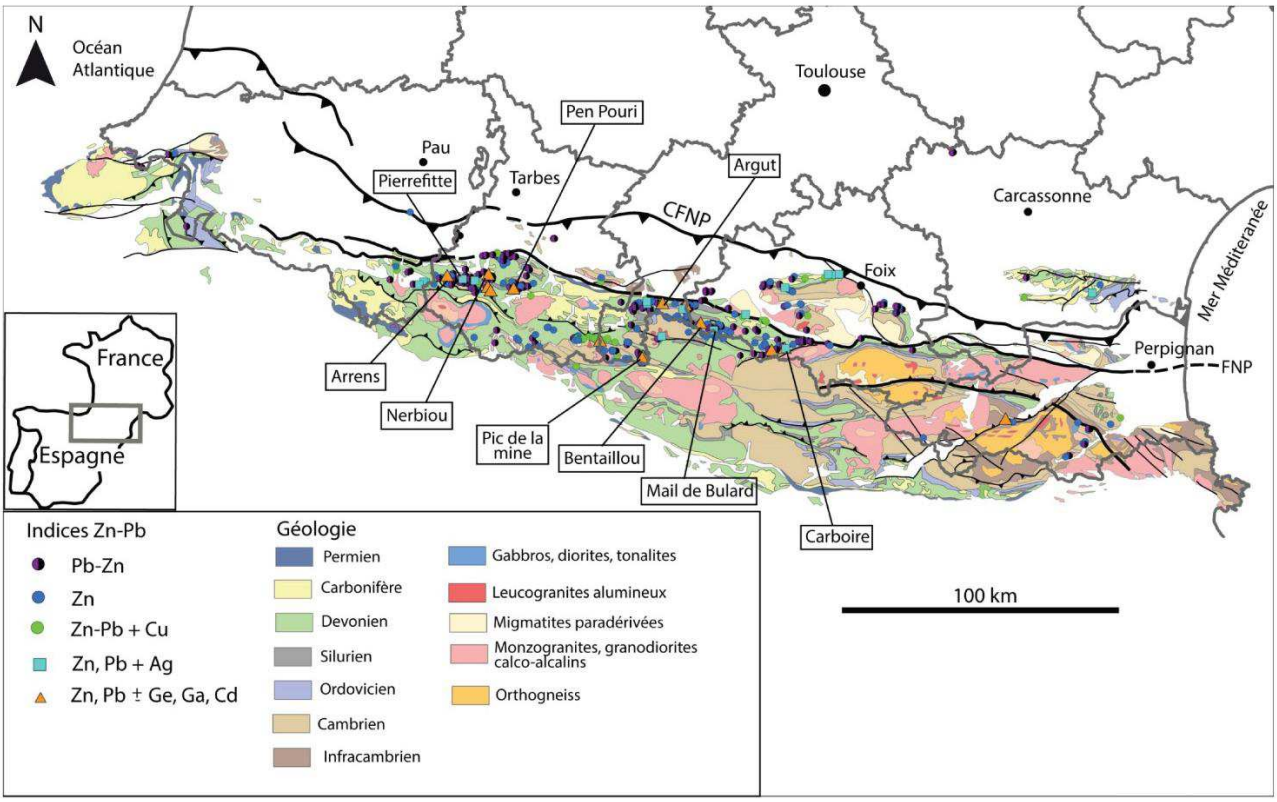


Figure 52 : Carte des principaux indices de zinc et de plomb des Pyrénées (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016)

Les travaux de prospection réalisés durant l'inventaire minier par le BRGM et la SNEAP (Société Nationale Elf Aquitaine Production) pour le zinc et le plomb ne couvrent pas l'ensemble de la zone axiale. La *figure 53* montre une compilation des données géochimiques (BRGM et SNEAP) et alluvionnaires avec une interprétation des anomalies à zinc et plomb (Vic & Tourlière, 2016). Les données géochimiques et alluvionnaires exposées ne concernent que le plomb, systématiquement associé au zinc et moins mobile que ce dernier. Ces données plomb marquent donc mieux les anomalies que le zinc qui a tendance à se disperser. Onze anomalies sont à souligner avec 3 gisements de premier plan : Bentaillou, Carboire et Pierrefitte.

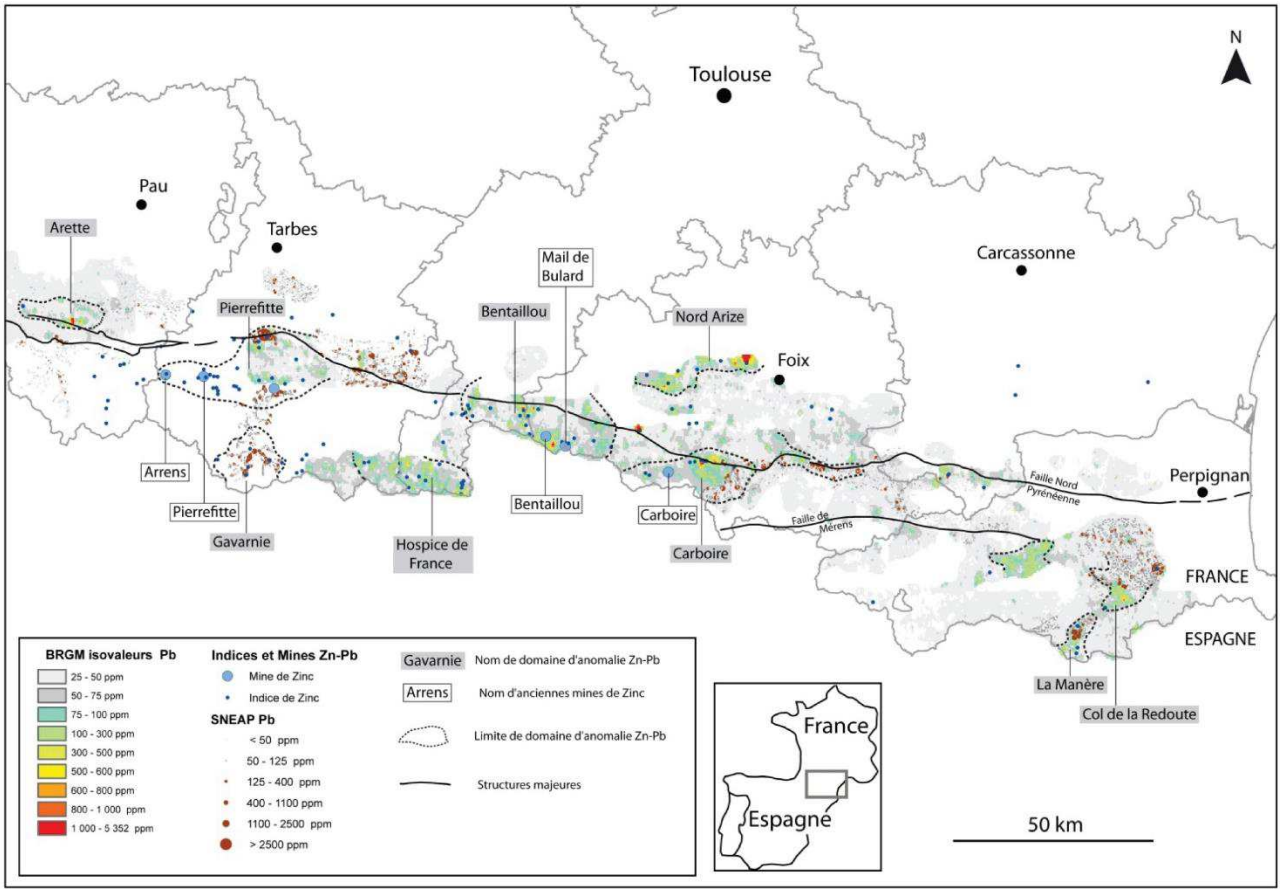


Figure 53 : Carte des résultats des campagnes de prospection géochimique BRGM et SNEAP du Pb dans la Zone Axiale et les massifs Nord Pyrénéens avec la localisation des indices et anciennes mines de zinc-plomb et des anomalies principales (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016)

- le district du **Bentaillou**, situé à cheval entre la Haute Garonne et l'Ariège, montre de nombreux indices de zinc proches des anciennes mines de Bentaillou et du Mail de Bulard. Les minéralisations ordoviciennes à zinc, plomb et argent du Bentaillou sont encaissées dans les marbres blancs du Bentaillou d'origine récifale, les « calcaires troués » de l'Asghill et parfois dans des conglomérats lenticulaires, riches en galets de rhyolite et de carbonate, considérés comme l'équivalent latéral du marbre du Bentaillou. Il s'agit de minéralisations stratiformes étalées sur au moins 3 niveaux, contrôlées par un réseau de failles syn-sédimentaires de directions N110°E et nord - sud (Pouit, 1984).

- le district de **Carboire**, présente de nombreux indices minéralisés. Les minéralisations sont principalement stratiformes et rubanées. Elles sont encaissées dans des carbonates massifs ou lités et des schistes noirs du Siluro-Dévonien. Près d'Aulus, les premières exploitations, surtout pour l'argent, datent de l'époque gallo-romaine et du Moyen-Âge. Florissantes de la deuxième moitié du XVI^{ème} au XVIII^{ème} siècle, elles sont aujourd'hui abandonnées (Colchen *et al*., 1997 ; Ternet *et al*., 1997). De nombreux indices sont connus sur la zone mais c'est surtout dans le secteur du pic de Carboire que des concentrations stratiformes plus importantes ont justifié les travaux miniers. La découverte des indices date de 1850 et fut suivie de travaux entre 1857 et 1860, et de 1901 à 1905, période pendant laquelle il fut extrait 10 000 t de minerai. Le gisement est situé le long du contact anormal subvertical qui sépare le Dévonien « nord » du Dévonien « sud » (Colchen *et al*., 1997). La minéralisation en sphalérite et galène consiste en plusieurs formations stratoïdes, dont la puissance varie de 1 à 3 m, dans les calcschistes du Dévonien « nord ». Le gisement, qui se présente en 2 formations parallèles connues sur 1,5 km de long et plus de 500 m de dénivelée (entre 1200 et 1800 m d'altitude), semble être l'un des plus importants de la zone axiale ;

- le district de **Pierrefitte**, situé dans les Hautes-Pyrénées, présente de nombreux indices minéralisés et d'anciennes mines qui furent exploitées jusqu'en 1970. La mine de Pierrefitte fut l'exploitation la plus importante des Pyrénées avec plus de 2 Mt de minerai produites à une teneur moyenne de 8 % de zinc. Le gisement de Pierrefitte, au sein d'une structure antiforme, est constitué de minéralisations stratiformes à zinc et plomb de type SEDEX. Il est encaissé dans l'Ordovicien supérieur (Caradoc) et le Dévonien supérieur (calcaires de l'Emsien et du Famennien) (Pouit, 1984). Les indices minéralisés de l'Ordovicien sont de petite dimension et n'ont pas fait l'objet de prospections détaillées. Cependant, les minéralisations zincifères stratiformes du Dévonien supérieur, telles que celles d'Arrens et du Nerbiou contiennent les ressources connues les plus importantes de la Zone Axiale, estimées après les derniers travaux d'exploration 2 et 4 Mt à 5 - 10 % Zn+Pb avec 1 et 3 Mt de barytine à Arrens, et à 2 Mt à 10 % Zn+Pb au Nerbiou.

Des métaux stratégiques, en particulier le germanium (Ge), pourraient être valorisés comme sous-produit de ces minéralisations. Des minéraux germanifères ont été décrits pour la première fois dans la province zincifère pyrénéenne (Oudin *et al*., 1988) et certains gisements ont même donné leur nom à quelques-uns d'entre eux comme la carboirite ($Fe\ Al_2\ [GeO_4]O[OH]_2$) et l'argutite (GeO_2).

Au sein de cette portion de croûte de la chaine Varisque ouest-européenne riche en zinc, plomb, tungstène et or, le secteur de Salau, le plus important gisement de tungstène français, situé dans les Pyrénées Centrales a été retenu pour être l'objet de cette étude.

c. Contexte géologique et métallogénique du secteur de Salau

i. Localisation

Le gisement de tungstène de Salau (déformation de Salat, la rivière qui coule à son pied) est situé en Ariège, au cœur de la Zone Axiale des Pyrénées, à 130 km au Sud de Toulouse (*figure 54*). Sa proximité avec la frontière espagnole (environ 4 km) en a fait une zone transfrontalière historique, notamment au Moyen-âge lorsque le Port de Salau était un important lieu de passage. Il fut l'objet de travaux miniers importants entrepris par la Société Minière d'Anglade (SMA) qui a produit 13 950 t WO_3 entre 1970 et 1986 (Derré *et al.*, 2014). Le carreau de la mine est accessible par une route (4 km à 12 %) au sud du village de Salau, situé au sein du Parc Naturel Régional (PNR) des Pyrénées Ariégeoises. La minéralisation en scheelite ($CaWO_4$) est localisée au contact entre la granodiorite de la Fourque et des formations métasédimentaires paléozoïques. Le massif de la Fourque est incisé par deux rivières, à l'est par le Cougnets et à l'ouest par le Salat, rivière la plus aurifère de France qui prend sa source au pied du massif (*figure 54*).

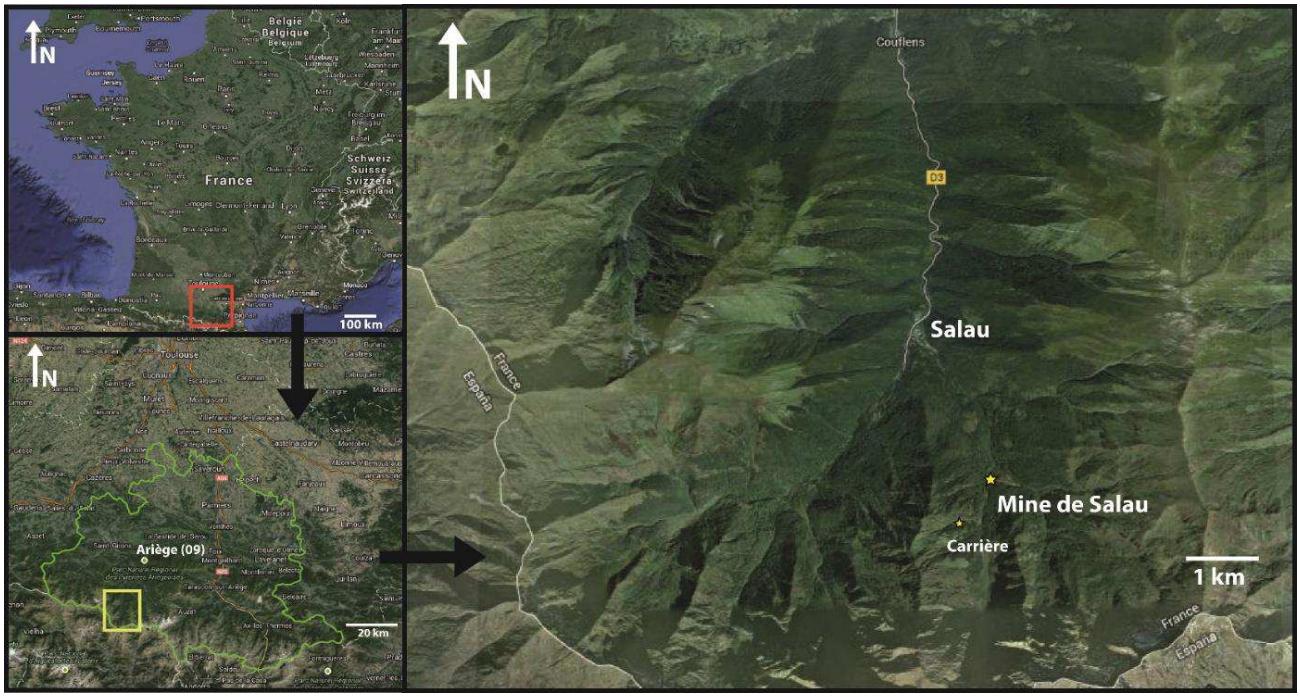


Figure 54 : Localisation géographique de la mine de Salau

Depuis Février 2017, un Permis Exclusif de Recherches de Mines (PERM) de 42 km² a été obtenu par la société Variscan Mines SAS (*figure 56*). Un partenariat a été conclu avec la société Apollo Minerals fin 2017 pour développer le projet. Les travaux d'exploration sont actuellement conduits par la société française Ariège Tungstène (80 % détenus par Apollo Minerals et 20 % par Variscan Mines SAS), via sa filiale Mines du Salat.

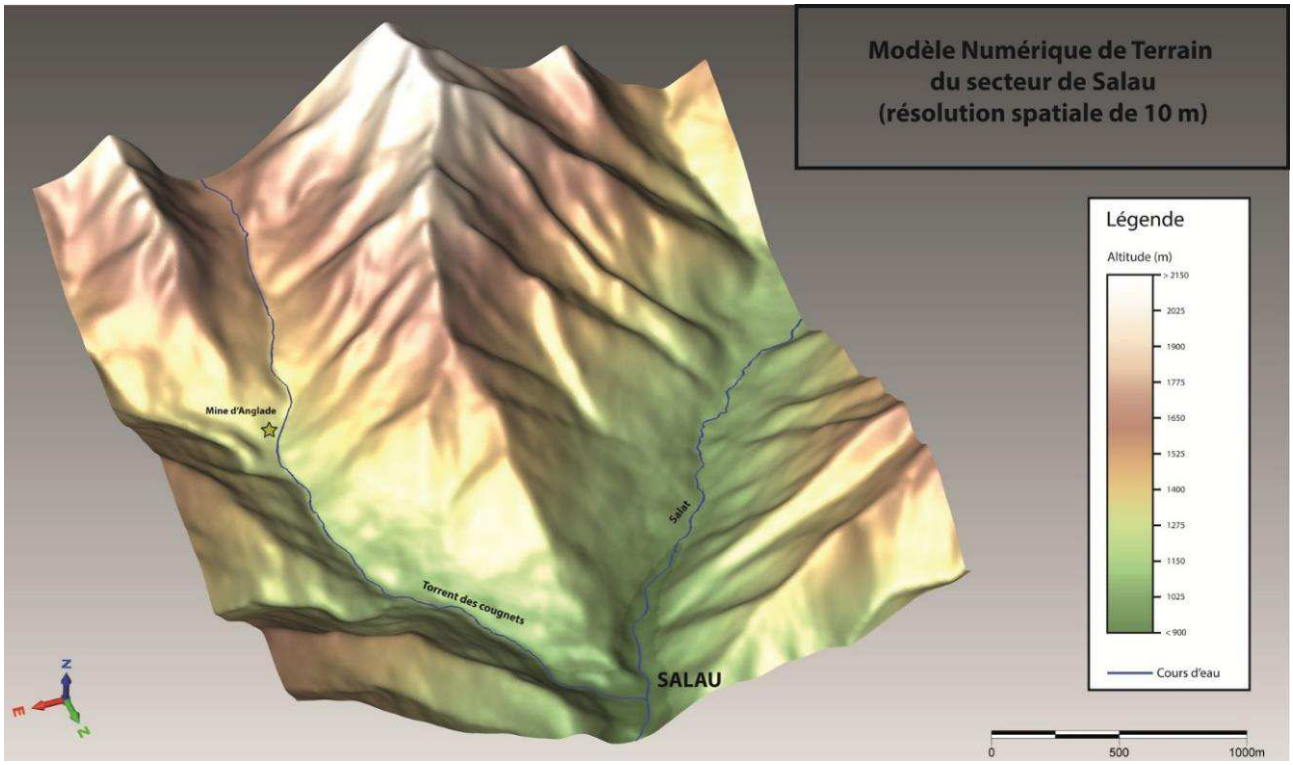


Figure 55 : Modèle Numérique de Terrain réalisé sur le secteur de Salau (résolution spatiale de 10 m)

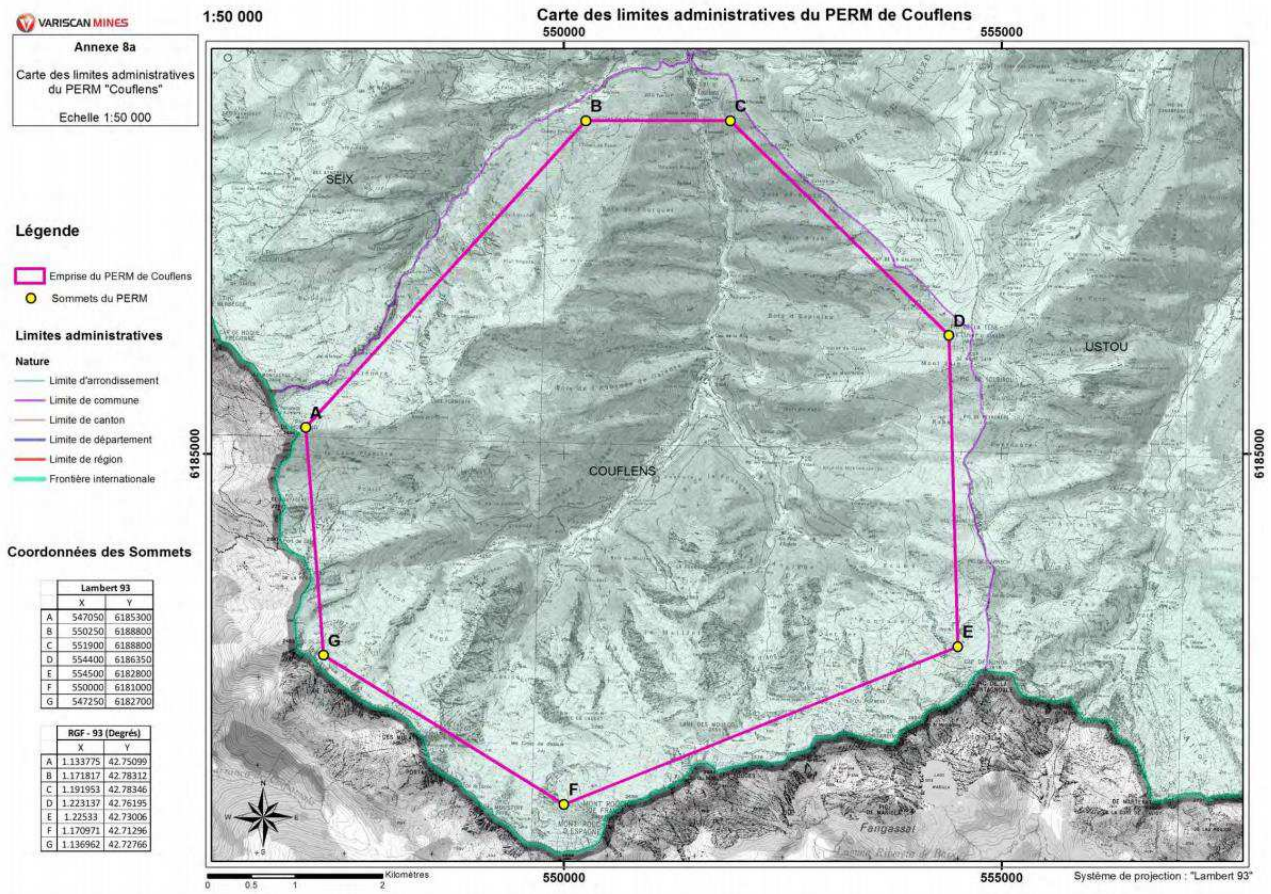


Figure 56 : Carte des limites administratives du PERM de Couflens déposé par Variscan Mines en 2015 (d'après le dossier de demande de PERM Couflens) et accordé en février 2017

ii. Formations métasédimentaires

Le secteur de Salau, situé sur le flanc nord de l'anticlinorium de la Pallaresa, au sein de métasédiments paléozoïques, est bordé au sud par les terrains ordoviciens de la Pallaresa et au nord par la faille Nord-Pyrénéenne (*figure 57 ;* Colchen *et al*., 1997). Cette dernière sépare les terrains paléozoïques de la Zone Axiale, du rift mésozoïque d'Aulus. La Zone Axiale se compose de métasédiments carbonifères à cambriens plissés et recoupés par des zones de cisaillement sub-verticales à cinématique *north side up* ou chevauchantes vers le sud. Dans le secteur de Salau, ces zones de cisaillement sont principalement localisées dans les schistes noirs siluriens.

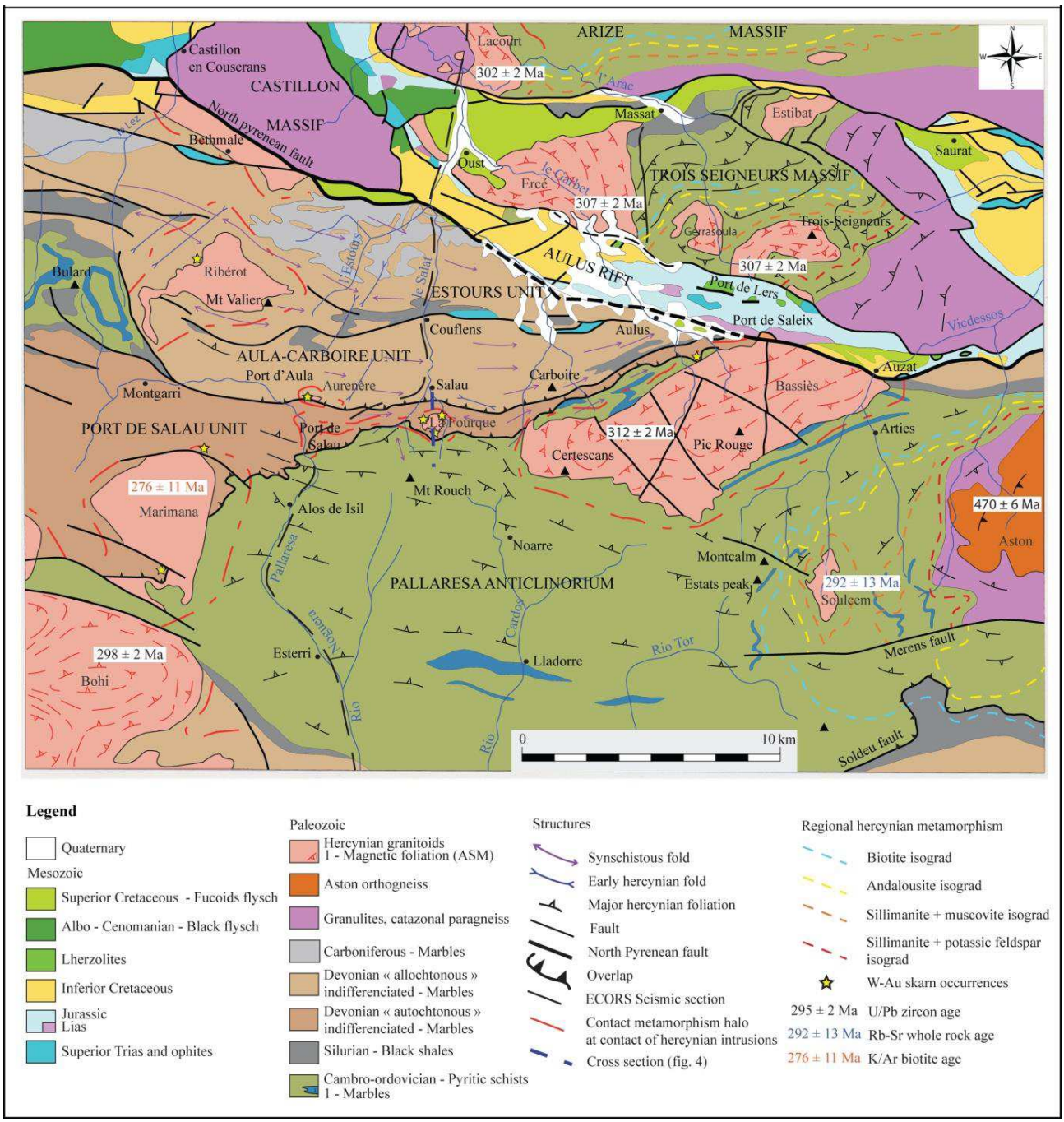


Figure 57 : Schéma structural régional du secteur de Salau (modifié d'après Colchen et al., 1997).

Ces zones de cisaillement séparent différentes unités depuis le Dévonien au nord vers le Cambro-Ordovicien au sud (*figure 57*):

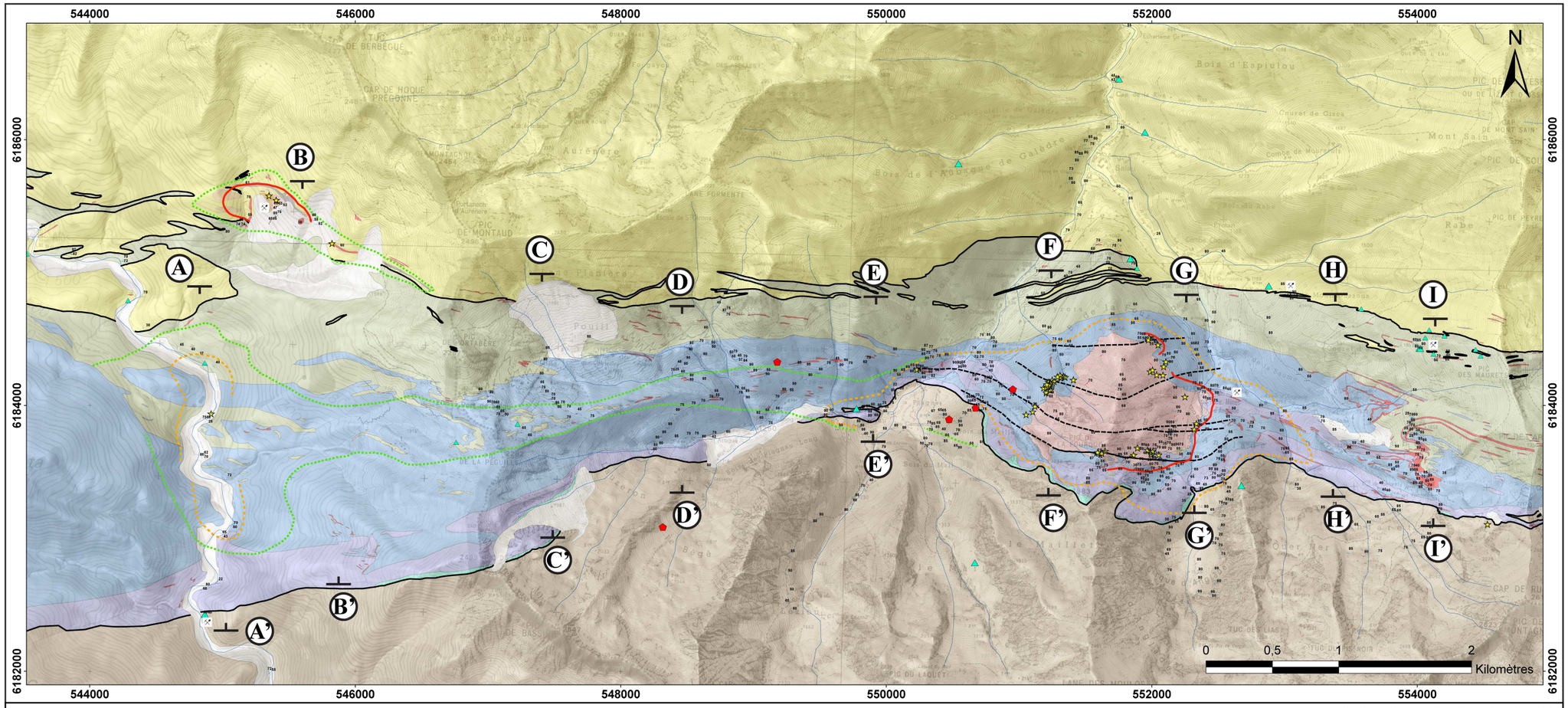
- (1) l'unité d'Estours et (2) l'unité d'Aula-Carboire, constituées de calcaires et de schistes d'âge Dévonien inférieur à supérieur et de flysh carbonifère. Elles sont structurées par des plis serrés, tantôt déversés vers le sud dans la partie ouest de la zone ou vers le nord dans la partie nord. Elles sont séparées par le chevauchement varisque de Couflens (réactivé à l'alpin), localisé dans les shistes noirs siluriens.

- (3) l'unité du Port de Salau (Dévonien "autochtone" selon Bodin & Ledru, 1986) constituée de calcaires et de shales du Dévonien inférieur, avec des plis renversés vers le sud. Elle est limitée au nord, par le chevauchement du pic de Montaud et au sud par la faille du Port de Salau marquée par les schistes noirs siluriens.

- (4) l'unité de la Pallaresa constituée de formations de grès et de schistes cambro-ordoviciens.

Ces unités sont intrudées par des granitoïdes (principalement des granodiorites) tardi-varisque (Ribérot, Bethmale, Marimaña, Salau, Bassiès). Ces derniers développent des auréoles de métamorphisme de contact pouvant être associées à des minéralisations de type skarn à scheelite. Le dôme métamorphique de l'Aston situé au sud-est de la zone d'étude est constitué de métasédiments ordoviciens, de migmatites et d'orthogneiss (Colchen *et al*., 1997; Ternet *et al*., 1997).

L'essentiel de la zone d'étude se situe dans l'unité du Port de Salau (*figure 57*), entre le gisement de Salau et la vallée catalane du Rio Noguera Pallaresa en Espagne. La périphérie des intrusions magmatiques ainsi que les auréoles de métamorphisme de contact ont donc constitué les principales cibles d'investigation pour observer les relations avec la minéralisation. La carte géologique au 1/10 000ème (*figure 58*) a été levée depuis les indices à Pb/Zn de Saube à l'Est jusqu'au flanc Ouest du rio Noguera Pallaresa à l'Ouest, en se focalisant sur le secteur de l'ancienne mine de Salau (SE du massif de la Fourque), la périphérie du massif de la Fourque, l'auréole de métamorphisme de contact E-W s'étendant vers l'Espagne et l'indice d'Aurenère. Les levés de Derré *et al*. (1980) ont été compilés pour cartographier le secteur de Salau, la partie espagnole du Rio Noguera Pallaresa et les isogrades de métamorphisme de contact. La campagne d'échantillonnage a permis de récolter plus de 1200 échantillons de roches pour notre étude. La localisation des prélèvements est donnée en *annexe 6*. Dans le secteur de Salau, les formations métasédimentaires n'ont pas fourni de fossiles permettant des datations qui proviennent de formations latérales équivalentes. Charuau & Derré, (1976) ont établi la stratigraphie de la série méta-sédimentaire paléozoïque de cette carte, du plus ancien vers le sud au plus récent vers le nord (*figure 59*) :



Système de coordonnées : Lambert 93

Légende

Eléments cartographiques

- rivières
- travaux miniers
- projection des coupes A à I

Indices minéralisés

- skarn à scheelite et sulfures
- SEDEX à galène et sphalérite
- filonnets de pyrrhotite

Eléments structuraux

- stratification
- s1
- s2
- faille observée
- faille supposée

Isogrades de métamorphisme

- grenat, pyroxène, vésuvianite
- albite, trémolite, biotite
- biotite

Lithologie

- Quartz / faille
- Skarns et skarnoïdes
- Granodiorite
- Sills de microdiorite et microgranite
- Calcaire de Carboire
- Schistes bleutés
- Calcaire supérieur
- Barrégiennes
- Calcaire inférieur graphiteux
- Schistes du Mont Rouch

Figure 58 : Carte géologique au 1/10 000 du secteur de Salau – Aurenere (modifiée et complétée d'après les levés de Derré et al, 1980)

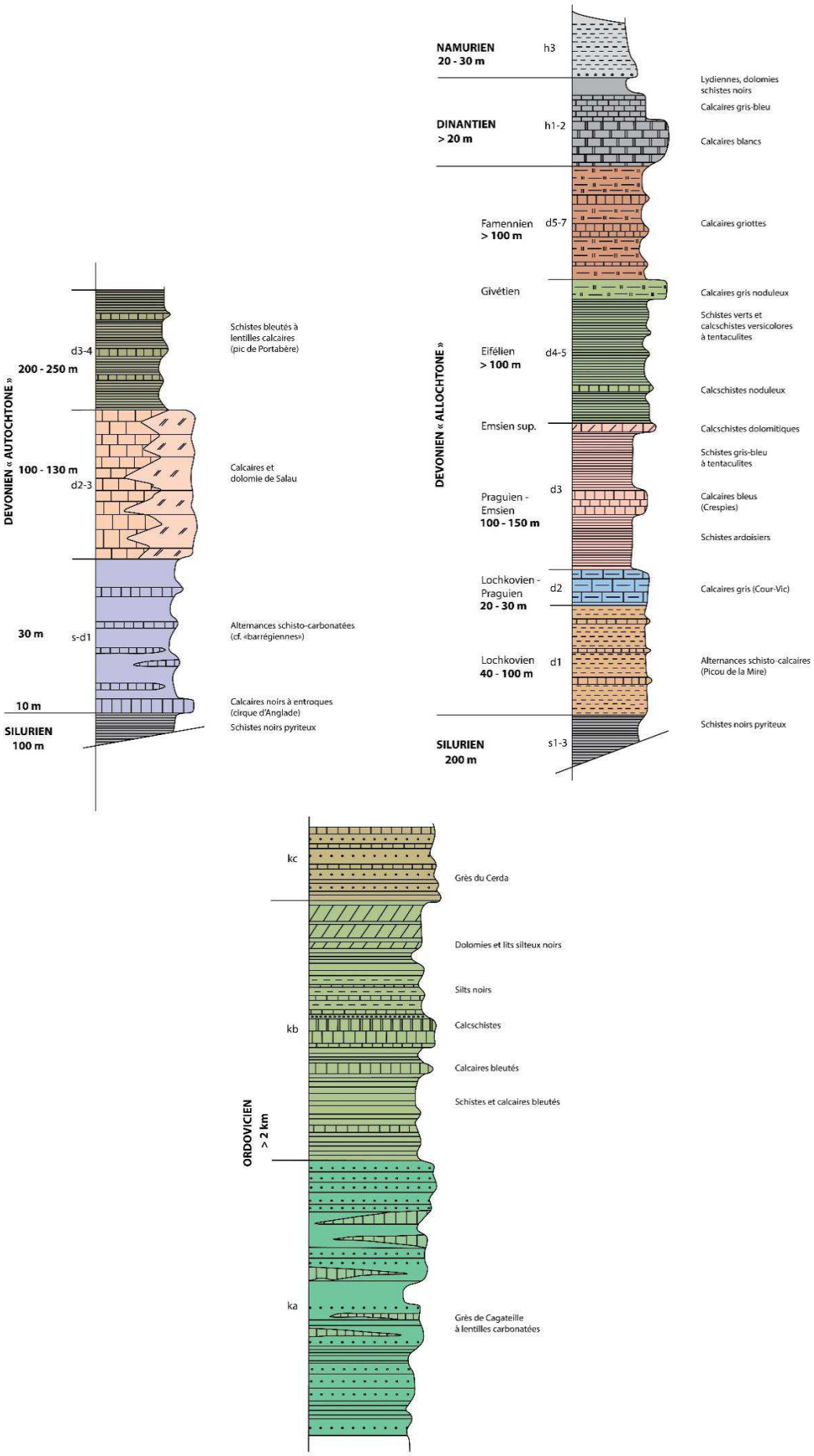


Figure 59 : Log chronostratigraphique de la série métasédimentaire du Haut-Salat (modifié d'après Ternet et al., 1997)

- **Formation pélitique et psammitique du Mont Rouch** (*Ordovicien inférieur à moyen*) : Il s'agit des terrains les plus anciens. Cette unité affleure au Sud du gisement de Salau dans la grande structure anticlinale de la Pallaresa (Espagne) selon une direction générale est – ouest (Zandvliet, 1960 ; Dommanget, 1977 ; Palau i Ramirez *et al.,* 1989, Cochelin *et al*., 2018) et présente une épaisseur plurikilométrique. Il s'agit d'un complexe schisto-gréseux avec des intercalations de calcaires, de cipolins, de pélites siliceuses, de quartzites et de conglomérats. Elle présente une schistosité bien marquée et ne contient pas de fossile. Elle correspond à des « **cornéennes schisto-feldspathiques** » lorsqu'elle est affectée par le métamorphisme de contact. Ces dernières se présentent comme des roches brunes, sombres, très dures et finement cristallisées. Cette importante quantité de sédiments détritiques grossiers et fins a été déposée sur la pente d'un bloc continental subsident, probablement en climat froid (hautes latitudes), en raison de la lacune de carbonates (Ternet *et al*., 1997).

- **Formation de Salau** (datée latéralement par des conodontes du *Silurien au Dévonien inférieur* par Moret & Weyant, 1986). Cette formation comprend différentes unités carbonatées et pélitiques :

  - A la base, se trouvent les « **calcaires inférieurs graphiteux** » (Silurien supérieur - Lochkovien), une unité souvent noire (riche en matière organique avec parfois des clastes phosphatés et des sulfures). Vers l'Est, cette formation passe latéralement à des calcaires bioclastiques à entroques noires qui affleurent au Sud de la mine (*figure 60*). Son épaisseur est d'environ 20 m dans le secteur de la mine où elle est représentée par un calcaire beige ou noir, comme dans le Bois du Maillet. Des nodules centimétriques de calcite blanche plus ou moins allongés dans le rubanement pourraient représenter d'anciens fragments de crinoïdes. Elle affleure de manière discontinue le long du chevauchement du Port de Salau. Cette unité est nommée « **marbres inférieurs** » dans l'auréole de métamorphisme de contact où ils ont subi un processus de recristallisation. On y observe un rubanement graphiteux fréquemment replissé qui dénote de la faible compétence de la roche (Ternet *et al*., 1997).

  - Ensuite, leur succèdent les « **Barrégiennes** » (Caralp, 1888), comprenant des alternances de lits de pélites et calcaires silteux (Silurien supérieur ou Ludlow inférieur). Dans le détail, il s'agit d'une alternance de lits pélitiques sombres et de calcaires bleus ou de dolomies ocres qui procure à cette formation une perméabilité plus élevée que les calcaires inférieurs. Leur épaisseur est d'environ 80 m dans le secteur de la mine. Elle varie latéralement de 20 à 40 m vers l'Est et de 40 à 50 m vers l'Ouest (*figure 60*). Cette formation se caractérise donc par une augmentation importante de sédimentation carbonatée dans un environnement néritique prédominant qui semble correspondre à la transition progressive Silurien-Dévonien. Elle peut parfois contenir quelques sulfures disséminés (pyrite, sphalérite, chalcopyrite). Cette unité est nommée « **cornéennes calciques** » lorsqu'elle est métamorphisée (Derré *et al*., 1980). Cette dénomination est un terme descriptif employé pour désigner les roches à silicates calciques dures et finement litées qui résultent du métamorphisme d'un calcaire impur (calcschiste, calcaire à lits pélitiques). Elles peuvent présenter des alternances de calcaires gris clairs et de lits ocres à verdâtres (diopside) contenant de petites taches brunes de

vésuvianite. Certains bancs siliceux plus épais ont été moins affectés et apparaissent sous forme de bandes grises. Leur densité est de 3,03, celle des « Barrégiennes » est de 2,76 (Zahm, 1987).

- A leur toit, les « **calcaires supérieurs** » correspondent à des calcaires massifs gris-bleu et des dolomies beiges massives (Praguien - Emsien inférieur, étage supérieur du Dévonien inférieur, daté par Moret & Weyant, 1986). Dans la topographie, cette formation est responsable des reliefs accidentés et d'environnements karstiques (dolines). Elle est généralement épaisse de 100 à 130 m et se caractérise par un rubanement gris et blanc dû à des lits riches en matière organique. Vers l'Ouest, le sommet de cette unité se compose de calcaires noirs avec des lits silteux parfois riches en sulfures (pyrite, pyrrhotite, sphalérite) disséminés ou parfois en amas lenticulaires à sphalérite (Port de Salau). Vers l'Est, cette unité passe latéralement à des dolomies. Cette unité est nommée « **marbres supérieurs** » lorsqu'elle est affectée par le métamorphisme de contact. Les marbres rubanés gris et beige alternent alors avec quelques lits siliceux transformés en clinozoïsite et vésuvianite. Ils peuvent également localement contenir un rubanement graphiteux, leur donnant un aspect identique à celui des calcaires rubanés inférieurs. Cette formation est typique d'un paléo-environnement sédimentaire de plateforme continentale.

- **la formation des shales bleutés** (*Eifelien, dévonien moyen* daté par Moret & Weyant, 1986) est constituée de métapélites bleutées avec des intercalations de calcaires bleu ou noir à crinoïdes et conodontes. Les métapélites sont formées par une alternance millimétrique à centimétrique de lits phylliteux et de lits gréseux. Cette formation affleure au nord de l'intrusion et est localement riche en alumine (chloritoïde). Son épaisseur est de l'ordre de 200 à 250 mètres. Elle comprend une paragenèse à quartz – muscovite – chlorite et matière organique. Cette formation reflète un paléo-environnement sédimentaire de haut niveau marin à proximité de zones côtières d'où proviennent des sédiments détritiques fins et des boues calcaires à crinoïdes.

- **Formation carbonatée de Carboire** (*Dévonien inférieur*). Elle est composée de calcaires noirs à la base contenant des niveaux de shales carbonatés gris à noirs puis des shales graphiteux. Sa partie supérieure est constituée de calcaires alternant avec des lits de shales centimétriques à décimétriques. Cette formation succède aux shales bleutés par une faille de direction moyenne E-W (équivalente de la faille du pic de Montaud). Le contact est localement jalonné par des lambeaux de shales noirs graphiteux mylonitisés et les bancs calcaires peuvent être obliques sur le contact avec la formation des shales bleutés. Cette formation calcaire contient plusieurs indices stratiformes zincifères riches en germanium (Carboire, Saube, Hoque Rabe, Bonabe…). Ces indices sont affectés par le plissement synmétamorphique des formations encaissantes puisqu'ils se disposent en amas stratiformes de manière concordante avec leur encaissant (Derré, 1973; Charuau, 1974; Charuau & Derré, 1976).

  Lors des travaux de sondages sur Carboire par la SNEAP, des conodontes du Dévonien inférieur ont été découverts (Charuau, 1974 ; Dommanget, 1977). Cette formation serait donc l'équivalente de l'unité de

Salau, mais elle représente des conditions de dépôts différents. Cette formation est nommée Dévonien inférieur "Nord" et celle de Salau, Dévonien inférieur "Sud" (Ternet *et al*., 1997).

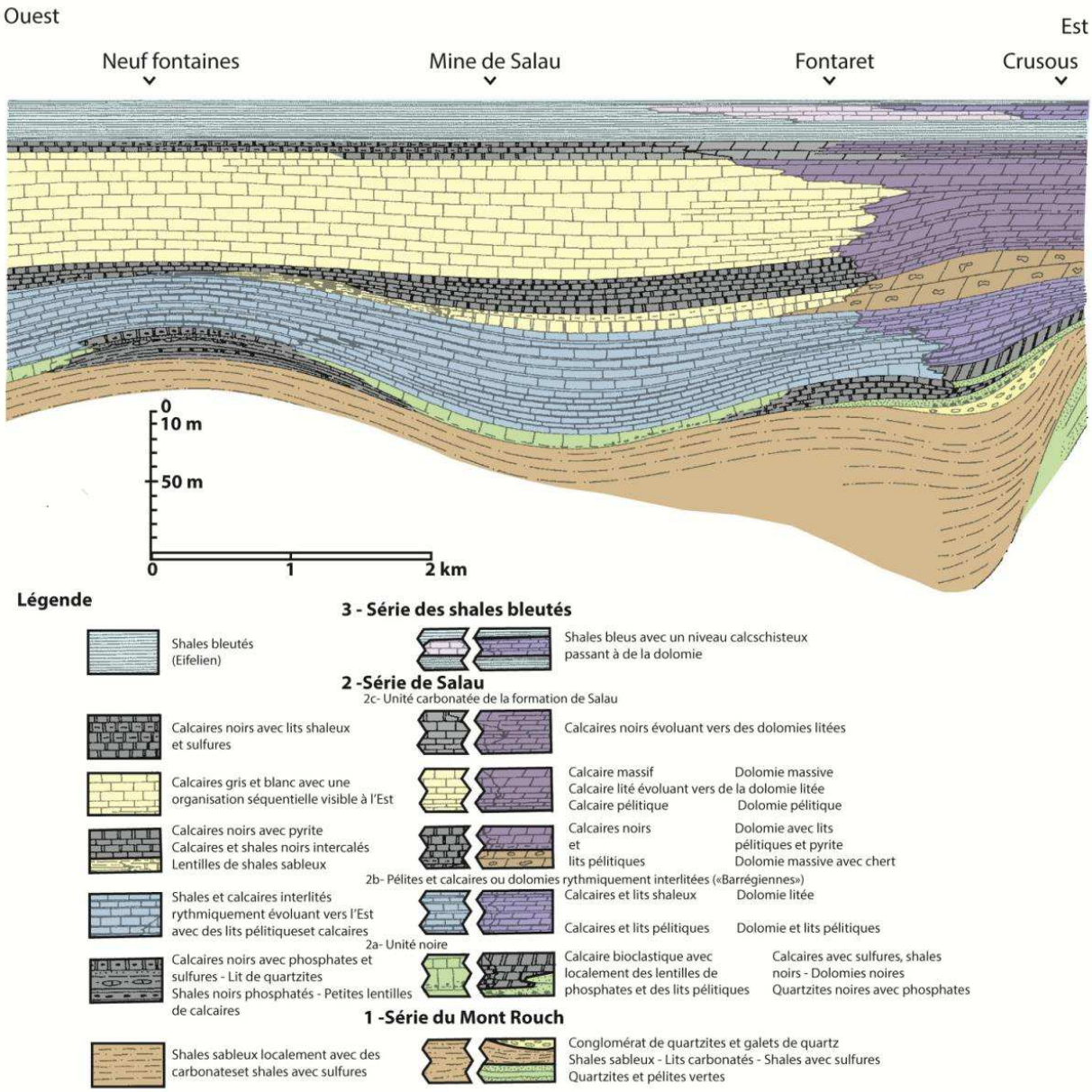


Figure 60 : Lithostratigraphie du secteur de Salau (modifié d'après Fonteilles et al., 1989)

Ces formations furent plissées et affectées par un métamorphisme régional lors de l'orogenèse hercynienne. La paragenèse à quartz, muscovite, chlorite, albite largement observée à travers la zone d'étude dans les roches méta-pélitiques indique que ce métamorphisme n'a pas excédé le faciès schiste vert dans notre zone d'étude.
Une série de coupes N-S ont été réalisées à partir des levés géologiques au 1/10 000 depuis Saube à l'Est jusque dans la vallée espagnole de la Pallaresa à l'Ouest (*figure 61*). Elles montrent que la série métasédimentaire de l'unité du Port de Salau est fortement plissée et que les shales noirs caractéristiques du Silurien sont absents ou rares dans le secteur de Salau entre les formations dévoniennes et ordoviciennes. Pour expliquer cette lacune, l'existence d'un contact chevauchant entre la formation du Mont Rouch et celle de Salau est admis et figuré sur la carte géologique au 1/50 000 d'Aulus-les-Bains (Colchen *et al*., 1997). Ce contact n'a que rarement été observé sur le terrain du fait qu'il est développé dans des marbres graphiteux

recristallisés. Selon Fonteilles *et al*, (1989), qui n'a pas observé ce chevauchement, il s'agirait plutôt d'une discordance car ces deux formations sont affectées par des plis isoclinaux antérieurs à l'épisode de chevauchement. Les variations de puissance et de faciès des sédiments à la base de l'unité du Port de Salau correspondraient à des passages latéraux de sédimentation.

Cependant, à certains endroits (dans la mine de Salau et à Espis), ce contact chevauchant est particulièrement visible et est marquée par une brèche hydrothermalisée, plurimétrique, riche en pyrite, entre les schistes du Mont Rouch et les calcaires inférieurs. Ces observations éloignent l'hypothèse d'une discordance.

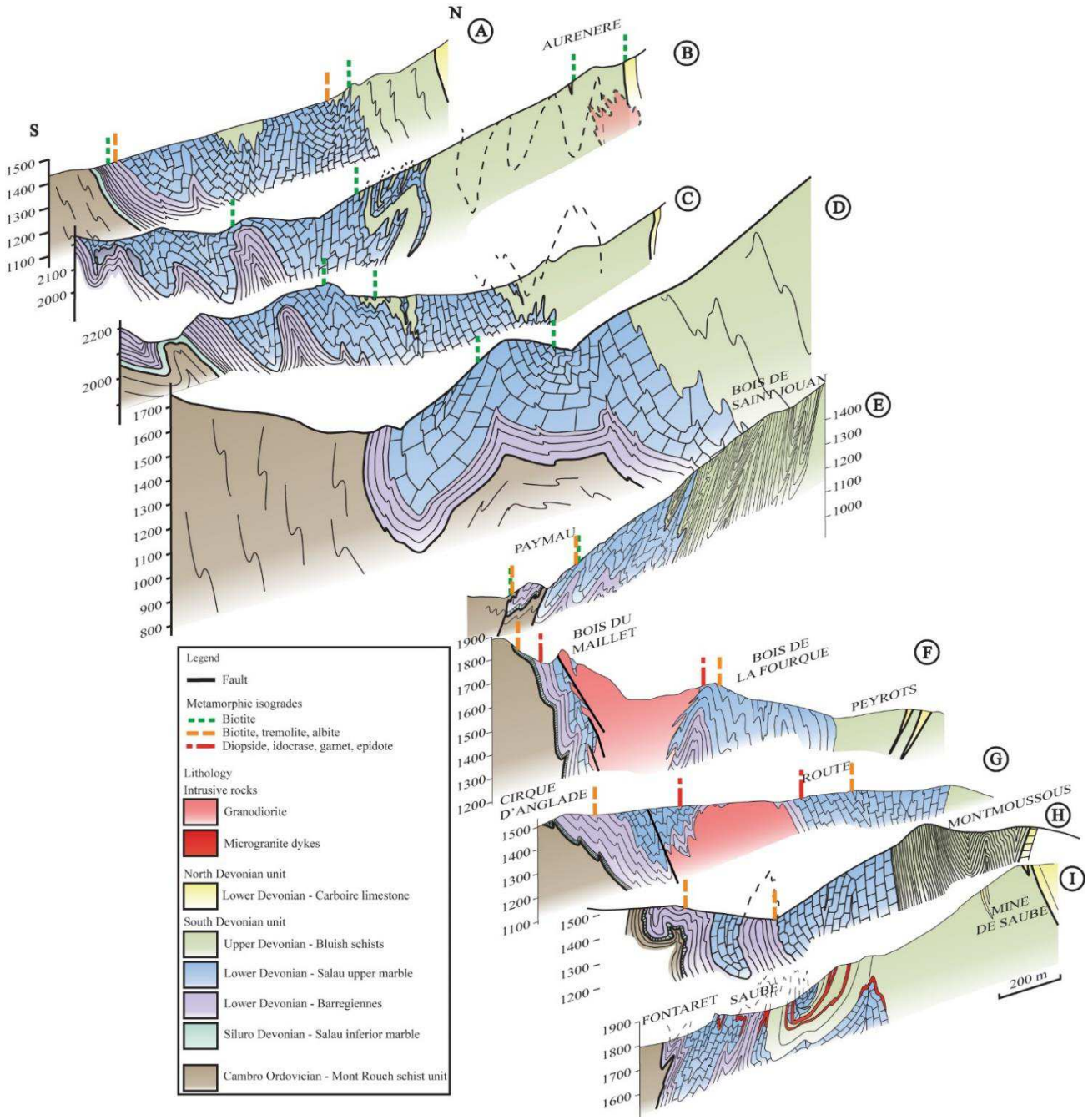


Figure 61 : Coupes sériées N-S depuis la mine de Saube à l'est vers l'indice d'Aurenère à l'ouest, passant par le bois de la Fourque - Salau (Les coupes C, D, E, H et I ont été modifiées et complétées d'après Derré et al., 1980).

iii. Magmatisme

L'intrusion granodioritique de la Fourque affleure entre les vallées du Salat à l'Ouest et des Cougnets à l'Est (*figure 58*). Sa forme est presque équidimensionnelle (1,2 km en E-W pour 1 km en N-S). Son point culminant se situe au niveau de son pic éponyme à 1905 m d'altitude. Les modalités de mise en place de l'intrusion granodioritique de la Fourque dans la série carbonatée ne sont pas encore bien élucidées. L'intrusion se moule sur les anciens plis préexistants pour former des apophyses en forme de golfes et de gouttières, notamment sur les versants est et sud (*figure 58*). La morphologie du stock intrusif, établi dans une antiforme de direction N110°E semble donc contrôlée par les structures initialement présentes dans l'encaissant carbonaté (Derré *et al.*, 1980). Il n'a pas été mis en évidence d'assimilation importante de l'encaissant en raison de l'incompatibilité chimique entre calcaire et magma granodioritique. Une auréole de métamorphisme de contact importante a été cartographiée dans les formations métasédimentaires au contact de cette intrusion (Derré *et al.*, 1980). Elle s'étend sur plus de 6 km depuis l'est de la granodiorite jusqu'à la vallée du Rio Noguera Pallaresa vers l'ouest. Au nord-est de cette vallée catalane, affleure le petit apex granodioritique d'Aurenère, intrusif dans des alternances schisto-calcaires de la base du Dévonien allochtone de l'unité d'Aula-Carboire (Derré, 1982; Palau i Ramirez, 1998).

L'âge de mise en place de ces intrusions, n'est pas connu. Pour Kaelin, (1982) et Soler, (1977), ces granodiorites sont postérieures à la schistosité majeure. Pour Charuau, (1974) et Derré, (1973), elles sont antérieures. Les premiers soulignent que les granodiorites ne présentent pas de schistosité et que les zones laminées et les mylonites observées se rapportent à une phase cassante ultérieure. Les seconds avancent que la schistosité affecte les granodiorites et se superpose au métamorphisme thermique. La granodiorite voisine de Bassiès, à l'est de Salau, a été datée à 312±2 Ma, ce qui conforte la première hypothèse (Paquette *et al.*, 1997).

Le massif de la Fourque comprend deux principaux faciès intrusifs (Soler, 1977; Derré, 1982; *figure 63*) : la granodiorite apicale de la Fourque et ses apophyses (en périphérie), et un monzogranite porphyroïde (au cœur du massif). La granodiorite apicale de couleur dominante grise, possède une texture équigranulaire à grain fin (0,5-1 mm) et forme une auréole externe de 100 à 250 m de large. Elle est essentiellement constituée de quartz xénomorphe interstitiel, de feldspath plagioclase zoné (An 20-60), de microcline peu abondant, de biotite abondante et accessoirement de zircon et d'apatite (Soler, 1977). Au contact avec l'encaissant carbonaté, elle peut également parfois présenter une bordure de microdiorite quartzique ou de diorite quartzique. La microdiorite quartzique est un faciès assez semblable à la granodiorite mais où le feldspath potassique est absent et la proportion de feldspath plagioclase est plus importante. La diorite quartzique est un faciès sombre à plagioclase, biotite et hornblende abondantes. Ces termes basiques (gabbro et tonalite selon Debon & Lefort, 1988) ne paraissent pas former une bande continue sur le pourtour de l'intrusion. Cette granodiorite apicale parait s'amincir et disparaître en profondeur, puisque, vers la côte 1350, la granodiorite porphyroïde est le faciès dominant. Elle présente des cristaux de microcline (20 %) pouvant atteindre 1 cm de longueur. Les études géochimiques de Guy, (1979) ; Raimbault, (1981) et Toulhoat, (1982) ont mis en évidence les différences de compositions chimiques de ces 2 faciès pétrographiques (*figure 63*).

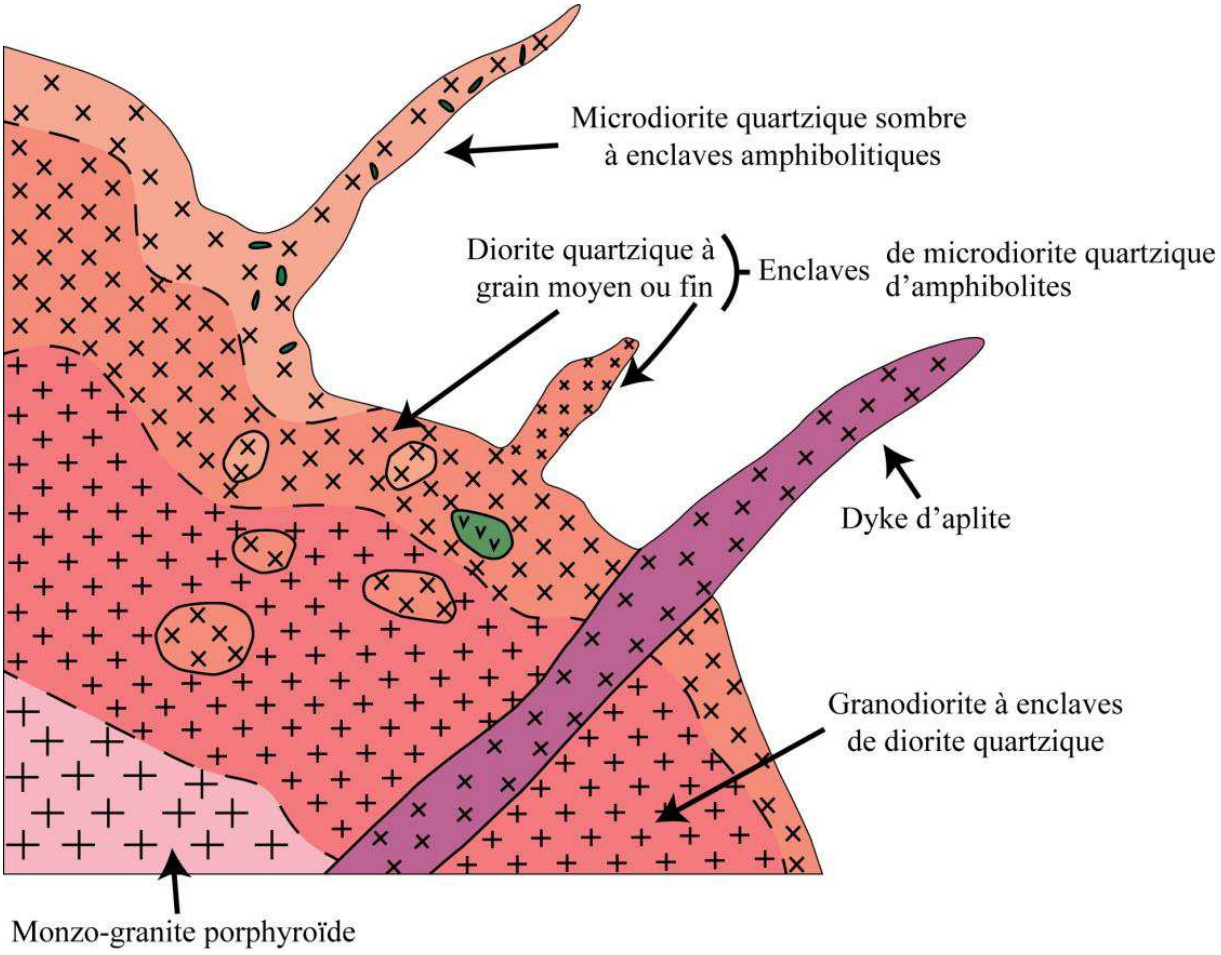


Figure 62 : Position et relations géométriques entre les différents corps magmatiques du massif de la Fourque (modifié d'après Derré, 1982)

Les compositions chimiques des faciès intrusifs dessinent deux lignées (*figure 63*), observées largement dans les Pyrénées (Soler, 1977 ; Kaelin, 1982) :

- les faciès de la partie externe de l'intrusion (faciès apical) (lignée 1) correspondent à celle des diorites quartzeuses – granites et présentent de fortes teneurs en fer (2 à 6 % FeO total). Ces faciès ont une teneur faible en K_2O (2,6 %) par rapport aux autres granitoïdes en massifs supérieurs des Pyrénées (Autran *et al.*, 1970) ;

- Les faciès présents dans la partie centrale de l'intrusion (lignée 2), appartiennent à celle des granites monzonitiques (faciès porphyroïde) présentant une composition calco-alcaline typique des granitoïdes dans les Pyrénées. Ces derniers faciès ont une teneur en K_2O de 4,6 %, beaucoup plus commune dans les massifs pyrénéens. Les granites des massifs de Quérigut, Mont-Louis et Costabonne font partie de cette lignée (Derré *et al.*, 1980; Fonteilles *et al.*, 1989).

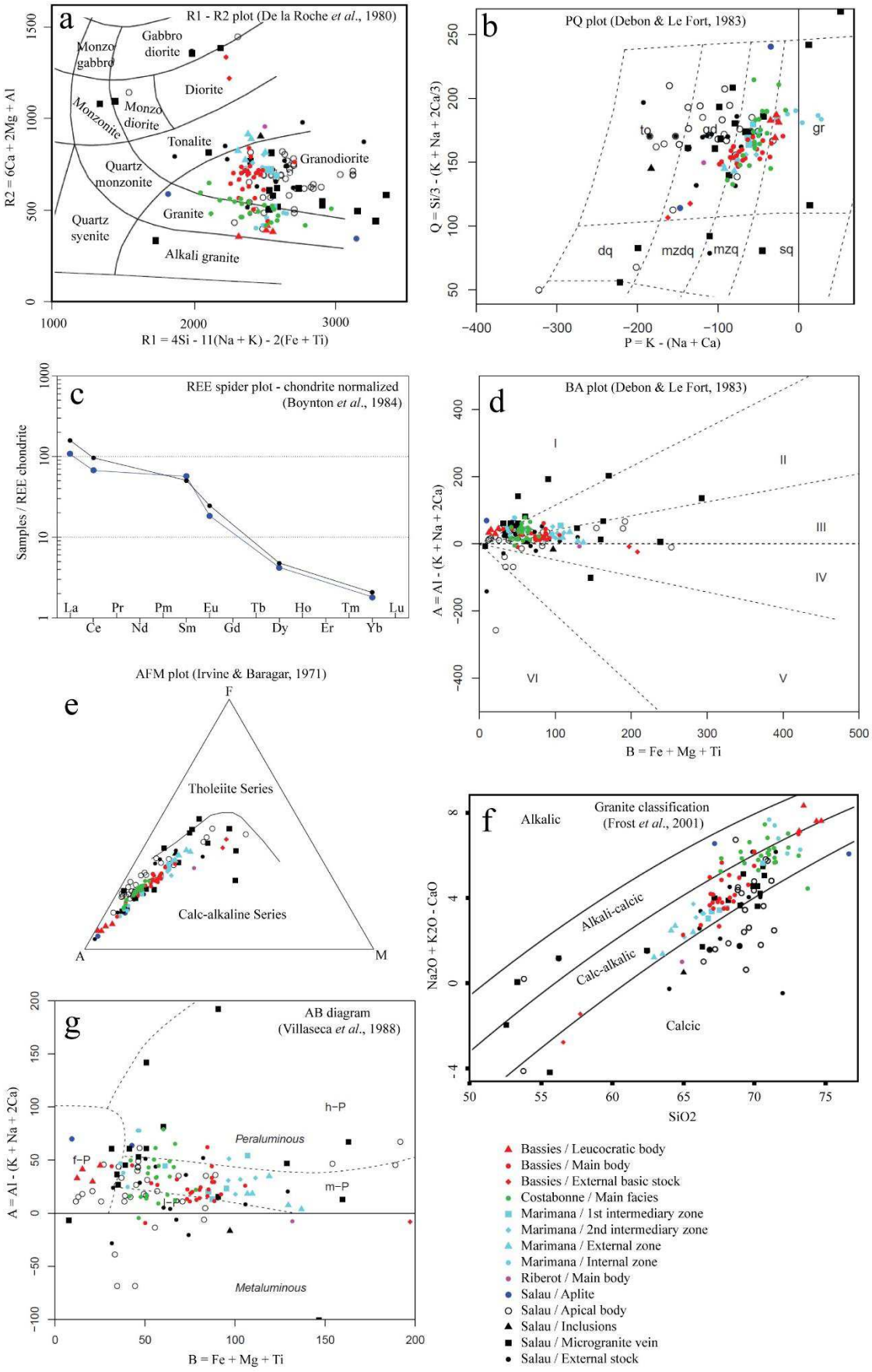


Figure 63 : Diagrammes de classification géochimique pour quelques intrusions de la zone d'étude : (a) diagramme de classification R1-R2 (De la Roche et al., 1980); (b) diagramme de classification PQ (Debon & Le Fort, 1983); (c) spider plot des terres rares – normalisé aux chondrites (Boynton et al., 1984); (d) diagramme de classification BA (Debon & Le Fort, 1983); (e) diagramme de classification AFM (Irvine & Baragar, 1971); (f) diagramme de classification des granites (Frost et al., 2001); (g) diagramme de classification B-A (modifié par Villaseca et al., 1988).

Malgré l'existence de ces deux lignées géochimiques, la transition entre le faciès de la granodiorite apicale et celui du monzogranite porphyroïde est progressive et l'ensemble semble constituer une seule et même intrusion (Kaelin, 1982; Lecouffe, 1987).

Ces différentes roches magmatiques sont altérées lors du métasomatisme avec l'encaissant (endoskarns à épidote-amphibole-titanite), puis lors de processus hydrothermaux tardifs (albitites et greisen à muscovite, tourmaline) et enfin le long des failles majeures (mylonitisation, fentes de tension à épidote, albite, chlorite, calcite; Raimbault & Kaelin, 1987).

Dans l'encaissant, des sills et des dykes de roches magmatiques microgrenues cartographiés à l'est et à l'ouest de la mine, sont encaissés par la formation carbonatée de Salau et par la formation des shales bleutés. Ils semblent s'être mis en place de manière synchrone au plissement de ces formations (Lecouffe, 1987). Leur puissance ne dépasse pas la dizaine de mètres. Ils sont affectés par les plis principaux et sont plus anciens que la granodiorite de la Fourque. Deux types différents peuvent être observés (Derré, 1982) :

- Des filons de microdiorite quartzique, passant en continuité à la granodiorite apicale et présentant un faciès analogue, bien que plus fin. Ces filons sont souvent fortement épidotisés et chloritisés.

- Des filons de microdiorite, d'aspect brun ou gris, microgrenus et précoces par rapport à la granodiorite apicale car ils s'interrompent à son contact. La granodiorite apicale contient parfois en enclaves de la diorite quartzique sombre (recoupe R1 du niveau 1230 m) suggérant sa mise en place plus précoce.

Il existe également des dykes d'aplite qui recoupent à la fois les roches intrusives du massif de la Fourque et l'encaissant carbonaté. Ils sont souvent épidotisés et abondants sur la bordure sud de la granodiorite de la Fourque (Ledru, 1986).

L'état redox des enclaves dioritiques et des dykes de microgranite est plutôt oxydé (domaines SO et MO ; *figure 64*), alors que celui des granodiorites de la Fourque et de Bassiès est réduit (domaine MR ; Blevin, 2004 ; Harlaux *et al.,* 2017 ; *figure 64*). Ce résultat est confirmé par l'observation en lame mince d'ilménite dans la paragenèse des granodiorites (Derré *et al*., 1980). Les granodiorites et les sills de microgranite sont concordants avec le champ des minéralisations à W-Sn, Cu-Mo et Sn (*figure 64*).

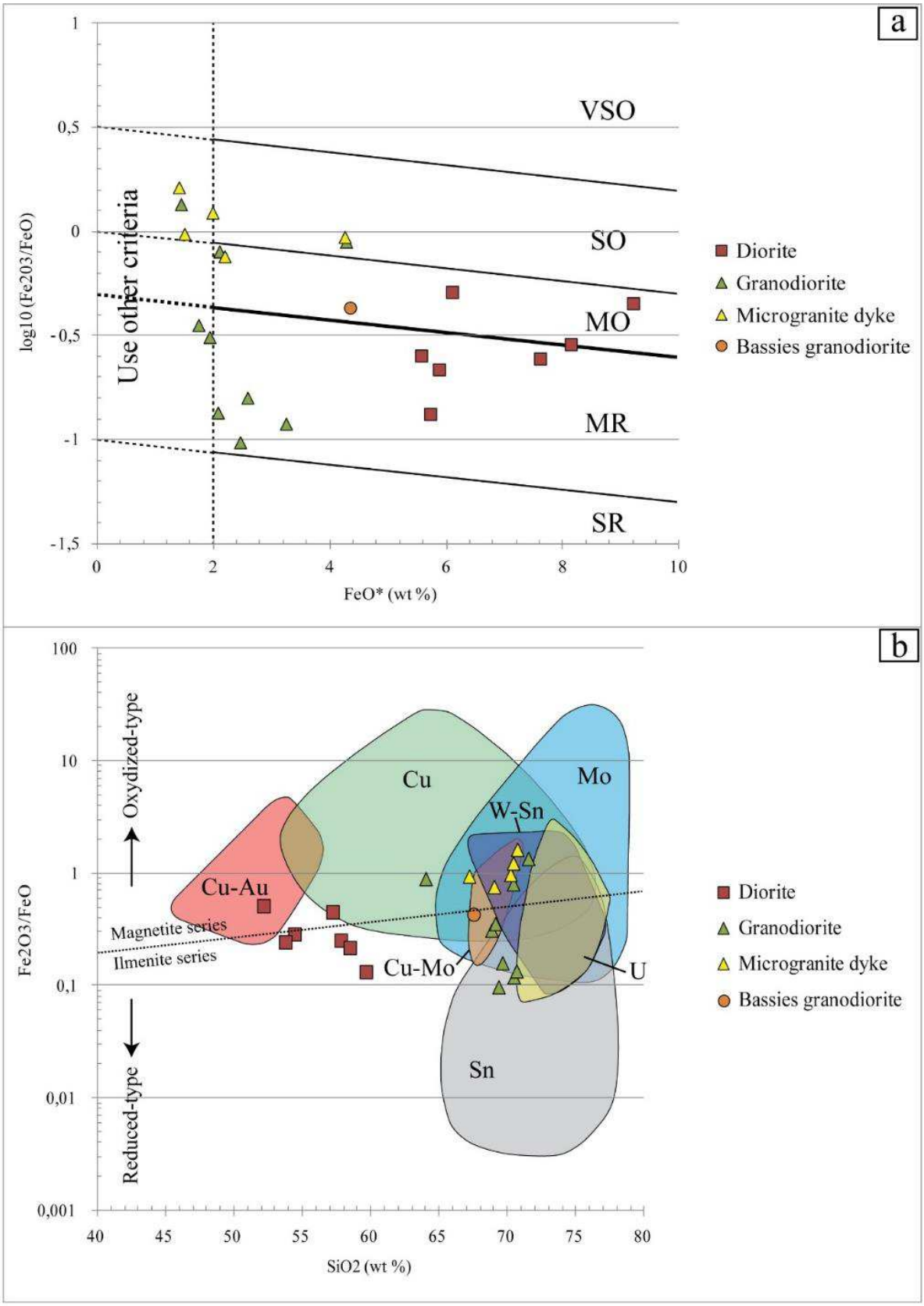


Figure 64 : (a) Schéma de classification redox pour les roches ignées (modifié d'après Blevin, 2004). FeO réfère à la teneur en Fe total dans l'échantillon indiqué en FeO. Légende: VSO – very strongly oxidized / très oxydé, SO – strongly oxidized / fortement oxydé, MO – moderately oxidized / modérément oxydé, MR – moderately reduced / modérément réduit, SR – strongly reduced / fortement réduit. Dans le domaine "Use other criteria", les critères pétrographiques ou magnétiques ou des membres moins felsiques de la même lignée magmatique doivent être préférentiellement utilisés. (b) Diagramme Fe_2O_3 en fonction de FeO–SiO_2 pour les granitoïdes associés à des minéralisations à Cu-Au, Cu, Mo, W-Sn, Sn et U. Les roches intrusives de Salau et Bassiès y sont projetées. Les différents domaines sont représentés à partir des données compilées d'après Harlaux et al., 2017.*

iv. Métamorphisme de contact

Deux zones de métamorphisme de contact croissant ont été cartographiées autour du stock granodioritique de Salau, (*figure 58*). Les paragenèses correspondantes ont été observées dans les niveaux pélitiques alternant avec les niveaux carbonatés de la formation de Salau (Derré *et al*., 1980 ; *figure 65*).

- L'auréole externe est marquée par l'apparition de biotite dans les lits pélitiques des "Barrégiennes" et dans les niveaux carbonatés par la présence de trémolite et de clinozoïsite. Elle s'étend jusqu'à 900 m du contact vers l'est et est plus étroite au sud à cause du fort pendage du stock. Vers l'ouest, la biotite est observée dans une bande étroite et très allongée qui s'étend sur 8 km jusqu'en Espagne, où elle s'agrandit dans la vallée du Rio Noguera Pallaresa (*figure 58*). Une deuxième auréole, plus au Nord, en Espagne, est développée autour de la petite intrusion granodioritique d'Aurenère (environ 30 m x 40 m de diamètre) dans la formation carbonatée de Carboire. A son contact, les marbres sont remplacés par des skarns à pyrrhotite et scheelite.

- L'auréole interne est marquée par la transformation des Barrégiennes en cornéennes calciques et des calcaires supérieurs ou inférieurs en marbres. Sa largeur est généralement d'environ 50 à 100 m. Les litages sont conservés et les foliations S1 et S2 ne sont pas complètement effacées. Les paragenèses se composent de calcite, quartz, clinozoïsite (pistachite $_{25\text{-}65}$ avec MnO < 0,4 %), clinopyroxène (hédenbergite $_{20\text{-}40}$, avec moins de 30 % de johannsenite), grenat (grossulaire $_{83\text{-}94}$, andradite $_{11\text{-}5}$, almandin $_{4,3\text{-}0,7}$, spessartite $_{>1}$, fluor 0,2 %), vésuvianite zonée (2-7 % FeO, 0,8-2,5 % MgO, 0,15 % MnO, 0,6-3,6 % TiO_2), microcline, titanite (3% Al_2O_3), apatite et graphite (Zahm, 1987). La wollastonite est rare.

Les compositions chimiques montrent que le métamorphisme a été à peu près isochimique sauf pour le CO_2 et l'H_2O (Fonteilles *et al*., 1989). Les transformations minéralogiques dans les formations litées montrent seulement l'effet de diffusions chimiques limitées entre les lits pélitiques et calcaires (Fonteilles & Machairas, 1968 ; Soler, 1977 ; Zahm, 1987).

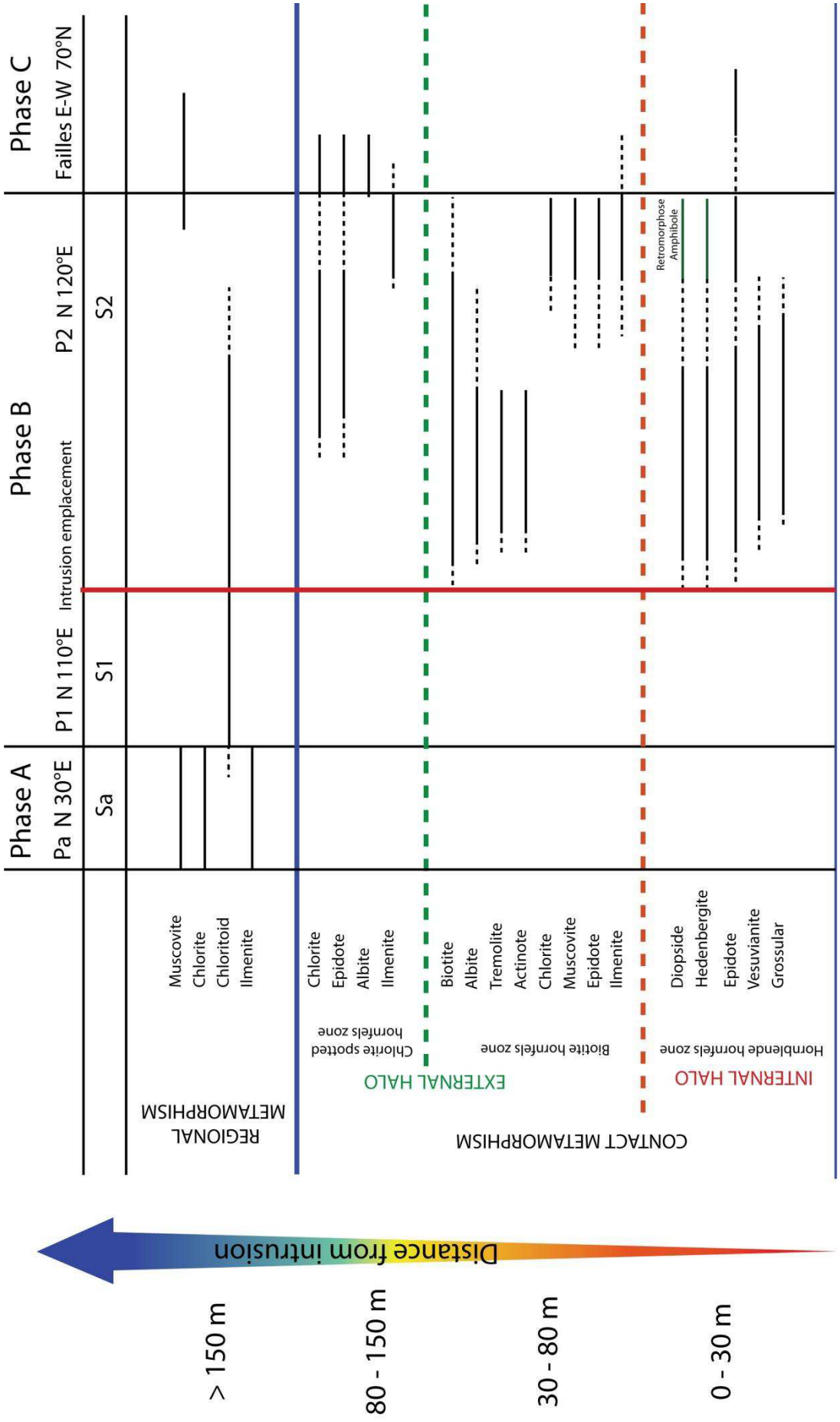


Figure 65 : Tableau paragénétique réalisé à partir d'observations dans les roches encaissantes montrant les différences entre les effets du métamorphisme régional et du métamorphisme de contact (modifié d'après Derré et al., 1980).

v. Déformation

La pile sédimentaire paléozoïque a été affectée par une importante histoire tectonique. L'identification des phases tectoniques est nécessaire pour reconnaitre les structures visibles dans la zone de la mine où le métamorphisme de contact est surimposé au métamorphisme régional. Trois phases tectoniques principales sont à l'origine de la structuration régionale (Déramond, 1970 ; Boissonnas & Autran, 1974 ; Guérangé & Lozès, 1981 ; Colchen et al., 1997 ; Ternet *et al*., 1997 ; Denèle *et al*., 2014 ; Cochelin *et al*., 2018), et peuvent être corrélées avec les structures observées localement sur le secteur de Salau (Derré, 1973, 1978 ; Derré *et al*., 1980 ; Charuau, 1974 ; Soler, 1977 ; Soler & Fonteilles, 1980 ; Kaelin, 1982 ; Lecouffe, 1987 ; Fonteilles *et al*., 1989) :

- Phase A : Cette phase génère des plis ouverts P_0 de toutes dimensions (hectométriques à kilométriques) dont les axes horizontaux ont une direction N45°E (*figure 66*). La foliation sub-horizontale correspondante est faiblement marquée par la cristallisation de phyllites orientées parallèlement aux plans axiaux. Ces structures sont difficiles à observer en raison de la surimposition des phases postérieures. Les chevauchements du pic de Montaud et du Port de Salau au niveau des schistes noirs siluriens sont reliés à ce stade de déformation précoce. Selon Losantos *et al*. (1985) et Bodin & Ledru, (1986), ces chevauchements seraient à vergence sud. Cette phase correspond à l'évènement D1 de Denèle *et al*. (2014) ;

- Phase B : Elle est responsable des plissements synchrones du métamorphisme régional de faciès schiste vert. Les plis P_1 sont isoclinaux, d'amplitude hectométrique à kilométrique et sub-verticaux ou déversés vers le sud. Les axes de plis sont N110-N120°E. La foliation S_1 de plan axial est marquée dans les niveaux pélitiques des « Barrégiennes » par de la muscovite et de la chlorite, et par de la margarite ou de la paragonite dans les shales bleutés. Le métamorphisme de faible degré (faciès schiste vert) se caractérise par de l'albite dans les roches pélitiques et de l'épidote dans les niveaux carbonatés. Ces plis P_1 déforment les plis précédents en donnant des figures d'interférence en croissants et champignons (Ramsay, 1967 ; *figure 68*) bien visibles dans les calcaires dévoniens. La foliation moule la bordure de la granodiorite de la Fourque et semble sub-contemporaine de la mise en place de l'intrusion (Gleizes, 1992) ;

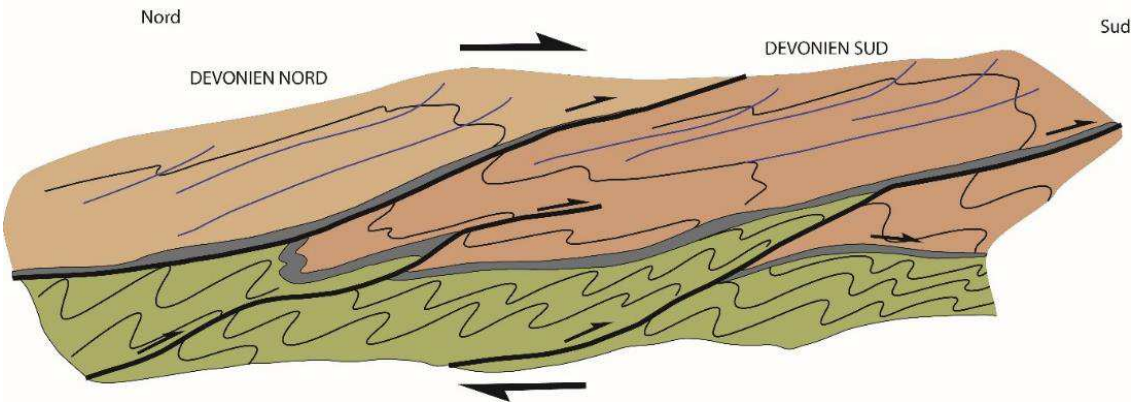


Figure 66 : Schéma interprétatif de la phase tectonique précoce régionale A (modifié d'après Bodin & Ledru, 1986)

Des plis P_2 hectométriques presque semblables avec des flancs à fort pendage (60°S et 70°N) sont également observés. La direction de leurs plans axiaux N110-N120°E se confond avec ceux des plis P_1 qu'ils déforment. Cette interférence est particulièrement remarquable sur le versant de Saube, à l'est de la Fourque où des sills de microgranite dans les calcaires supérieurs et les Barrégiennes reflètent ces différents plis (visibles cartographiquement ; (*figure 69*, *figure 67 et figure 70*, Charuau, 1974). Observée à l'échelle centimétrique, la foliation métamorphique S_1 est déformée et affectée par une schistosité de crénulation S_2. Cette phase pourrait être interprétée comme un continuum de déformation durant lequel se met en place la granodiorite de la Fourque (Charuau & Derré, 1976). Cette phase B correspond à la phase D2b de Denèle *et al*. (2014) ;

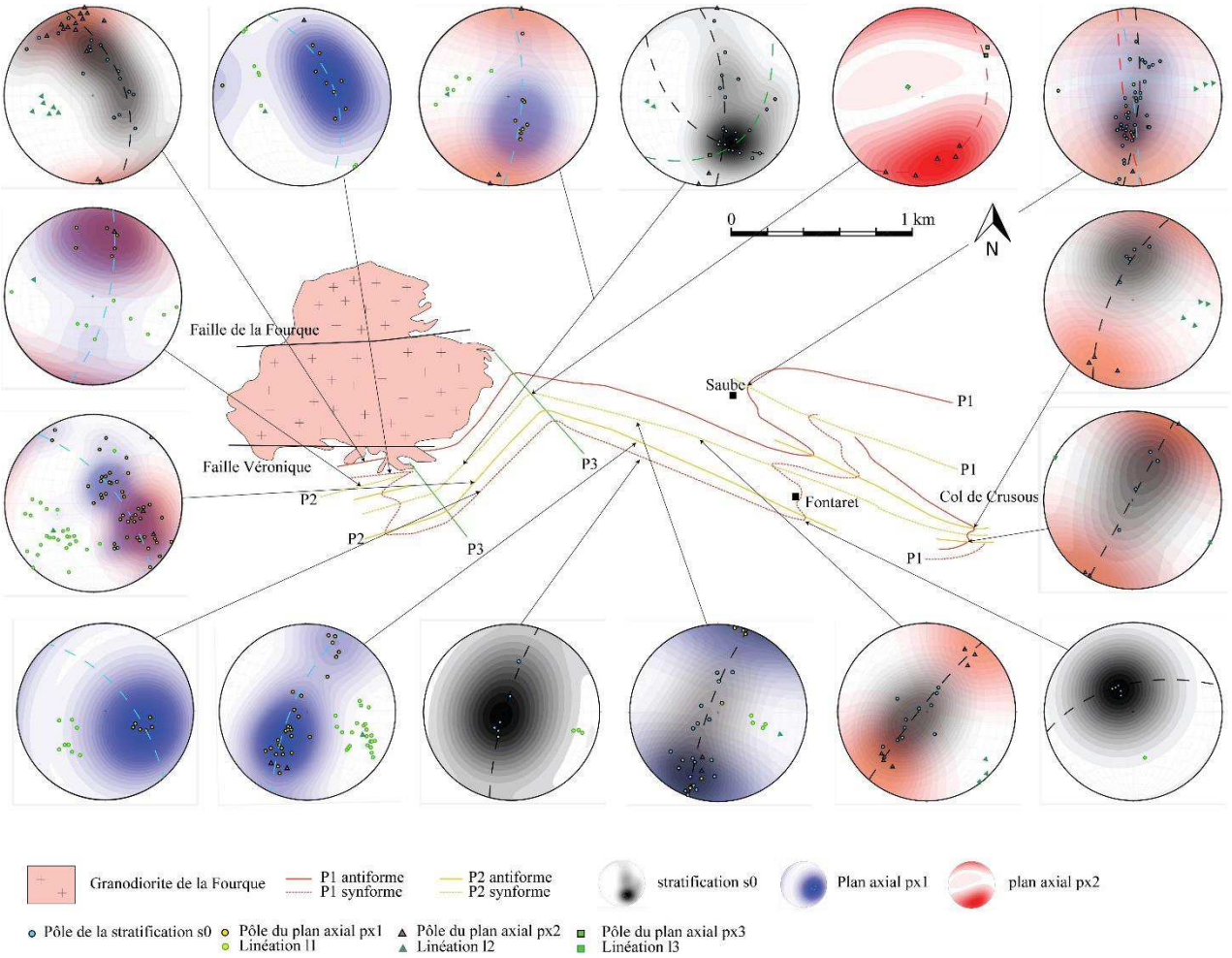


Figure 67 : Carte des différents axes de plis dans l'environnement de l'intrusion de la Fourque (modifié d'après Charuau, 1974).

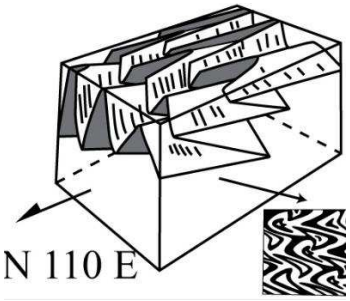


Figure 68 : Figures d'interférences des plis P1-P2 en croissants et champignons (Ramsay, 1967 ; modifié d'après Derré et al., 1980).

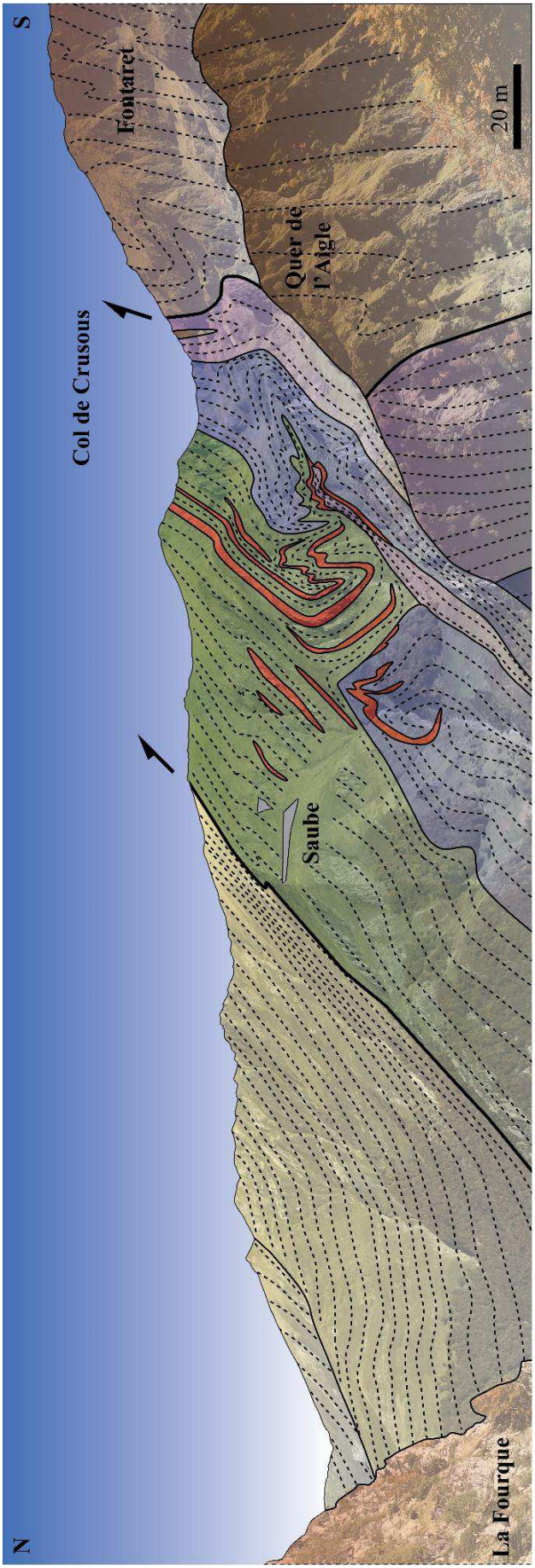


Figure 69 : Interprétation géologique d'un panorama N-S photographié depuis l'est du massif de la Fourque, au niveau du Bois d'Anglade. Les interférences de plis P1-P2 décrits par Charuau & Derré, 1976 sont particulièrement visibles au niveau des sills de microgranite replissés.

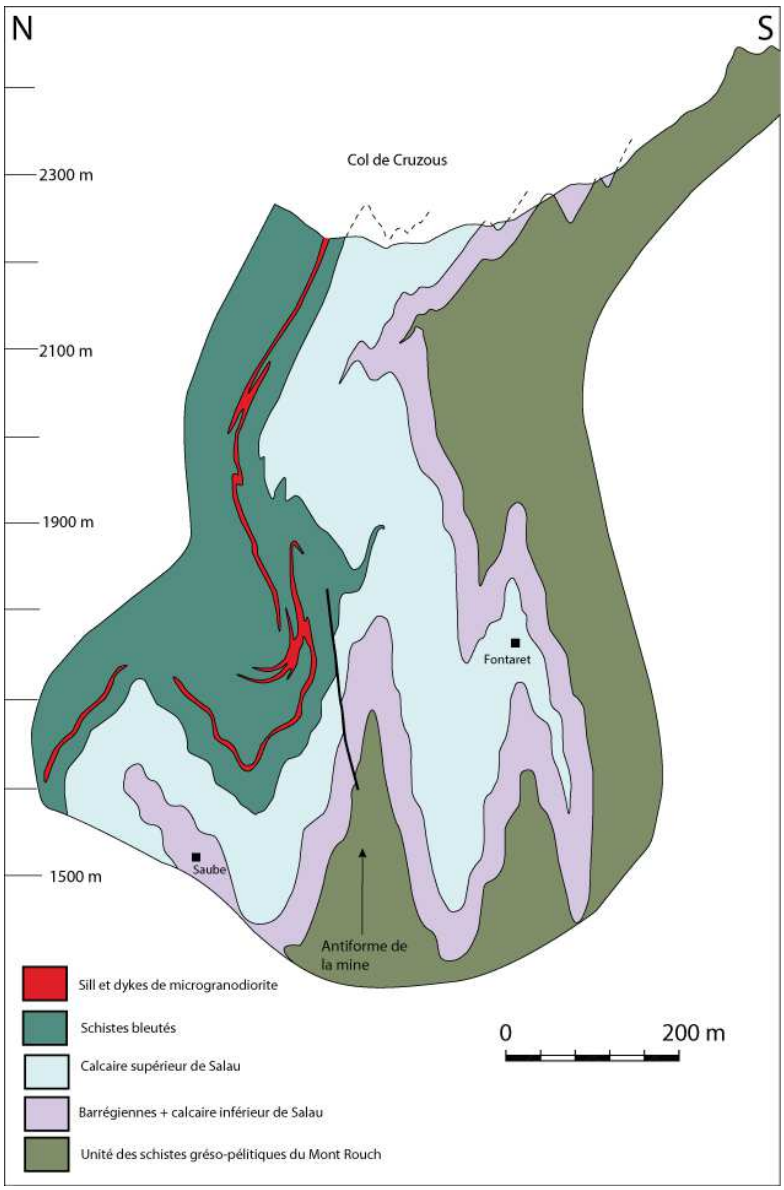


Figure 70 : Coupe N-S des plis superposés du versant de Saube visibles au niveau des sills de microgranite replissés (modifié d'après Fonteilles et al., 1989).

Quelques déformations postérieures sont représentées par des plis en chevrons P_3 ou des flexures qui déforment les structures antérieures. Les plans axiaux de ces plis P_3 sont de direction N140-N150°E et associés à une schistosité de fracture S_3. Dans le secteur de la mine, ils sont responsables de la torsion des directions de plis P_1 et P_2 qui passent de N120°E à N40°E (*figure 67*). D'autres plis sont également localement visibles au niveau de plis à plan axial N70°E à charnières arrondies à large courbure.

- Phase C : Elle est représentée par de grandes zones de cisaillements ductile-fragile de direction E-W (N80 à N120°E) à fort pendage (60°N à 80°N). Elles sont jalonnées par du quartz et des brèches. Ces dernières affectent le contact entre la granodiorite de la Fourque et l'encaissant carbonaté. Elles sont marquées par des plis d'entrainement dans les marbres ou des figures C-S et des brèches dans la granodiorite (Soler, 1977; Kaelin, 1982; Ledru & Autran, 1987). Elles se localisent préférentiellement sur les flancs des plis P_2. Cette phase correspond à l'évènement D3 de Denèle *et al.* (2014).

vi. Minéralisations et contexte minier historique

En 1959, B. Passaqui, géologue au BRGM, découvre les skarns à pyrrhotite et scheelite de Salau vers 1400 m d'altitude, dans le « ravin de la Fourque » au contact du petit apex granodioritique de La Fourque (1 km de diamètre ; Guiraudie *et al*., 1960). Ce site est alors choisi pour une prospection détaillée. Les premiers travaux de reconnaissance furent lancés en 1962, après une cartographie de l'extension de l'intrusion (*figure 72*). Les corps minéralisés essentiellement constitués de silicates calciques, de scheelite et de pyrrhotite se localisent sur toute la périphérie du massif de granodiorite. Trois secteurs situés au sud de l'intrusion furent choisis pour mener les investigations, la zone du Bois d'Anglade, la zone de La Fourque et la zone du Bois du Maillet (*figure 71*).

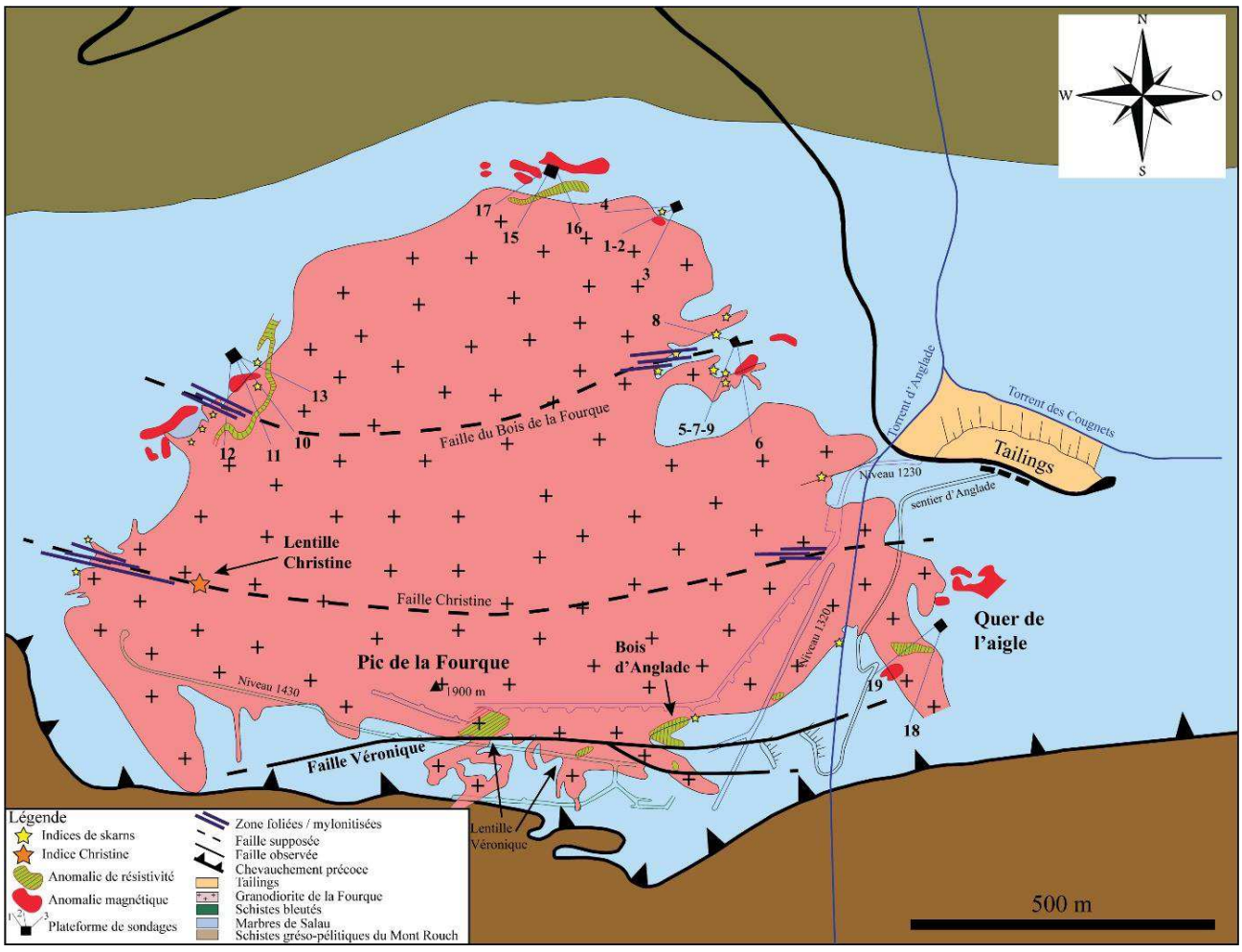


Figure 71 : Carte des indices et travaux miniers historiques réalisés autour de l'intrusion de la Fourque

Pour des raisons d'accessibilité, la zone du Bois d'Anglade à 1430 m d'altitude fut choisie pour étudier les affleurements de skarns riches en sulfures après décapage et implanter une campagne de 15 sondages (1500 m cumulés) en 1964. Les premiers résultats furent très encourageants. Ils montrèrent de fortes teneurs en scheelite (jusqu'à 3 % WO_3 en moyenne) ainsi que la présence d'or en distribution hétérogène (0,2 à 3 g/t), de traces de bismuth (0,01 %) et de cuivre (0,3 % Cu) dans le minerai (Guiraudie *et al.*, 1964).

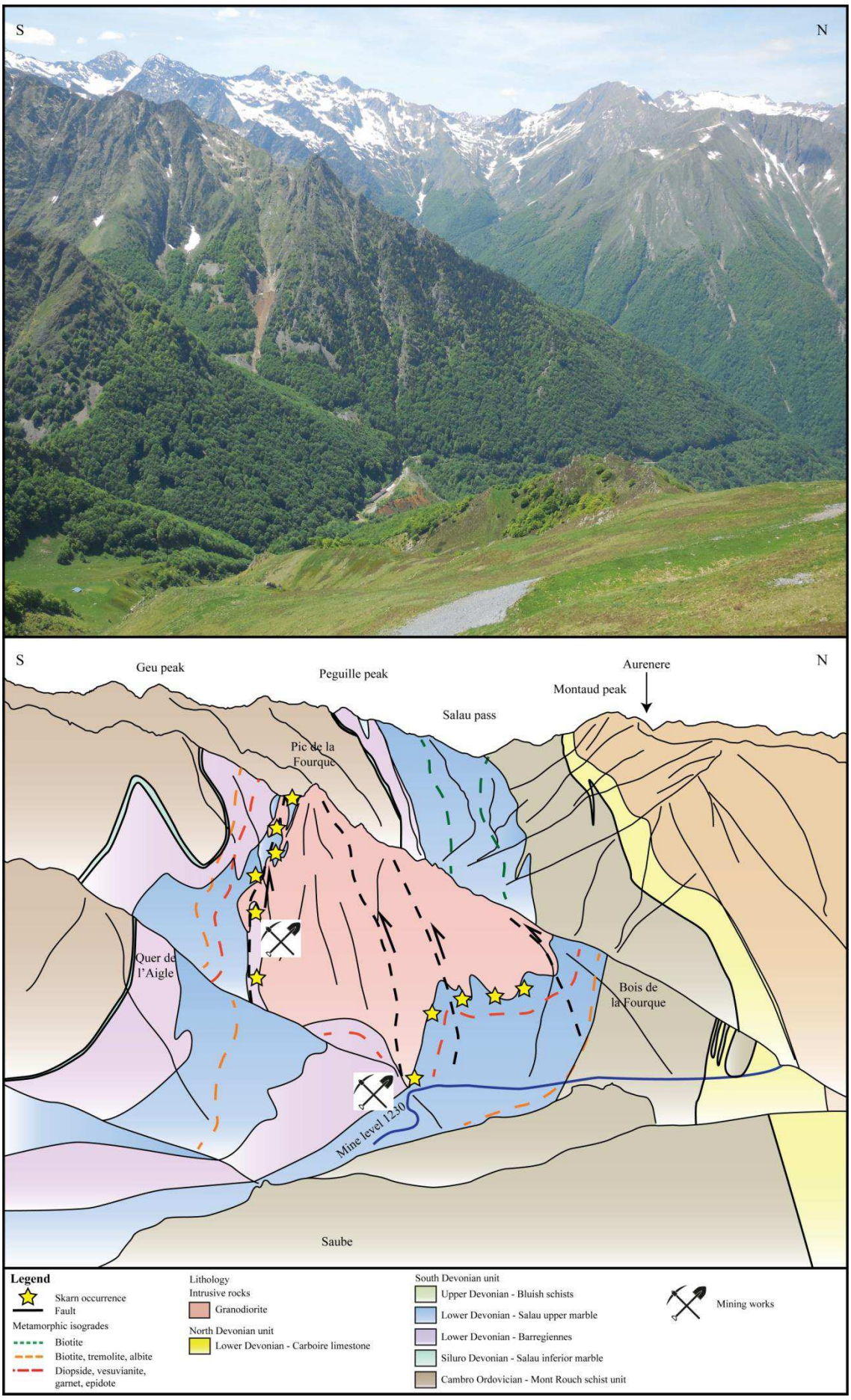


Figure 72 : Interprétation géologique d'un panorama N-S photographié depuis le terril de l'indice à Pb/Zn de Saube. Les skarns à scheelite se localisent sur toute la périphérie du massif de granodiorite de la Fourque.

Les mêmes minéraux furent observés dans les zones V (1620 m), VI du ravin (1750 m) et II-III (1800 m) sous le col de la Fourque (Berthault & Passaqui, 1962). Une campagne de résistivité et de magnétisme dans la zone du Bois d'Anglade apportèrent une confirmation sur le tonnage reconnu, estimé à 580 000 t à 0,9 % WO_3, soit environ 5200 t WO_3 (Guiraudie *et al.*, 1964). Une observation importante fut alors réalisée, les teneurs en WO_3 des zones riches en pyrrhotite sont les plus élevées (0,7 à 3 % WO_3) alors que celles des zones où les skarns sont pauvres en pyrrhotite sont faibles (0,2 - 0,4 % WO_3).

Plusieurs autres campagnes de sondages et de géophysique (magnétisme, électromagnétisme et résistivité) furent engagées suite à ces premiers résultats dans le but de préciser la géométrie des corps minéralisés. Ainsi, en 1965-1966, le BRGM s'associa à Omnimines et C.M.M. pour entreprendre des sondages et des galeries de recherche à différentes altitudes (1475 m, 1452 m). A partir de la galerie 1430, des sondages percutants vers le sud (maille de 10 m) puis deux recoupes (R188 et R288) vont recouper la "Formation Sud" du Bois d'Anglade (*figure 73*). Ces recoupes vont montrer que les puissances minéralisées étaient surestimées (4 m au lieu de 13 m), en raison de l'angle d'impact des percutants. Des sondages carottés horizontaux (maille de 20 m) alternés avec des percutants (maille de 10 m) permirent de reconnaitre l'aval et l'amont de la "Formation Sud" (100 m de longueur, 80 m de hauteur, 0,35 à 5 m de puissance, 50 000 t de minerai à 1,2 % WO_3).

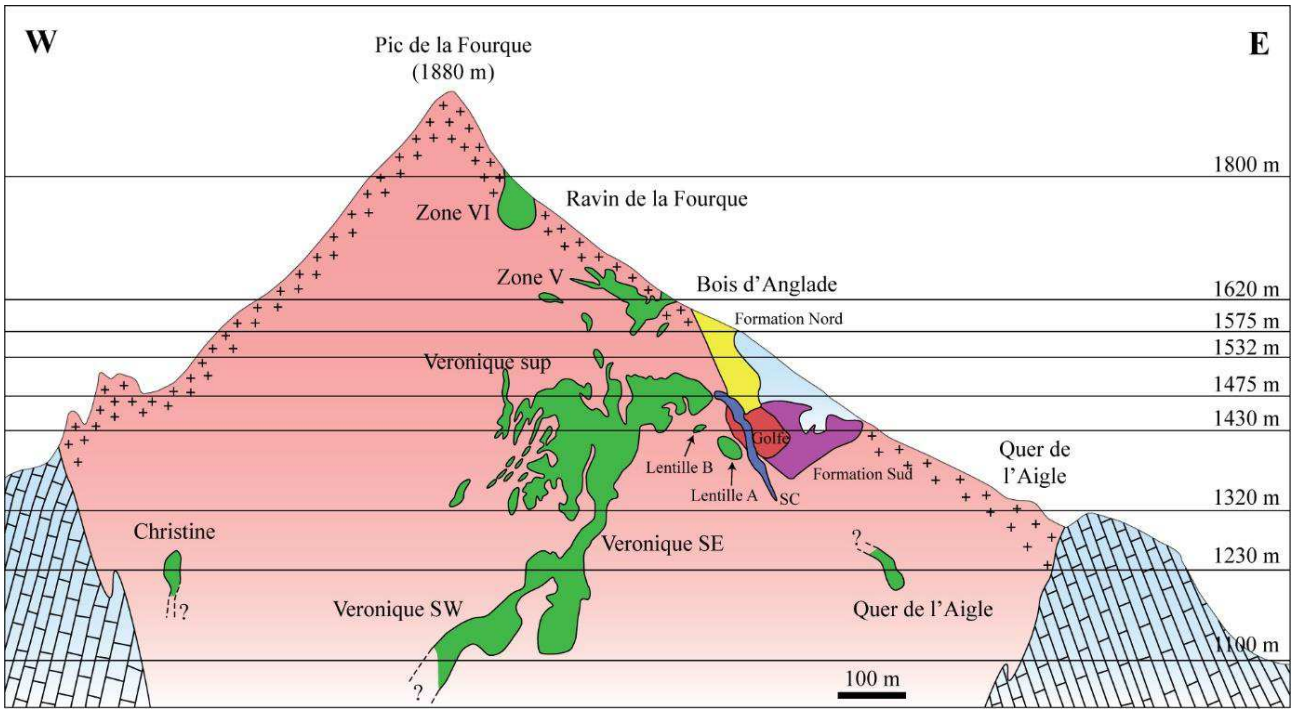


Figure 73 : Coupe schématique E-W du gisement de tungstène de Salau (modifié d'après Fonteilles et al., 1989)

Une étude pétrographique détaillée (Fonteilles & Machairas, 1968) et une étude de valorisation du minerai furent alors entreprises pour préparer les essais semi-industriels de traitement afin de montrer l'exploitabilité du gisement. Le minerai échantillonné dans les deux recoupes de la "Formation Sud", conclut à la possibilité de faire des concentrés par flottation avec une récupération de 50 à 65 %. La cubature du gisement fut alors affinée avec une teneur moyenne de 1,25 % WO_3 au lieu de 0,9 % WO_3.

Quatre corps minéralisés constituant le Bois d'Anglade furent identifiés (Formation Nord, Golfe, Formation Sud, Colonne SC ; *figure 73*) et la décision de mise en exploitation fut prise en 1967 avec la création de la Société Minière d'Anglade (SMA). Les actionnaires de la société furent Coframines SA (filiale du BRGM), Shell, Charter group (filiale du groupe minier anglais Anglo-American) et Paribas.

Le démarrage de l'exploitation en 1970 nécessita d'importants travaux d'infrastructures, en raison de la situation du gisement sur les versants escarpés du massif, dans une zone à risques d'avalanches. Il fallut construire des routes, un mur paravalanche, des ateliers, des bureaux, des logements et une usine de traitement du minerai souterraine dans la galerie 1230. La production ne commença qu'en Avril 1971. Le retard était dû à un mauvais rendement du traitement du minerai lors de la première arrivée sur table à secousses dans la laverie, fin novembre 1970. La granulométrie de la scheelite fut surestimée lors des essais et cela entrainait la non-récupération de la scheelite fine (< 60 µm). Une étape de flottation fut alors introduite dans le schéma de traitement pour récupérer cette fraction. La présence de phosphore (apatite) dans les concentrés de flottation (0,5 - 1,7 % P_2O_3) a nécessité l'ajout d'une lixiviation acide dans le schéma de traitement.

Une importante lentille de minerai baptisée Véronique fut découverte entre 1975 et 1978 à 300 mètres à l'Ouest des corps minéralisés du Bois d'Anglade. Les sondages de reconnaissance permirent d'évaluer son contenu à 350 000 t à 1,75 % WO_3 soit 6500 t WO_3 (Derré *et al*., 2014) (*figure 75*). Cette nouvelle zone minéralisée a une forme complexe et irrégulière. La minéralisation est portée par plusieurs failles, dont un grand accident E-W qui est le prolongement de la faille longeant le contact entre la "Formation Sud" et l'apophyse de granodiorite voisine (Lecouffe, 1987). Dans le quartier Véronique, au sud de la faille au niveau 1430, la minéralisation est portée par les calcaires inférieurs graphiteux sous forme de lentilles séparées par des zones laminées. Au nord, la minéralisation est portée par les Barrégiennes et consiste en des skarnoïdes rubanés à pyrrhotite et scheelite. Cette faille affecte toute la bordure sud de l'intrusion (*figure 74*).

Selon Derré et al. (1980), la source des sulfures massifs présents au sein du minerai à proximité de la faille est issue de la circulation de fluides hydrothermaux riches en tungstène, or et cuivre lors de la phase rétrograde de métamorphisme de contact. Selon Fonteilles *et al.* (1989) ; cette "altération hydrothermale" a réagi avec l'encaissant calcaire préalablement skarnifié à haute température lors de la phase prograde. Cet épisode y précipite une minéralisation riche en scheelite (jusqu'à 3 % WO_3), pyrrhotite et chalcopyrite. Ces auteurs interprètent la source de cette "altération hydrothermale" comme étant liée à la formation des skarns et donc à la granodiorite de la Fourque. Au vu des critères chronologiques entre la faille Véronique et l'intrusion de la Fourque, d'autres auteurs (Ledru, 1986 ; Ledru & Autran, 1987), attribuent la formation des sulfures tardifs à la mise en place de la faille Véronique. Ils proposent également une source des fluides différente de celle de l'intrusion granodioritique de la Fourque. L'arrêt des travaux en 1986, n'a malheureusement pas permis d'étayer davantage cette hypothèse prometteuse.

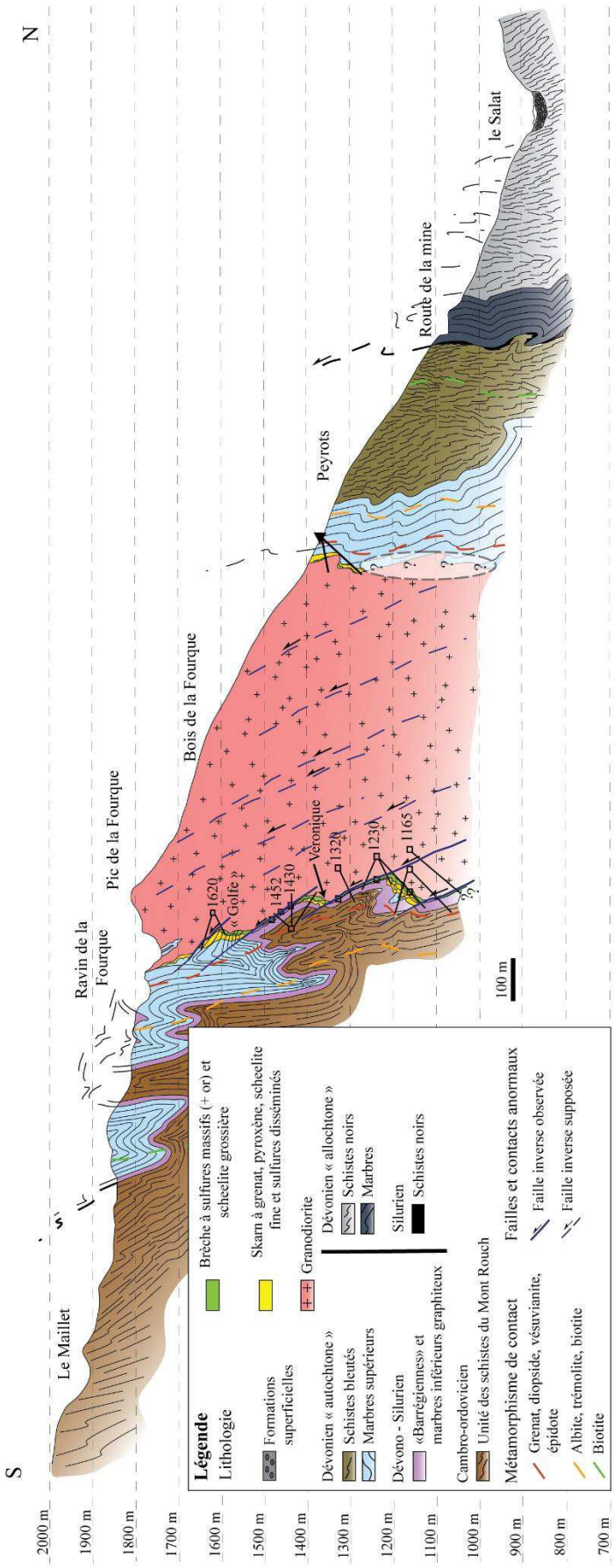


Figure 74 : Coupe N-S du massif de la Fourque montrant la distribution et la géométrie des différents corps minéralisés. La faille Véronique tronçonne les skarns selon un jeu dextre inverse (coupe réalisée d'après les principaux sondages et plans SMA de l'exploitation historique).

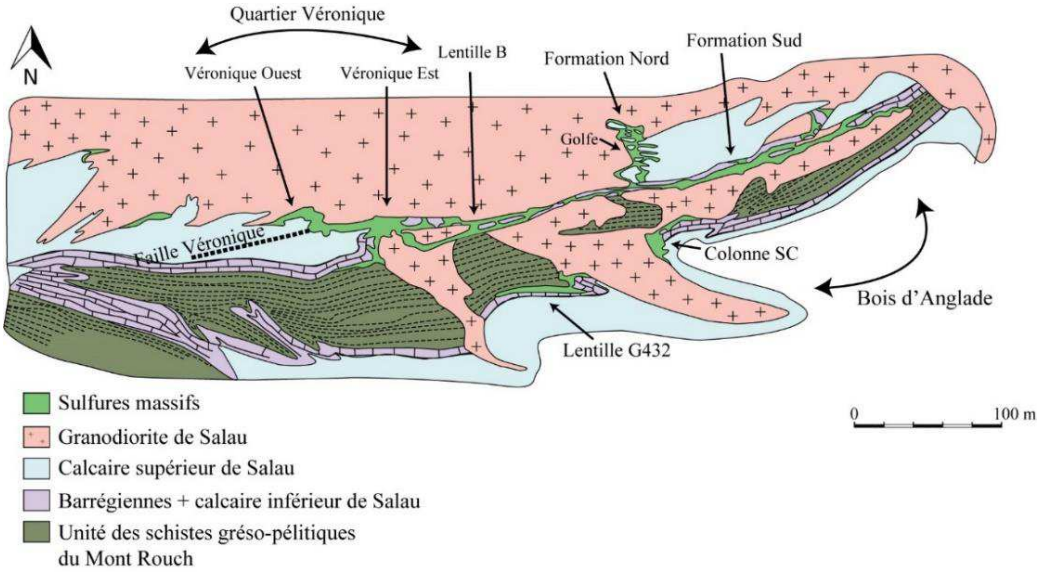


Figure 75 : Carte des différents corps minéralisés exploités à Salau au niveau du flanc sud-est de l'intrusion de la Fourque (modifié d'après Fonteilles et al., 1989).

En 1983, des recherches par sondage furent effectuées depuis la galerie 1230 m pour explorer l'aval pendage de la lentille Véronique. Le balayage réalisé jusqu'à la cote 1050 m (niveau le plus bas atteint par sondage), révéla une continuité de la minéralisation et confirma l'enfouissement du corps minéralisé « Véronique » (*figure 74*).

En 1985, la recherche de corps minéralisés depuis le niveau 1230 m permis de découvrir une riche formation minéralisée dénommée « Quer de l'Aigle ». Située à 150 m à l'est de la laverie, cette zone prometteuse située sous le pic éponyme était encore inexplorée.

La mine ferma en 1986 suite à la chute des cours du tungstène provoquée par le dumping chinois (18 500 $/t en 1980 contre 7000 $/t en 1986) et une volonté politique de cessation d'activité minière, malgré l'existence de réserves encore conséquentes (3000 t WO_3) et la découverte récente de corps minéralisés prometteurs (lentille Christine, Quer de l'Aigle, Aval Véronique) ; (Fonteilles *et al.*, 1989). Cette volonté politique fut décisive alors que des mines avec une production similaire à Salau résistèrent au dumping chinois et continuèrent d'exploiter (Mittersill, Autriche). Salau a produit au total entre 1970 et 1986 plus de 13 950 t WO_3 dans 930 000 t de minerai à 1,5 % WO_3 (*figure 76*).

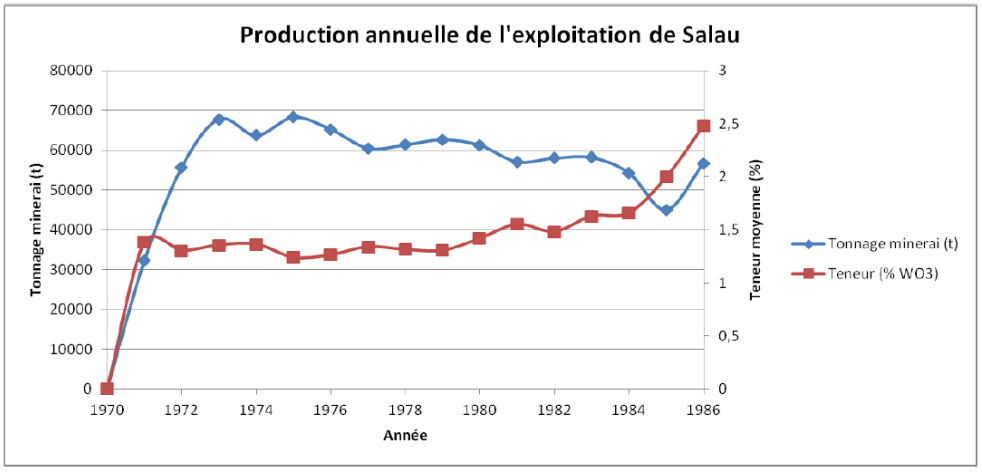


Figure 76 : Production annuelle de l'exploitation de Salau entre 1970 et 1986 (compilée d'après les archives SMA).

Chapitre III

ETUDE DES MINERAIS A L'ECHELLE DES CORPS MINERALISES

III. Etude des minerais à l'échelle des corps minéralisés

a. Description des corps minéralisés et des différents indices

i. Le Bois d'Anglade et les skarns

Morphologie et distribution

La particularité de l'intrusion de la Fourque est due à ses apophyses qui lui confèrent une géométrie plus ou moins complexe. Ainsi, les indices minéralisés de la zone du Bois d'Anglade sont situés dans une indentation du massif granodioritique s'apparentant à un « golfe » (*figure 77*) de Barrégiennes et de calcaires inférieurs. Les roches encaissantes sont situées dans une structure antiforme subverticale de direction N110°E. En surface, le cœur de l'antiforme est formé par les « Barrégiennes ». Dans la mine, au cœur de cette structure apparaissent les calcaires graphiteux inférieurs, puis la formation schisteuse du Mont Rouch, métamorphisée en cornéennes silico-alumineuses au voisinage de l'intrusion de la Fourque (*figure 77*).

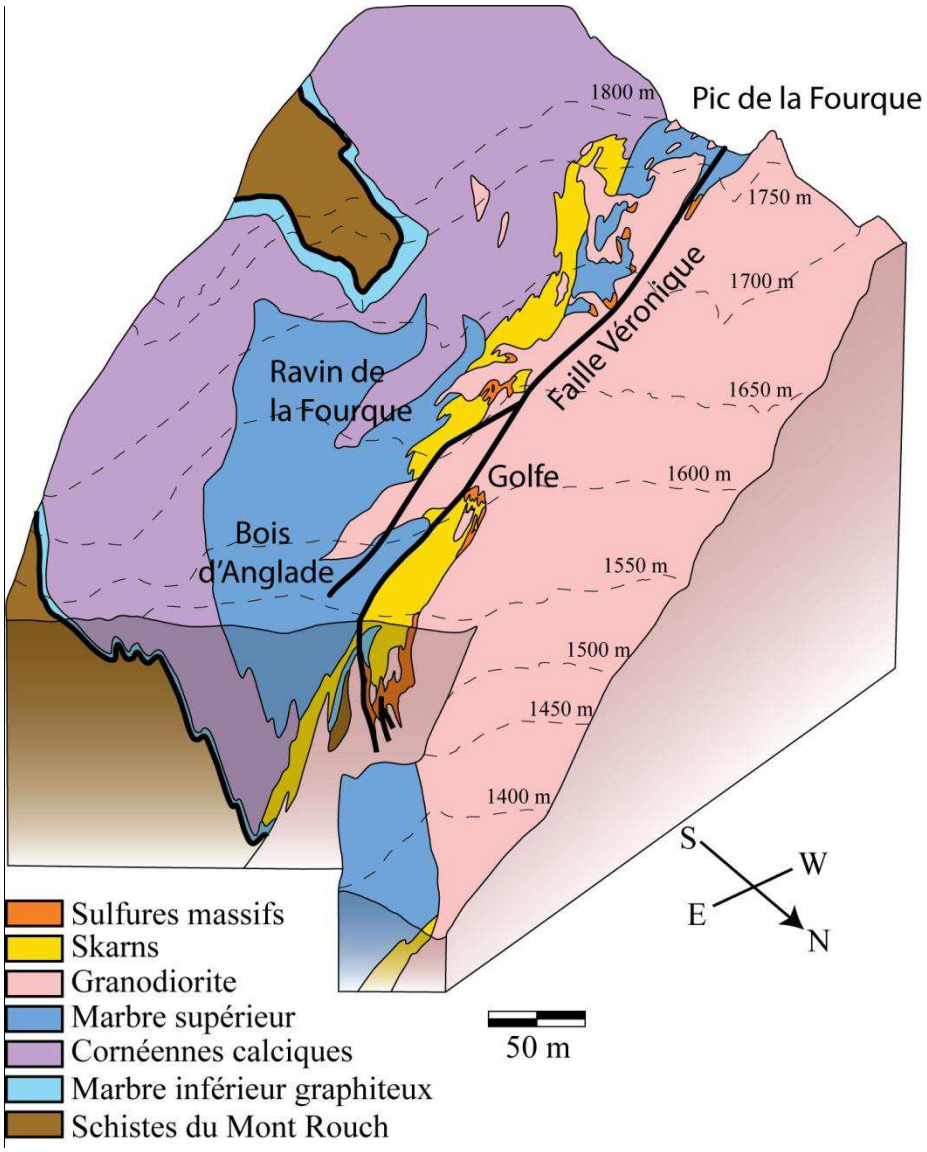


Figure 77 : Bloc diagramme 3D du ravin de la Fourque vu depuis le nord-est (modifié d'après Derré, 1973)

Ces irrégularités morphologiques sur le pourtour de l'intrusion ont la particularité d'augmenter la surface spécifique de contact entre la granodiorite et son encaissant carbonaté. Ces golfes sont bien développés au niveau du Bois d'Anglade ainsi que sur les bordures nord et est du massif. Ils concentrent la majorité des indices de skarns cartographiés en surface qui se localisent dans ces « golfes » et forment des « gouttières » en profondeur (*figure 78*).

Le Bois d'Anglade comprend quatre corps minéralisés principaux (*figure 78*) :

- la Formation Nord et le Golfe se situent dans la gouttière formée par la bordure sud et une apophyse sub-affleurante du massif granodioritique ;
- la Formation Sud est une lentille verticale entre deux apophyses de granodiorite ;
- la Colonne SC est une colonne de 150 m de hauteur, localisée dans une gouttière verticale.

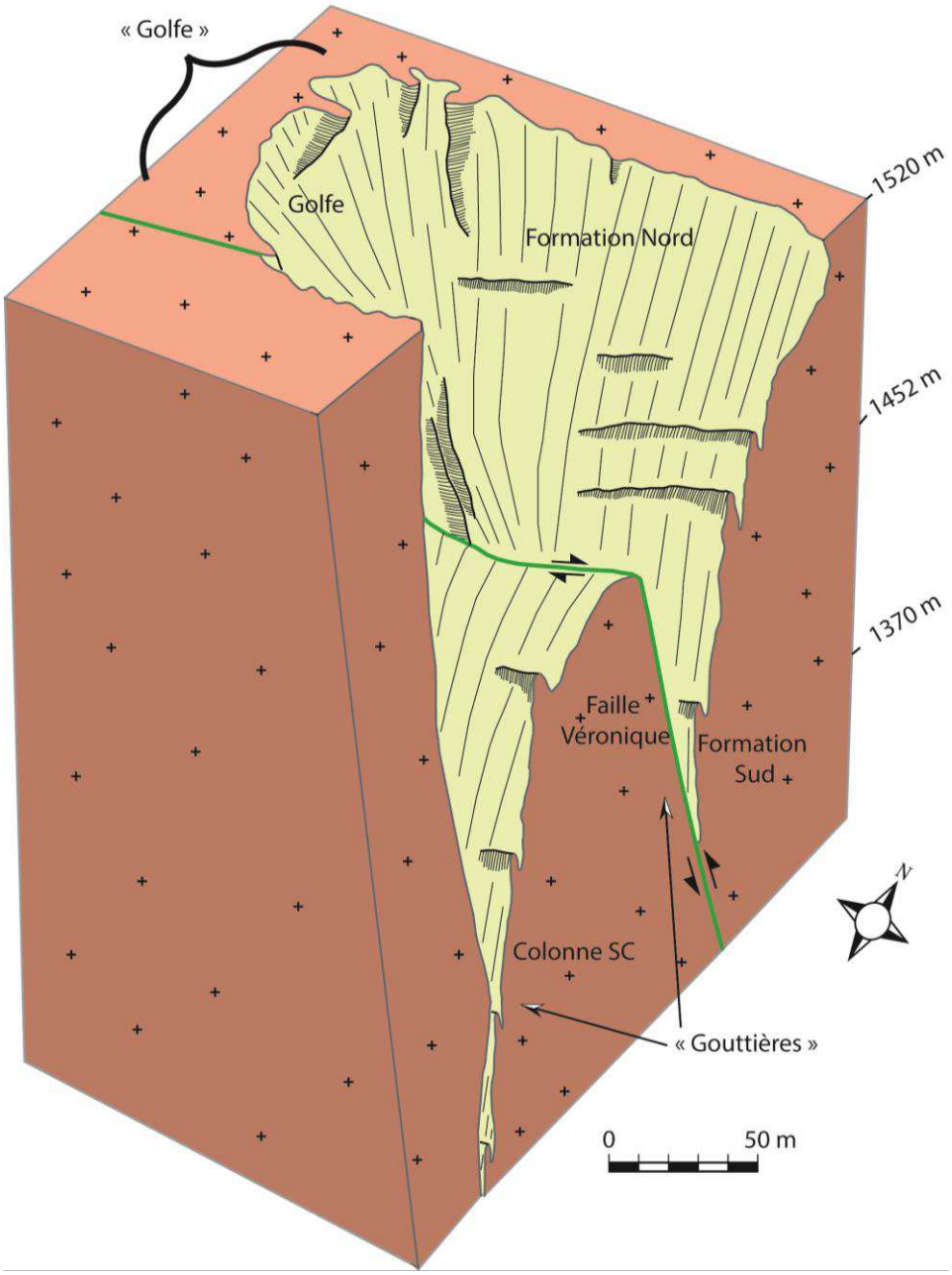


Figure 78 : Représentation 3D de la morphologie en golfe et gouttière des corps minéralisés du Bois d'Anglade au contact de l'intrusion granodioritique de la Fourque (modifié d'après un croquis de la SMA)

L'essentiel des corps minéralisés de ce secteur se situent à l'est et à l'ouest d'une apophyse de granodiorite sub-affleurante qui est recoupée par une faille importante (Véronique) avec une direction moyenne N120°E et un pendage de 80°N (*figure 78*). La continuité, les dimensions et la forme des corps minéralisés qui se localisent dans des "golfes" (en plan) et des "gouttières" (en coupe), dépendent de la forme de l'intrusion granodioritique et de la géométrie de la faille Véronique (*figure 79*). Des exoskarns (0 - 30 m de puissance) sont développés dans les calcaires inférieurs graphiteux et les Barrégiennes le long du contact avec l'intrusion. Des endoskarns sont également observables en bordure de l'intrusion, sur une faible puissance (< 50 cm de puissance). Les Barrégiennes forment généralement le protolithe de skarns plus épais que ceux développés aux dépens des calcaires inférieurs. Cela s'explique en partie par une perméabilité plus élevée que dans le calcaire inférieur, en raison des alternances entre lits pélitiques et carbonatés, qui permet une meilleure percolation des fluides.

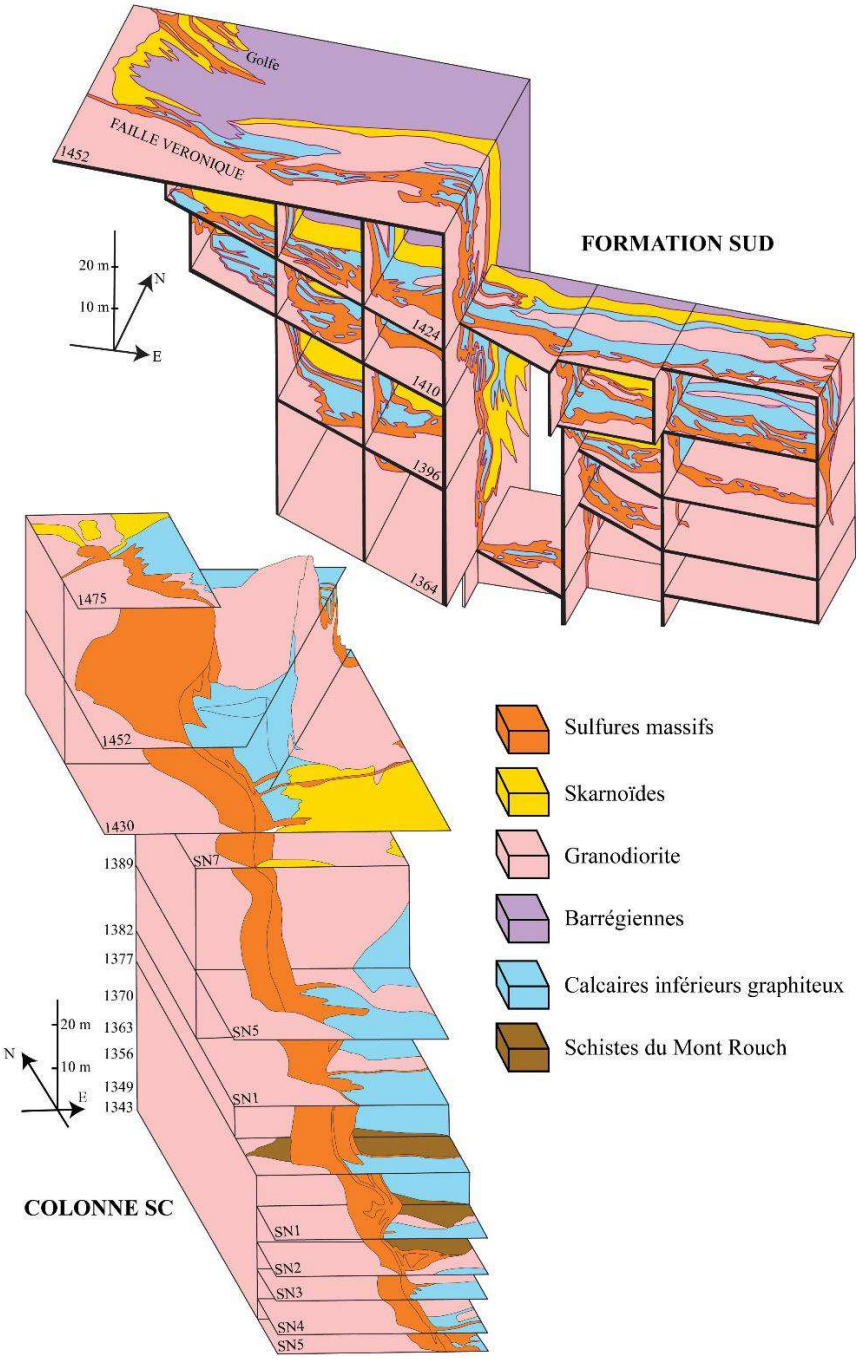


Figure 79 : Bloc diagramme 3D de 2 corps minéralisés du Bois d'Anglade : la Formation Sud et la colonne SC (modifié d'après Derré, 1973).

En surface, la zone du Bois d'Anglade correspond à un vaste dépilage de plus de 50 m de hauteur effectué par la SMA entre les anciens niveaux d'exploitation par chambre et piliers (*photo 1*). Il se compose de trois niveaux principaux qui permettent d'observer le contact entre la granodiorite et l'encaissant. La faille Véronique n'est pas observable directement depuis le dépilage, cependant, quelques galeries orientées vers la formation Sud, permettent de déceler quelques indicateurs de sa proximité. Par exemple, sur certains affleurements de la partie sud, la granodiorite est fortement altérée (silicifiée et envahie de sulfures parfois massifs) et cataclasée selon des réseaux de failles cassantes E-W et généralement sub-verticales. Par ailleurs, sur cette même paroi, les exoskarns au contact de l'intrusion sont généralement riches en sulfures massifs (pyrrhotite dominante, mais également arsénopyrite, chalcopyrite et sphalérite). La partie est de cette carrière ne montre pas de granodiorite cisaillée mais les skarns sont riches en sulfures massifs. La partie nord montre un contact non cisaillé et où le skarn n'est pas riche en sulfures massifs. La présence de ces sulfures massifs semble être fortement corrélée à la déformation observée dans la granodiorite à son voisinage. L'encaissant est principalement constitué de Barrégiennes transformées en cornéennes calciques et présente une S0 subverticale de direction N100°E (*figure 80*).

Photo 1: Vue depuis le nord-est de la carrière du Bois d'Anglade montrant le contact très irrégulier de l'intrusion granodioritique avec l'encaissant où se trouvent les skarns et skarnoïdes à scheelite, parfois imprégné de sulfures massifs.

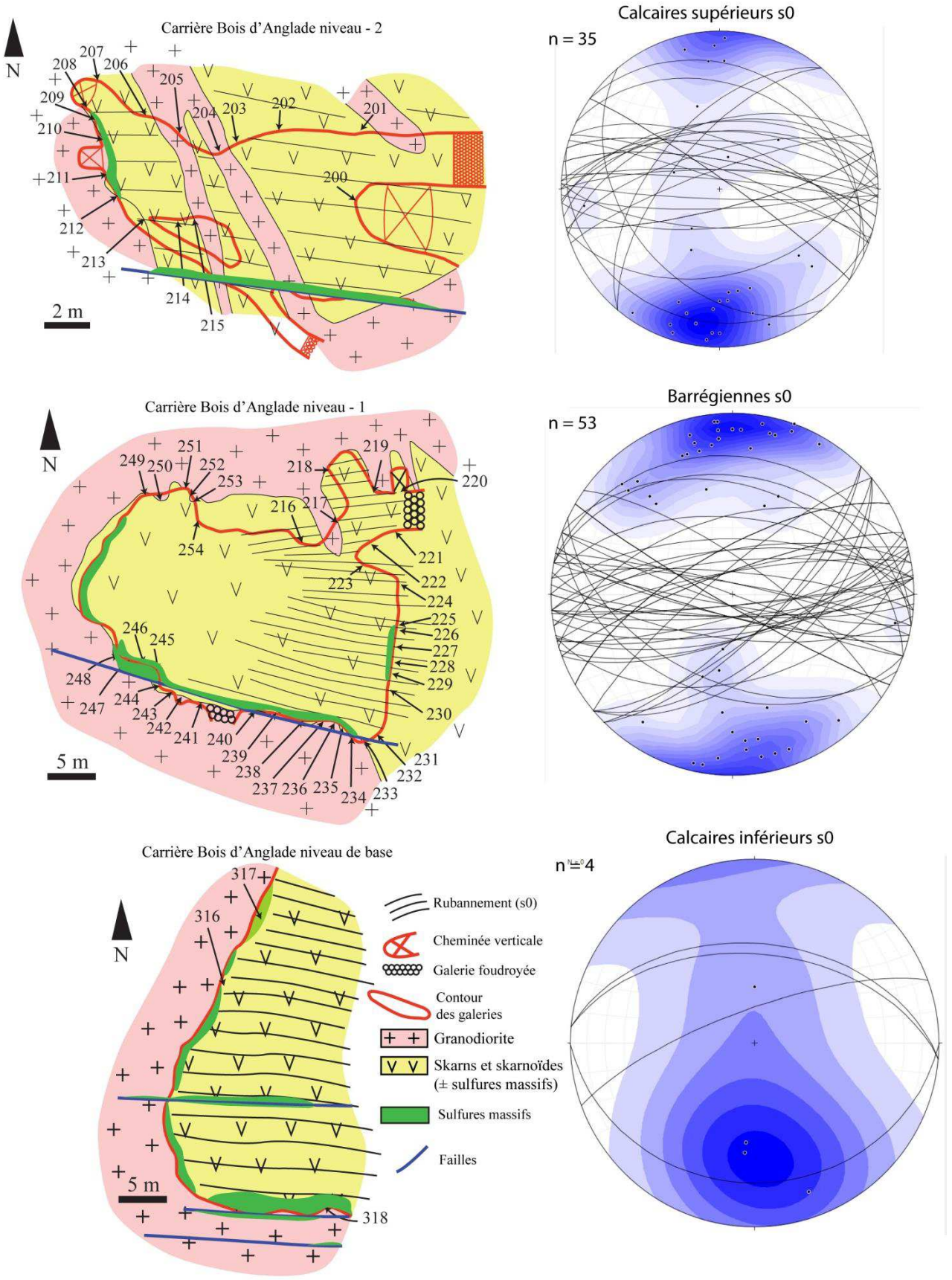


Figure 80 : Schéma interprétatif du levé géologique de la carrière du Bois d'Anglade montrant les relations entre les skarns et skarnoïdes à scheelite, les zones riches en sulfures et la granodiorite de la Fourque. Le contour rouge représente le contour du dépilage. Les positions des échantillons sont reportées. Les stéréogrammes montrent la distribution de la stratification encore visible dans les skarns et skarnoïdes.

Description des minéralisations

Au contact avec l'encaissant, la granodiorite de la Fourque est altérée en endoskarn (*photo 2 et photo 3*) qui montre fréquemment une épidotisation massive formant des bandes parallèles. Sa puissance est de quelques décimètres. L'épidote est de couleur crème et donne une teinte beige à la roche. La scheelite et la pyrrhotite sont rares.

Dans le secteur du Bois d'Anglade, il existe deux types d'exoskarns, pauvres en scheelite et pyrrhotite qui dépendent de la nature de la roche encaissante :

- (1) des skarns massifs (appelés skarns dans les anciens travaux), développés aux dépens des calcaires inférieurs graphiteux ("Formation Sud" et "Colonne SC") ;
- (2) des skarns rubanés (appelés skarnoïdes dans les anciens travaux), développés aux dépens des Barrégiennes ("Formation Nord" et "Golfe").

➢ Les skarns massifs

Les skarns massifs sont issus de la transformation des calcaires inférieurs graphiteux ou des calcaires supérieurs de la série Dévonienne carbonatée de Salau. Ils sont constitués de rubans monominéraux, généralement dominés par des pyroxènes (hédenbergite ou diopside) donnant une couleur verte à la roche (*photo 2*).

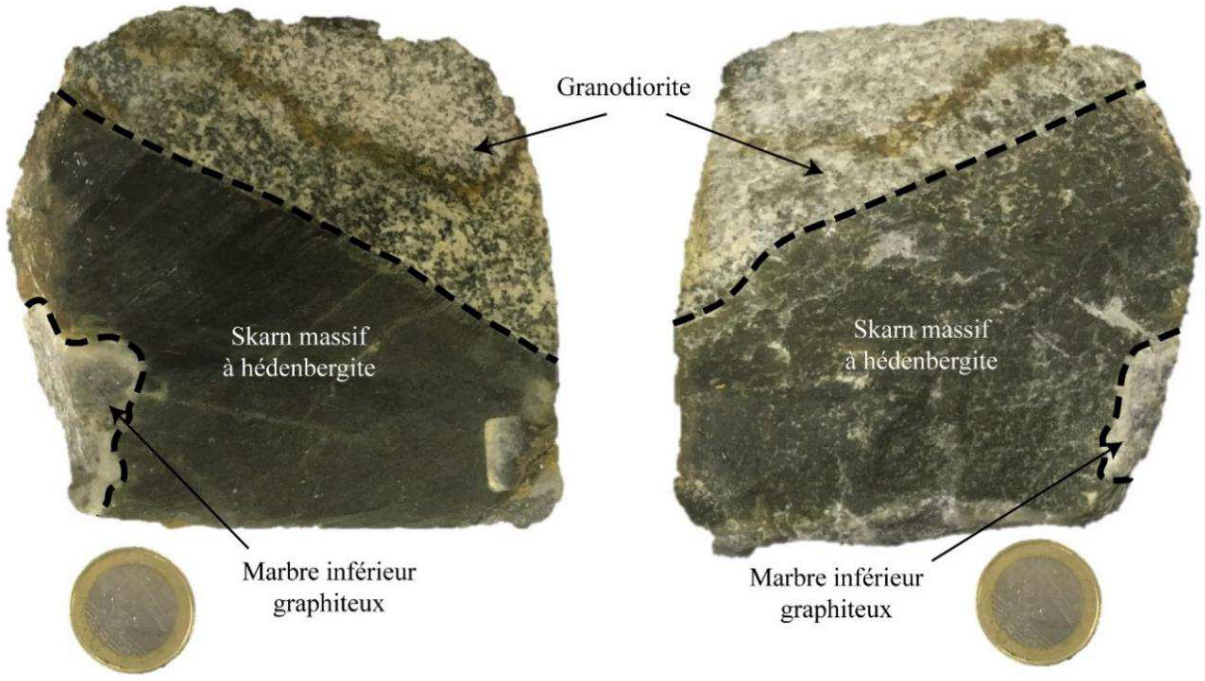


Photo 2 : Echantillon de skarn massif à hédenbergite au contact entre la granodiorite de la Fourque et les marbres inférieurs rubanés

Dans les marbres inférieurs, les skarns se présentent la plupart du temps en veines faiblement à fortement discordantes sur le rubanement graphiteux le long des dykes de granodiorite (*photo 3*). Leur puissance varie généralement de 1 à 50 cm. Des failles subverticales de direction N80°E peuvent parfois décaler ces dykes et les skarns associés selon un jeu dextre. La puissance des skarns développés est plus importante lorsque les dykes recoupent perpendiculairement la stratification des marbres, globalement orientés N100°E 80°N. Ces veines se relient latéralement aux skarns massifs plus proximaux développés le long du contact avec la granodiorite.

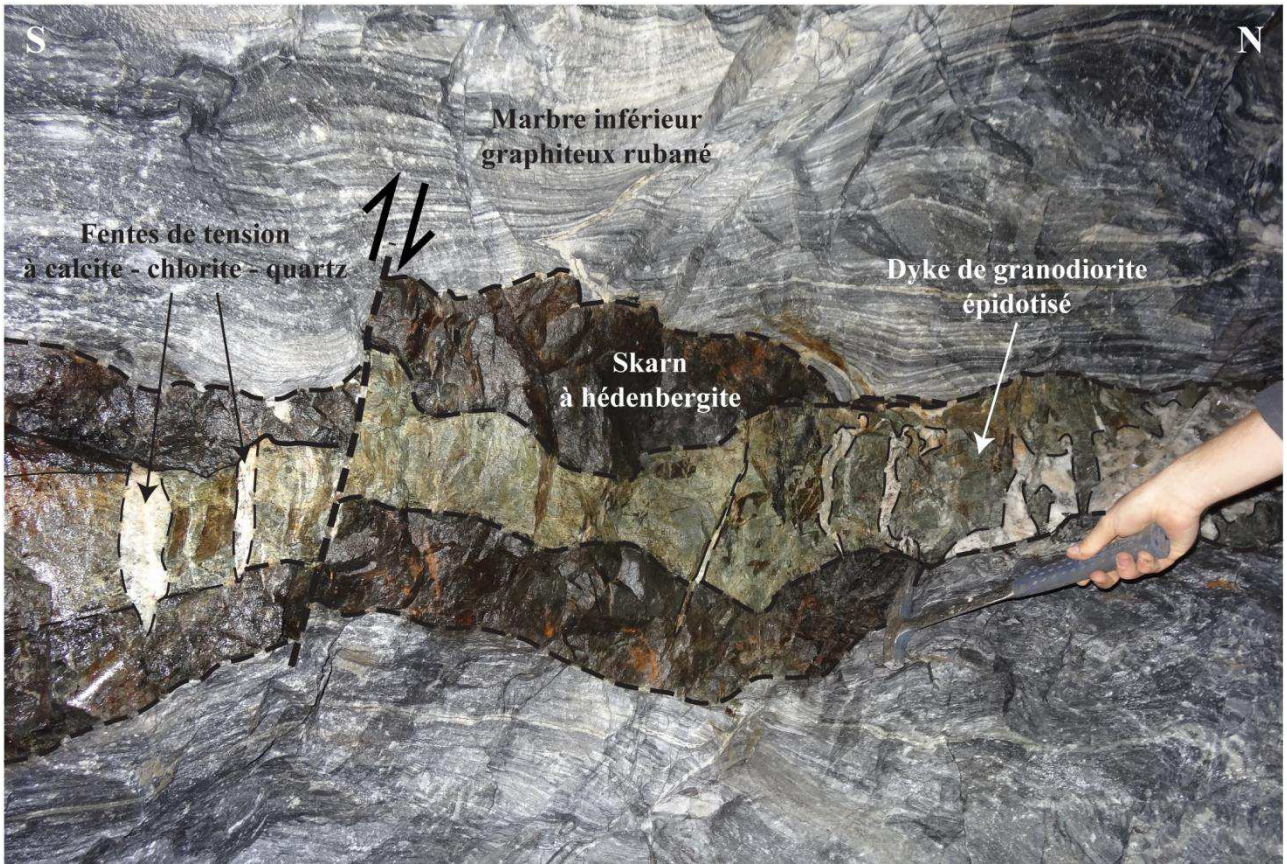


Photo 3 : Vue en couronne de galerie d'un skarn massif à hédenbergite développé au contact entre un dyke de granodiorite épidotisé et les marbres inférieurs rubanés

Trois types de zonations métasomatiques (A, B, C) peuvent être observées quand elles ont été préservées des évènements postérieurs (*et tableau 3*). Le type A (*photo 4*) représente la zonation la plus développée depuis un endoskarn à épidote, amphibole, titanite, apatite et allanite, formé aux dépens du dyke de granodiorite (10 cm) jusqu'à un exoskarn montrant une zone à grenat (3 cm), puis à pyroxène (5 cm) et enfin à wollastonite sur certains affleurements (1 cm). Au contact de l'exoskarn, le calcaire est altéré et marqué par la disparition du graphite sur une puissance d'environ 5 à 20 cm. Les zonations B et C sont plus restreintes et plus rares.

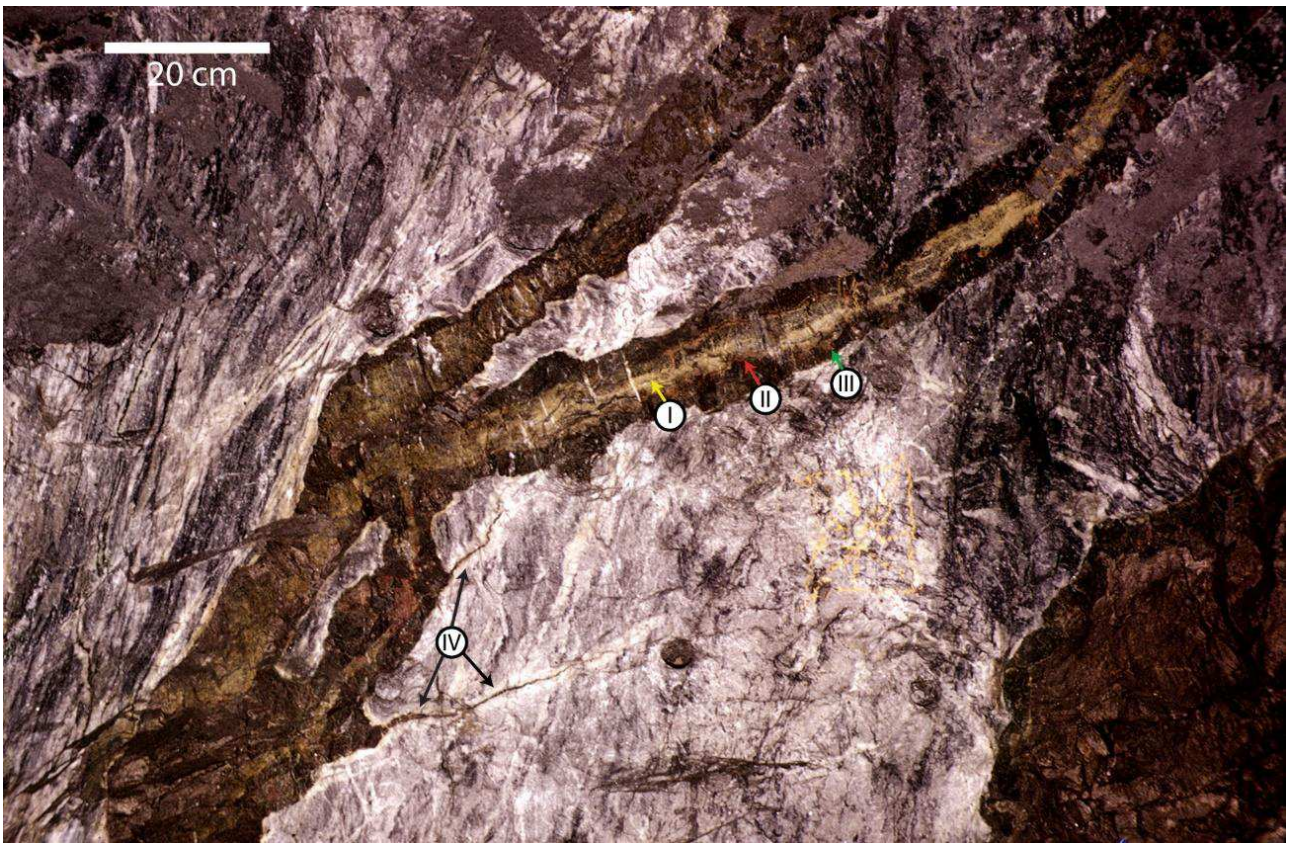


Photo 4 : Zonation de type A observée dans les skarns développés aux dépens des marbres inférieurs graphiteux ; (I) Endoskarn, (II) Exoskarn – zone à grossulaire, (III) Exoskarn – zone à hédenbergite, (IV) Marbre graphiteux lessivé (modifié d'après Derré et al., 2014)

	Endoskarn	**Exoskarn**			**Marbre**	
	I	II	III	IIIA	IV (< 1cm)	
Type A (rare)	Epidote, amphibole, sphène, apatite, allanite	Grossulaire	Hédenbergite	(wollastonite)	Disparition du graphite	Marbre graphiteux
Type B (assez commun)		Grossulaire	Hédenbergite	(wollastonite)	Disparition du graphite	Marbre graphiteux
Type C (très commun)			Hédenbergite	(wollastonite)	Disparition du graphite	Marbre graphiteux

Tableau 3 : Table récapitulative des 3 types de zonations pouvant être observés dans les skarns développés aux dépens des marbres inférieurs graphiteux (modifié d'après Derré et al., 2014)

La wollastonite de la zone IIIa est rare. Dans le schéma de la zonation métasomatique, la zone la plus en équilibre avec le fluide se situe au cœur (Fonteilles *et al.*, 1989). Ici, c'est le type A, un endoskarn, qui représente une composition minéralogique la plus proche de la source. Autrement dit, ce type de relations montre clairement que l'intrusion de la Fourque est à l'origine de la formation de ce skarn. La scheelite est très souvent concentrée dans la zone à hédenbergite de l'exoskarn, vers l'encaissant, mais peut également se trouver en bordure de l'endoskarn. Elle est généralement fine (< 100 – 200 µm) et forme des rubans dans le litage des calcaires skarnifiés.

- Les skarnoïdes (ou skarns rubanés)

Les « skarnoïdes » sont issus de la transformation des Barrégiennes. Ils sont formés par l'alternance décimétrique de rubans riches en pyroxène, épidote et titanite (skarnoïdes clairs), et de rubans à grenat, pyroxène et épidote (skarnoïdes sombres).
Leur rubanement caractéristique est hérité de celui des « Barrégiennes » (*photo 5 et photo 6*).

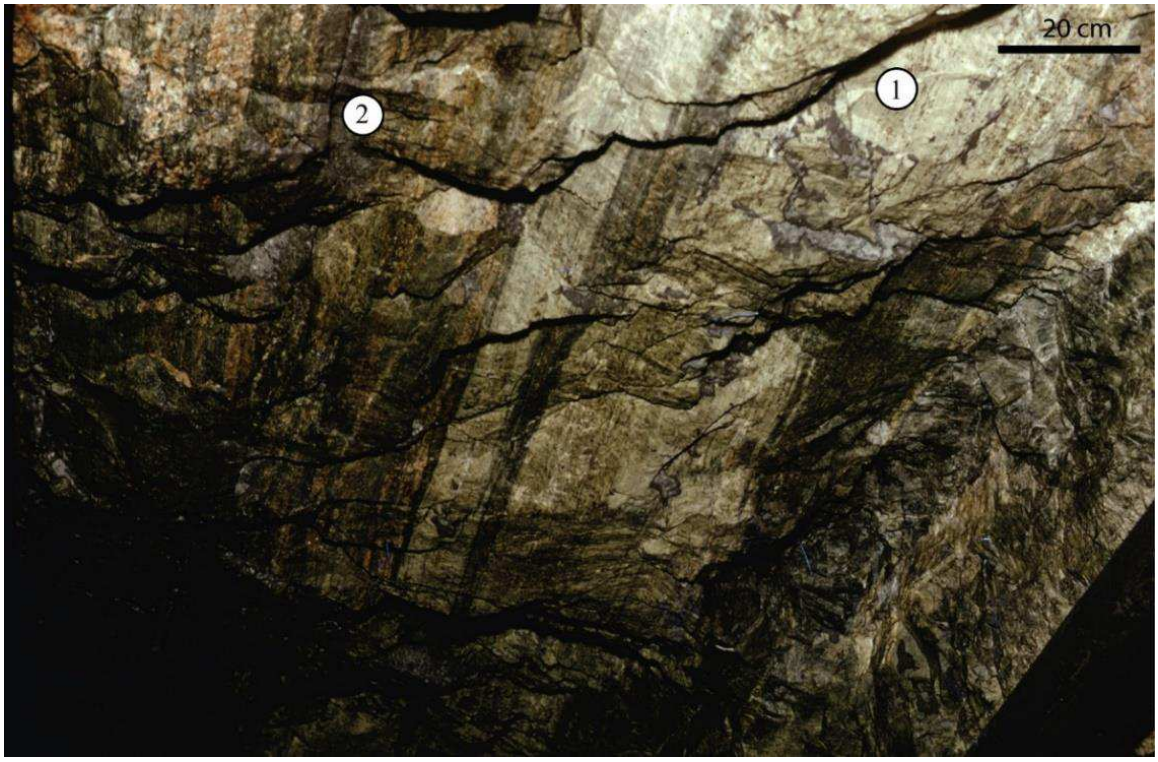


Photo 5 : Skarnoïdes rubanés clairs (1) et sombres (2) développés aux dépens des cornéennes calciques (photo en couronne, modifiée d'après Derré et al., 2014)

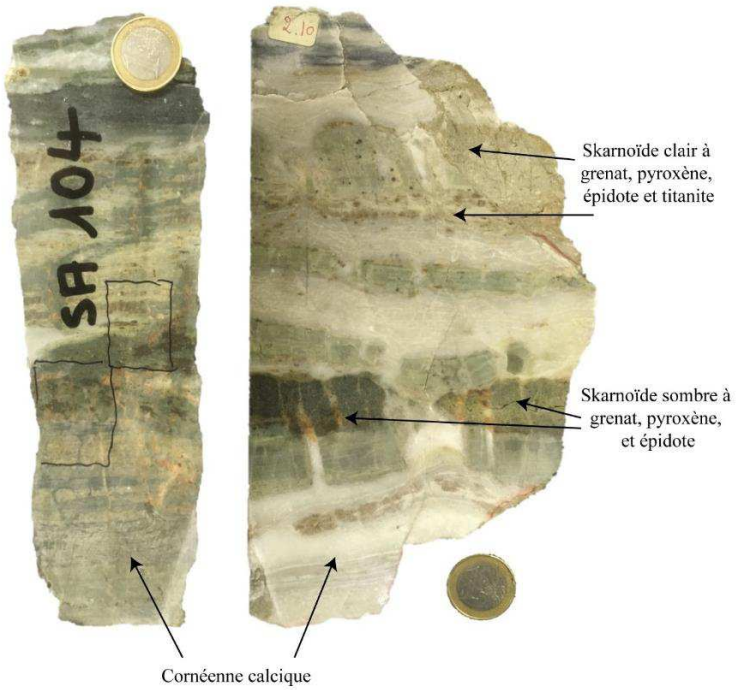


Photo 6 : Echantillon de skarnoïde du Bois d'Anglade ayant préservé le rubanement des Barrégiennes. L'alternance des niveaux pélitiques et carbonatés est marquée par des skarnoïdes clairs à grenat, pyroxène, épidote, titanite et des skarnoïdes sombres à grenat, pyroxène et épidote.

Les skarnoïdes sont disposés en dents de peigne sur la bordure de la granodiorite et s'étendent jusqu'à une trentaine de mètres du contact. Ils sont particulièrement abondants dans les « golfes » et les « gouttières » du Bois d'Anglade (*figure 81 et figure 82*). Le développement de ces skarnoïdes atteint une largeur importante, de l'ordre d'une vingtaine de mètres, quand l'intrusion recoupe perpendiculairement le litage des cornéennes calciques. En s'éloignant du contact avec la granodiorite, les skarnoïdes s'individualisent en corps stratiformes indentés dans les cornéennes calciques.

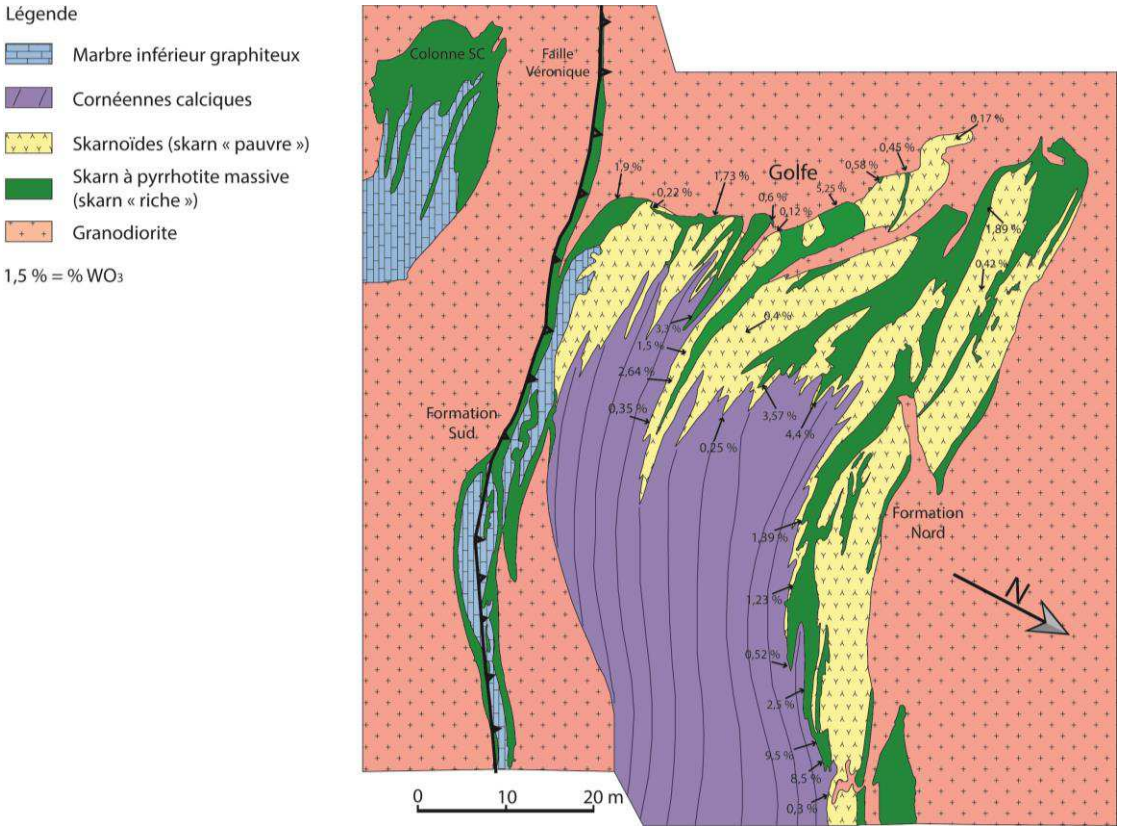


Figure 81 : Géologie du niveau 1452 m - Zone du Bois d'Anglade (modifié d'après document SMA)

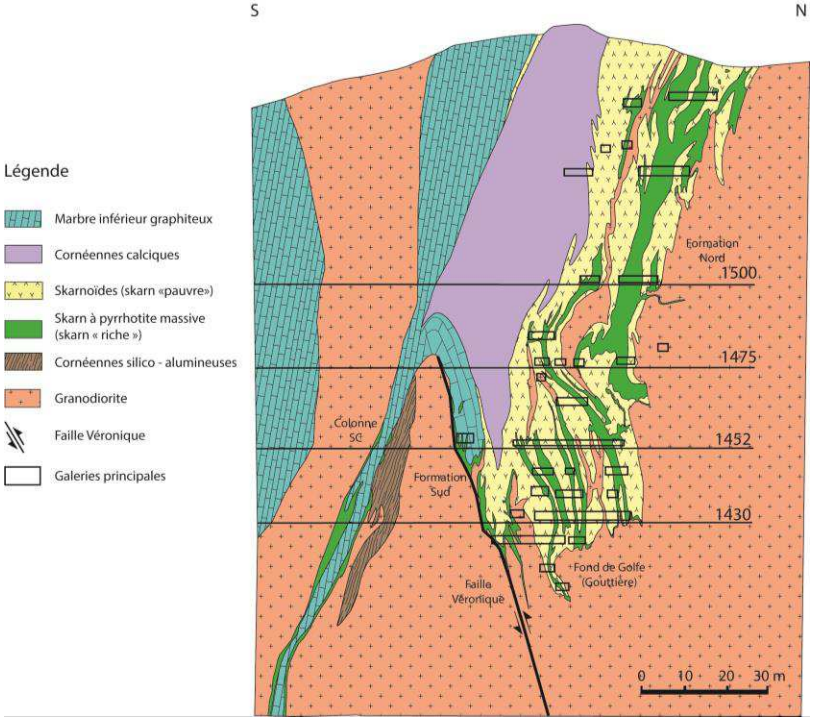


Figure 82: Coupe interprétative nord-sud à travers la zone du Bois d'Anglade (modifié d'après document SMA)

Le passage des skarnoïdes très sombres à hédenbergite aux cornéennes claires (beige) est généralement net, mais il peut parfois exister une zone de transition vert clair (*photo 7*). La zonation est moins évidente en raison de la composition initiale contrastée des rubans des cornéennes calciques. Au contact des lits de skarnoïdes, la matière organique des cornéennes calciques peut parfois disparaitre et donner une couleur très claire à la roche.

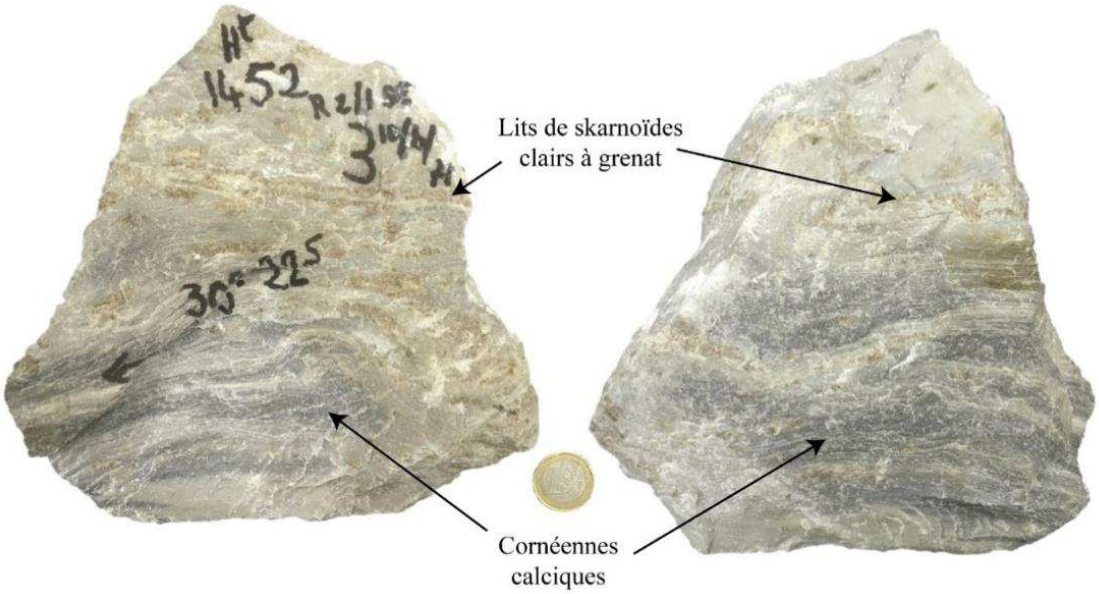


Photo 7 : Echantillon de skarnoïde clair développé aux dépens des cornéennes calciques

La localisation de rubans riches en grenat dans les skarnoïdes se situe dans le prolongement des rubans à vésuvianite dans les cornéennes calciques (*photo 8*). Ces rubans se sont développés au dépens des lits silico-alumineux des Barrégiennes.

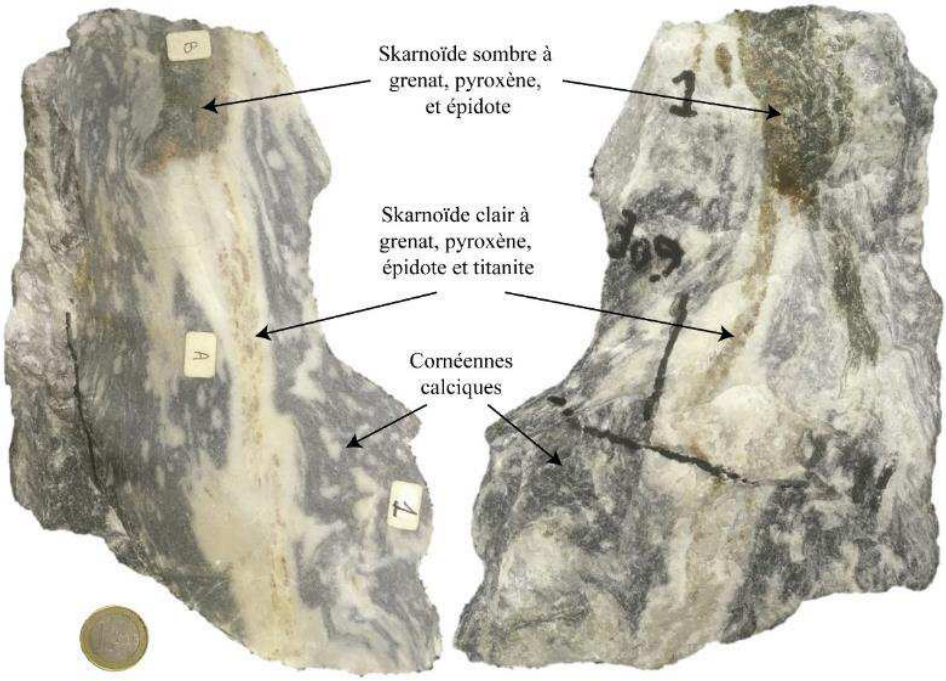


Photo 8 : Echantillon de skarnoïde du Bois d'Anglade. La transition depuis les cornéennes calciques (1) vers les skarnoïdes clairs à grenat, pyroxène, épidote, titanite et les skarnoïdes sombres à grenat, pyroxène et épidote est très nette.

Les skarnoïdes sont parfois recoupés par des fentes de tension à quartz, calcite et chlorite à proximité des zones cisaillées dans la granodiorite (*photo 9*). La scheelite se présente sous forme de petits cristaux dans le litage des skarnoïdes où elle se trouve en quantité plus importante associé aux pyroxènes. Quand les skarnoïdes sont riches en sulfures massifs, à l'instar du sous-niveau 1500 (*figure 83)*, la scheelite est abondante dans les lits carbonatés et rare dans les lits pélitiques. Quand les skarnoïdes sont pauvres en sulfures (disséminés), la scheelite est fine et disséminée également.

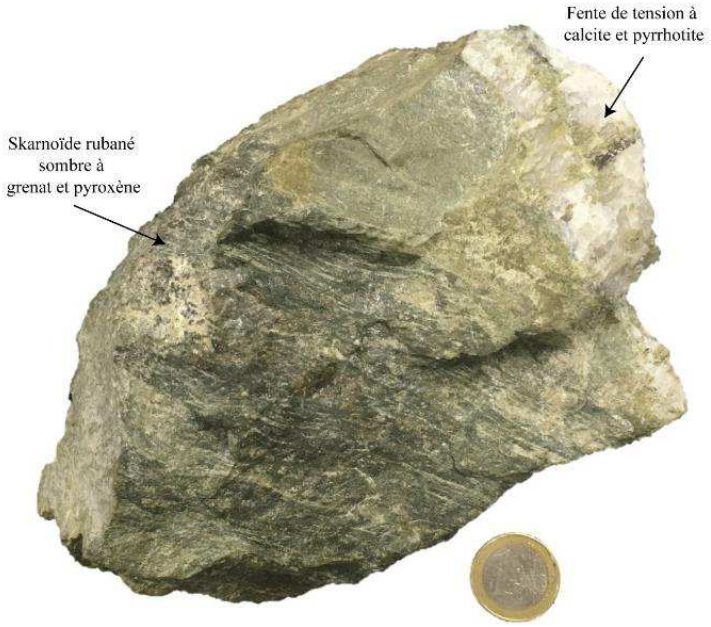


Photo 9 : Echantillon de skarnoïde sombre à grenat et pyroxène de la formation Sud recoupé par une fente de tension à quartz, calcite et pyrrhotite.

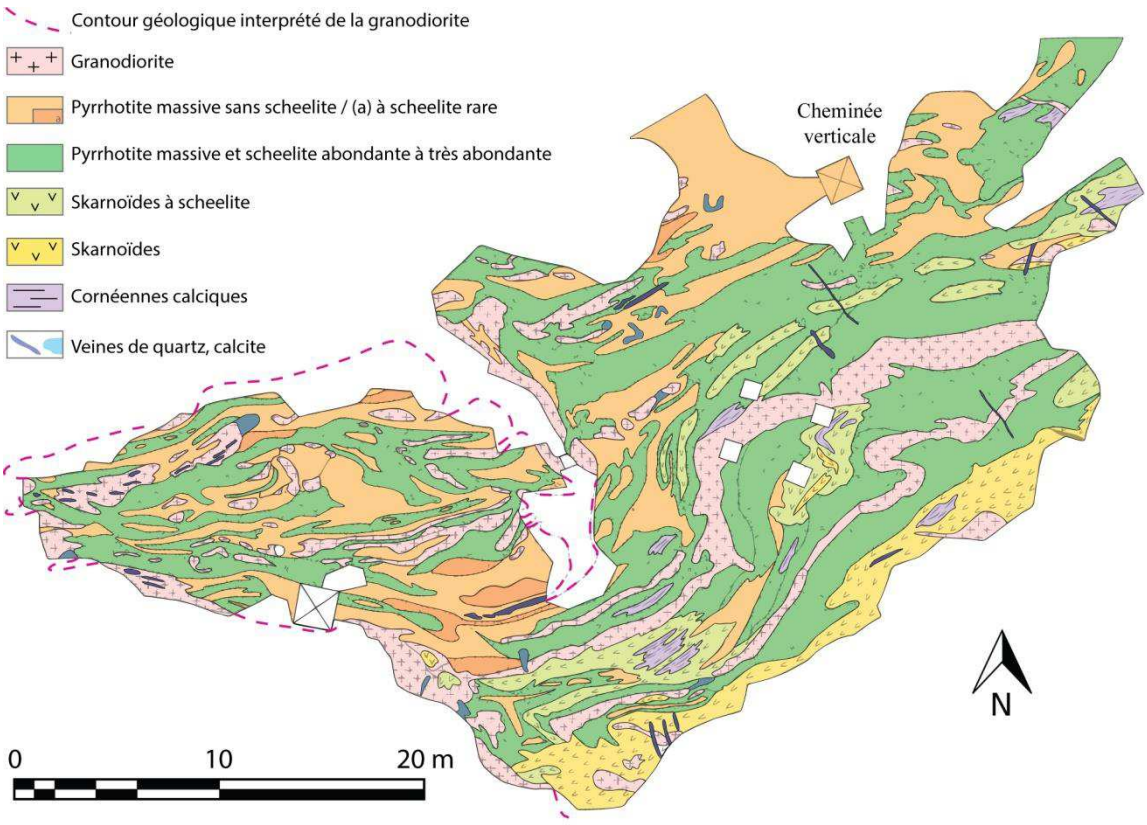


Figure 83 : Levé géologique au 1/250ème du sous niveau 1500 de la formation Nord (modifié d'après Derré, 1973).

ii. Le quartier Véronique et les brèches filoniennes à sulfures massifs

Morphologie et distribution des corps minéralisés

En mine, la faille Véronique est majoritairement présente dans les corps minéralisés du quartier Véronique (au sud de l'intrusion de la Fourque), mais aussi le long de la "Formation Sud" en traversant l'apophyse de granodiorite sub-affleurante du Bois d'Anglade (*figure 77*). Elle possède une direction moyenne de N120°E (de N80°E à N140°E) à pendage variable vers le nord (40°N à 80°N). Les corps minéralisés Véronique Est et Véronique Ouest, se situent au nord et au sud de la faille Véronique. Ils montrent une morphologie et une répartition relativement irrégulière en plusieurs lentilles et colonnes, depuis l'amont (1490 m) vers l'aval (1080 m) de ce qui a été reconnu par traçages et sondages (*figure 84*). Le minerai exploité par la SMA dans ces corps minéralisés avait la particularité de présenter de très fortes teneurs en scheelite (> 1,5 % WO_3). C'est également dans le quartier Véronique que furent réalisés les analyses en or positives (1 à 10 g/t) en 1986.

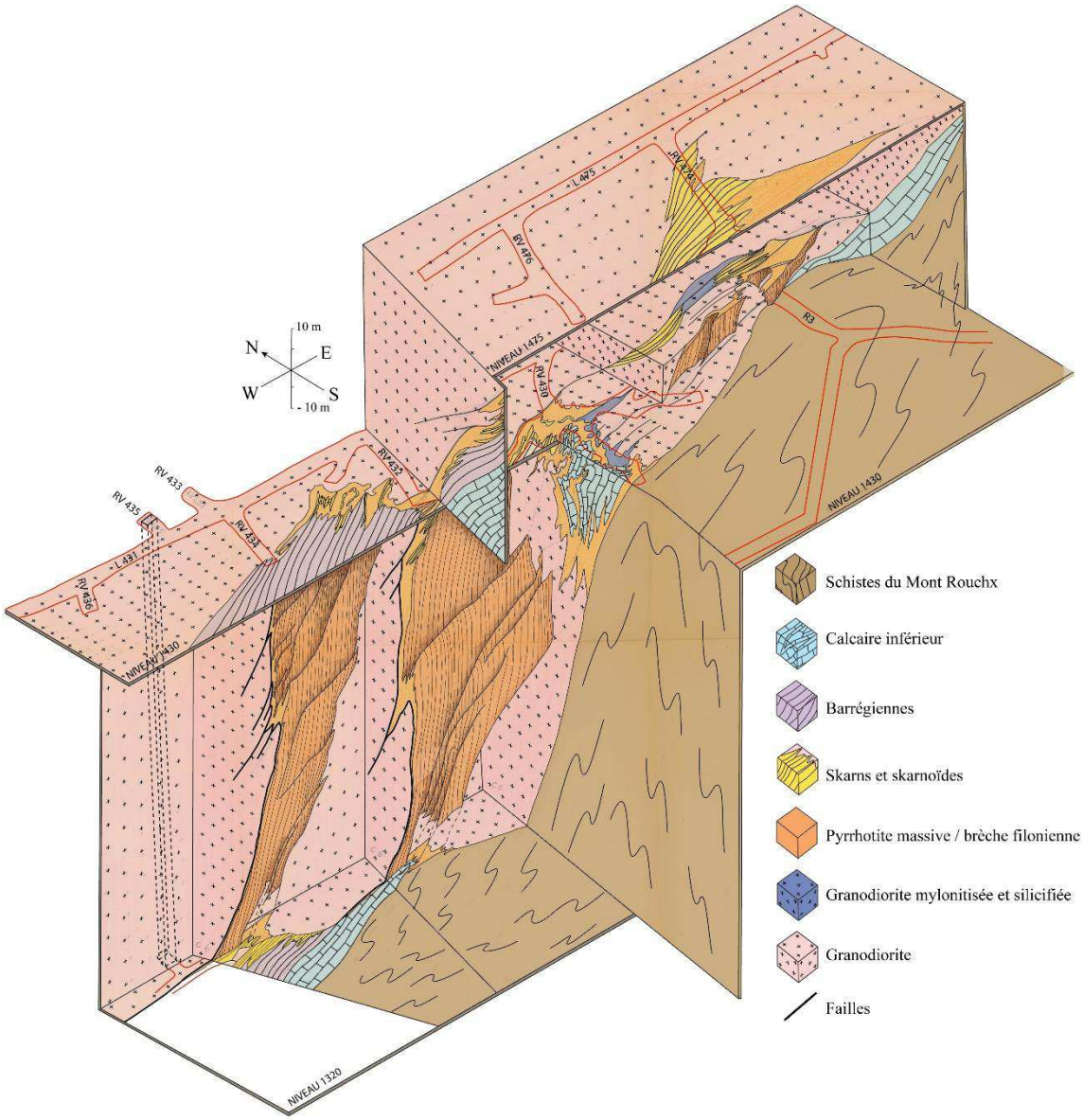


Figure 84 : Bloc diagramme du corps minéralisé Véronique entre les côtes 1475 et 1320 (modifié d'après Derré, 1973 et les nouvelles données de sondages).

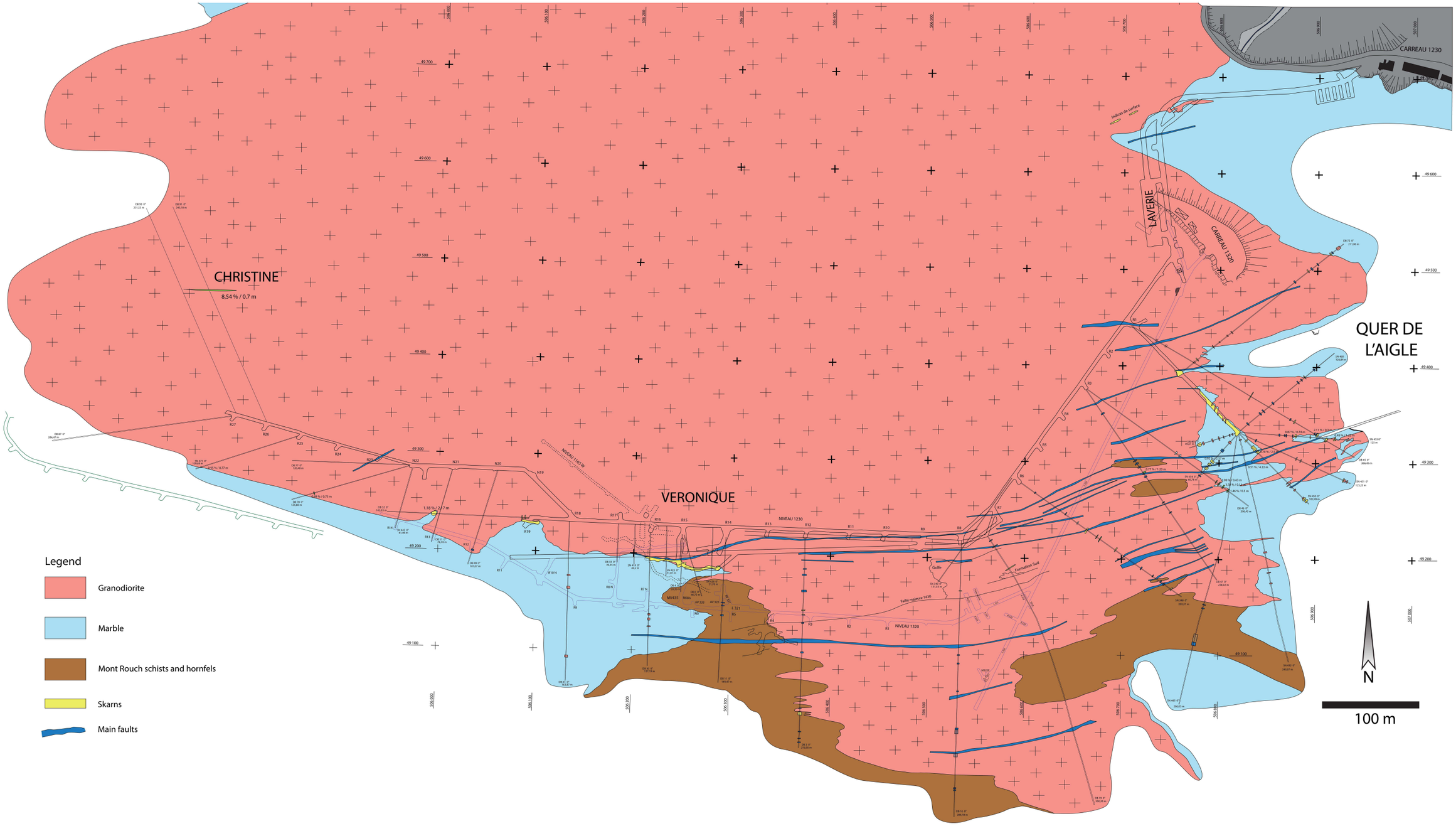


Figure 85 : Levé géologique interprété au 1/1 000 du niveau 1230 de la mine de Salau avec la superposition des niveaux 1320 (bleu) et 1165 (pointillés noir). La granodiorite et les skarns sont recoupés par un nombre important de filons de quartz pluri métriques sub-verticaux et souvent minéralisés en sulfures massifs. Les lentilles minéralisées au niveau de Véronique se prolongent en aval pendage vers le nord-ouest (modifié d'après document SMA).

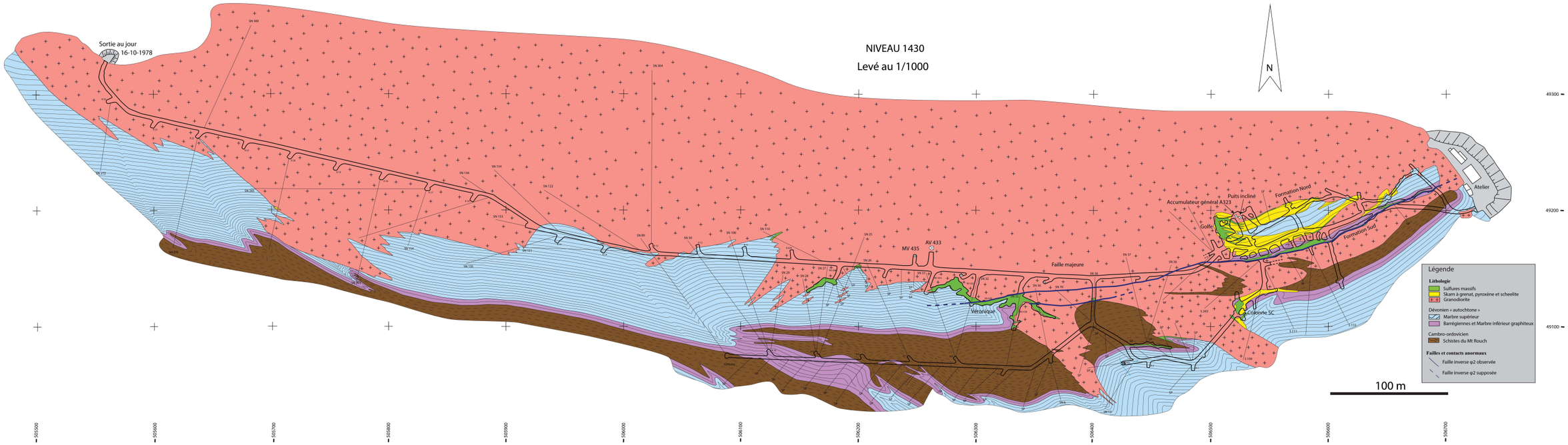


Figure 86 : Levé géologique interprété au 1/1 000 du niveau 1430 de la mine de Salau. Le cœur de l'antiforme recoupé par la granodiorite au sud de l'intrusion est matérialisé par les schistes du Mont Rouch (modifié d'après document SMA).

Le quartier Véronique correspond à un réseau de failles subparallèles de direction moyenne N90°E 70°N, situé sur le flanc nord d'une grande structure antiforme à déversement nord (S2 à pendage de 70°N ; *figure 84*).

Au niveau 1230, la faille Véronique se suit depuis la recoupe R15 jusque dans la galerie principale 1230 (entre la recoupe R7 et R8), soit sur près de 200 m d'extension horizontale (Figure 85). Au niveau de la recoupe R15, elle présente une inflexion et passe de la direction N70E depuis l'est, à la direction N90E vers l'ouest. Au niveau 1430 la faille Véronique relie la « formation sud » et le quartier « Véronique » au sein de la granodiorite dans le flanc sud de l'intrusion de la Fourque (*figure 86*). Dans les calcaires et les marbres, la faille Véronique est difficile à suivre car, en raison de leur comportement ductile, ces roches font disparaitre les traces du passage de la faille qui peut éventuellement être suivie par le boudinage de dykes précoces de microgranite, à l'instar du ravin de la Fourque.

Les corps minéralisés à forte teneur en scheelite de la faille Véronique sont majoritairement constitués de sulfures massifs et de scheelite grossière développés en remplacement des skarnoïdes et en veines dans la granodiorite altérée et les marbres. Au niveau 1430, la minéralisation du quartier Véronique se situe à l'ouest d'une apophyse granodioritique délimitant un golfe ouvert vers l'ouest (*figure 86*). La faille Véronique sépare le corps minéralisé en une partie NW et une partie SE qui diffèrent par leurs caractéristiques :

- **Véronique SE** est une minéralisation constituée de lentilles subverticales de sulfures massifs encaissées dans les marbres rubanés inférieurs ou dans la granodiorite mylonitisée. Elles sont intégrées au sein d'un système de failles subparallèles en relais. La granodiorite encaissant ces lentilles est laminée, silicifiée et contient des filonnets de scheelite et de quartz noir. La minéralisation apparait vers le niveau 1492, à la hauteur du sommet de l'apophyse de granodiorite. Entre 1480 m et 1350 m, Véronique SE est un corps minéralisé épais constitué essentiellement de sulfures massifs avec une extension horizontale d'environ 50 mètres dans les marbres inférieurs graphiteux. Le corps minéralisé se pince vers l'est au contact avec l'apophyse et il s'amincit vers l'ouest, le long de la faille Véronique. Entre 1350 m et 1250 m, la minéralisation est limitée au couloir cisaillant de la faille Véronique. Entre 1250 m et 1150 m, la puissance et l'extension de la minéralisation est à nouveau importante. Le prolongement des corps minéralisés a été reconnu par sondage jusqu'à la côte 1080 m. Vers le sud, les sondages montrent qu'un autre système de failles pourrait se trouver sur cette bordure de l'intrusion.

- **Véronique NW** est une colonne de skarnoïdes développée dans les cornéennes calciques recoupées obliquement par le contact avec la granodiorite au nord. Cette minéralisation est très similaire à celle de la Formation Nord et du Golfe dans la zone du Bois d'Anglade décrite dans le chapitre précédent. Le contact entre la granodiorite et l'encaissant est extrêmement irrégulier et est constitué de nombreuses indentations abritant la minéralisation. Vers le niveau 1350 m, ce corps minéralisé est interrompu par la faille Véronique entre la granodiorite au nord et les cornéennes silico-alumineuses au sud. L'extension de ce corps minéralisé se prolonge au sud de la faille dans des golfes en aval du niveau 1250 et vers le SW. Elle est constituée de skarnoïdes envahis de sulfures massifs, développés dans les cornéennes calciques à l'identique du compartiment nord recoupé par la faille Véronique au niveau 1350.

En recoupant les skarnoïdes, la faille Véronique se traduit par un broyage, un boudinage, un amincissement, une bréchification et un décalage des tronçons minéralisés. Le long de la faille, des plis d'entrainement affectent les marbres et leur charnière montre souvent une concentration importante en pyrrhotite massive et chalcopyrite.

La cinématique du cisaillement a été mise en évidence grâce à la présence de structures C-S dans la granodiorite et les skarns recoupés par la faille Véronique. Elle est inverse dextre (*photo 10*, *photo 11 et photo 13*). Des plis d'entrainement marquent la postériorité de cette faille et des sulfures massifs qu'elle abrite par rapport aux skarns à silicates calciques (*photo 12*). L'extension des corps minéralisés au mur de la faille Véronique, retrouvés par sondage vers le nord-ouest à l'aval de la côte 1165 m, montre un décalage inverse dextre pluri hectométrique entre deux compartiments de skarn, et est en accord avec les observations réalisées par Lecouffe (1987).

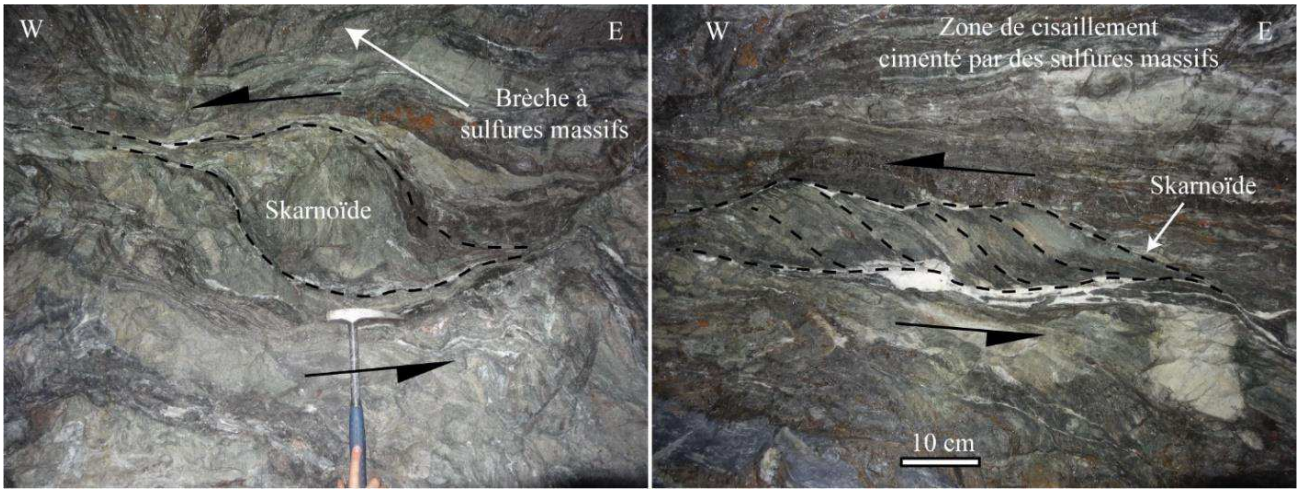


Photo 10 : Observations en couronne dans la recoupe R15 du niveau 1230 de figures C-S au voisinage de la faille Véronique. Les skarnoïdes sont cisaillés et enveloppés par des brèches à ciment de sulfures massifs. Le jeu apparent en couronne est senestre mais une fois remis à l'endroit, les critères de cisaillement montrent une cinématique dextre.

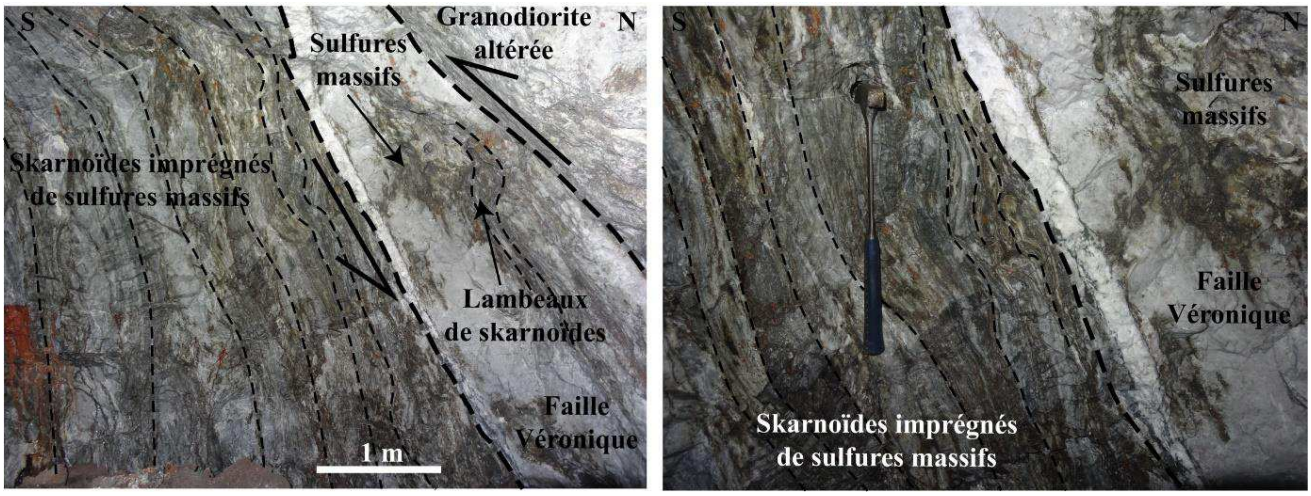


Photo 11 : Photographie de la faille Véronique dans le traçage R15 de la galerie 1230. Le jeu cisaillant inverse est mis en évidence par les sigmoïdes soulignées par des lambeaux de skarnoïdes imprégnés de sulfures massifs. La granodiorite est fortement altérée et bréchifiée.

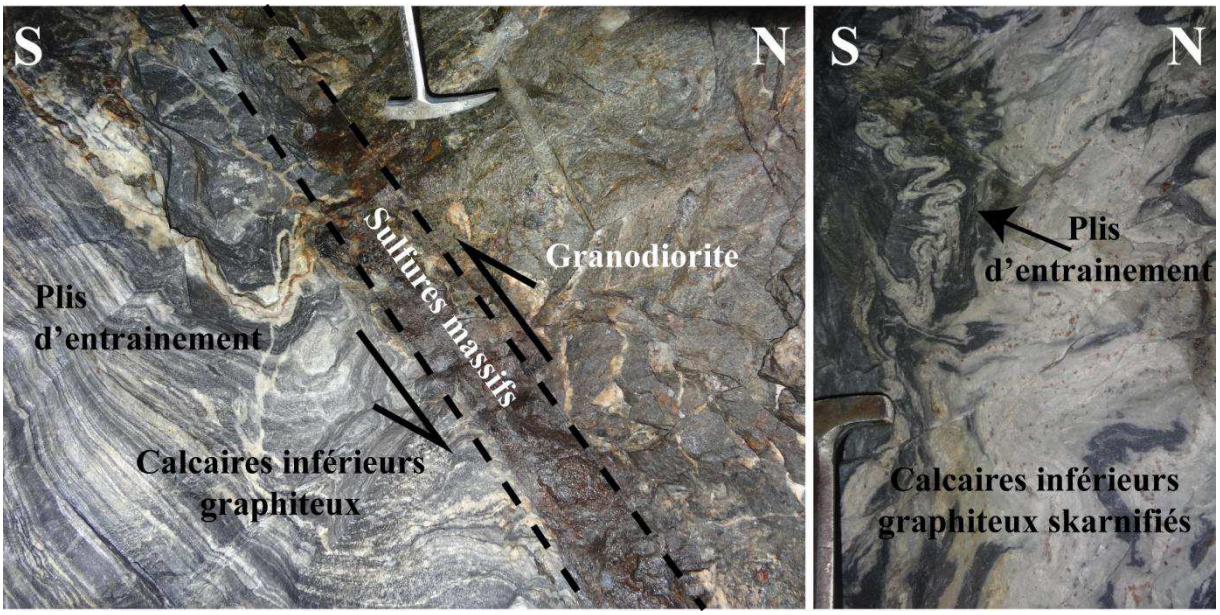


Photo 12 : Plis d'entrainement développés dans les calcaires inférieurs graphiteux et les skarns à proximité de la faille Véronique (recoupe R15 du niveau 1230).

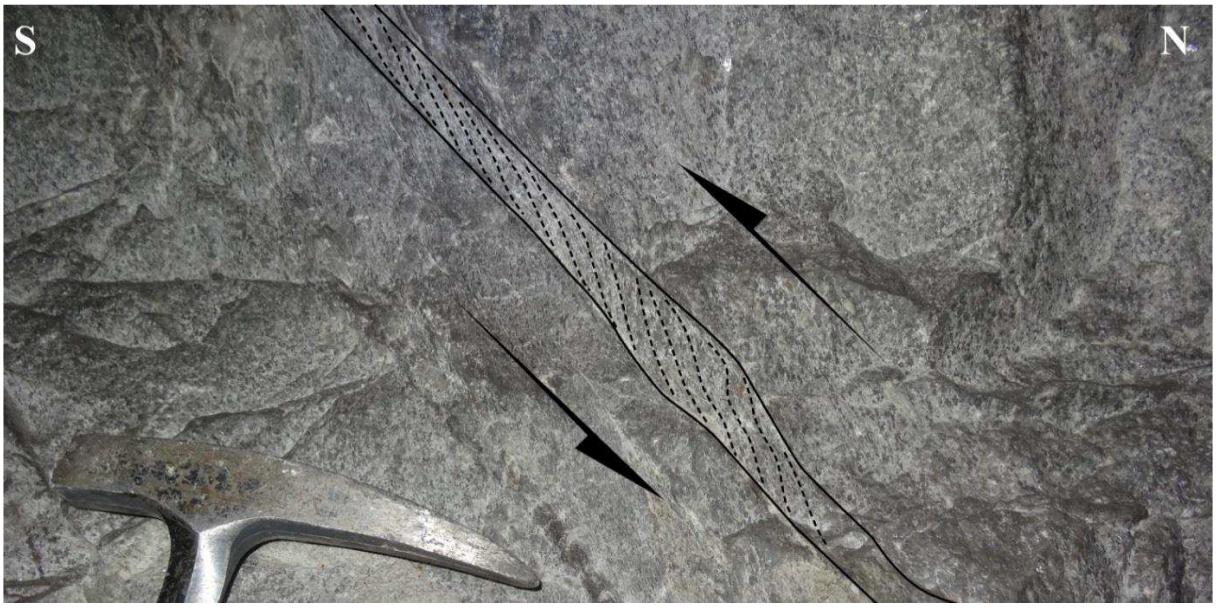


Photo 13 : Structures C-S de direction E-W 50°N dans la granodiorite cisaillée au voisinage de la faille Véronique dans la recoupe R15 1230 montrant le jeu inverse de la faille Véronique.

Dans la granodiorite de la Fourque, au niveau d'ouvertures le long de failles ou dans des brèches, des fentes de tension subhorizontales à quartz, calcite, adulaire, pyrrhotite et chlorite pulvérulente marquent le jeu inverse de la faille Véronique (*photo 14 et photo 15*). De l'apophyllite, de la prehnite et de la laumontite peuvent se trouver au cœur de quelques-unes de ces fentes sous forme de cristaux automorphes centimétriques bien développés. Elles recoupent les filonnets de quartz noir à scheelite dans la granodiorite laminée.

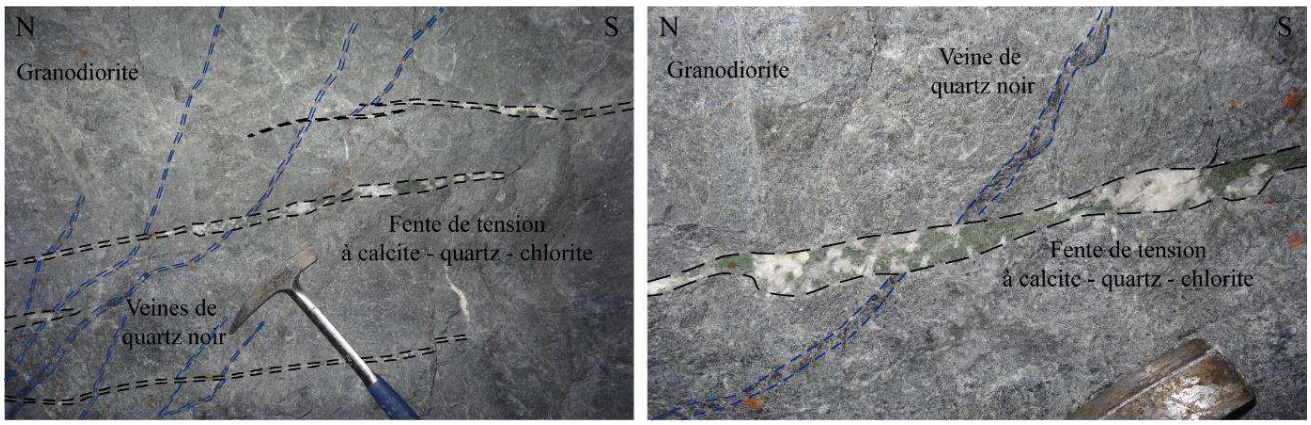


Photo 14 : Fentes de tension subhorizontales à quartz, calcite et chlorite pulvérulente marquant la cinématique inverse de la faille Véronique. Niveau 1430 au voisinage de la faille Véronique.

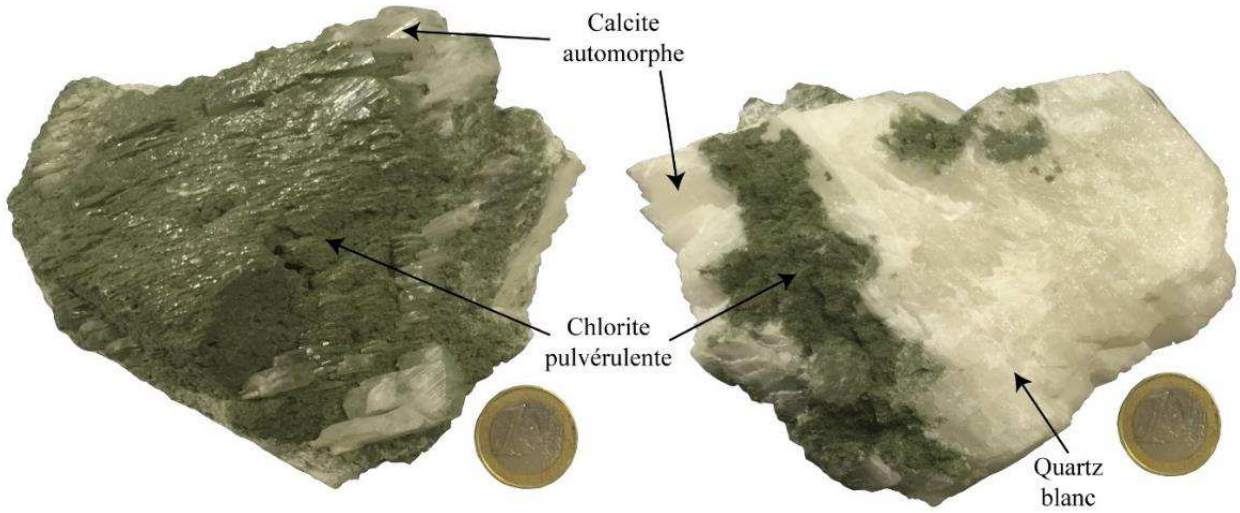


Photo 15 : Echantillon provenant d'une fente de tension à quartz, calcite et chlorite pulvérulente de la galerie 1430 au voisinage de la faille Véronique.

Les coupes effectuées grâce aux levés de galeries et des sondages dans le quartier Véronique montrent qu'il existe au sud de la faille, un deuxième système de failles sub-verticales en relais également minéralisées et recoupant la granodiorite (*figure 85 et figure 87*). Cette dernière est mylonitisée, silicifiée et recoupée par des filonnets de quartz noir à tourmaline et arsénopyrite. Ce système de failles se prolonge latéralement dans la granodiorite et le long de son contact avec les marbres inférieurs graphiteux par des lentilles à pyrrhotite massive et scheelite de direction N110°E. Les corps minéralisés à l'aval pendage des derniers sondages positifs se trouvent très certainement dans le prolongement de ce système de failles qui pourrait avoir décalé d'autres minéralisations.

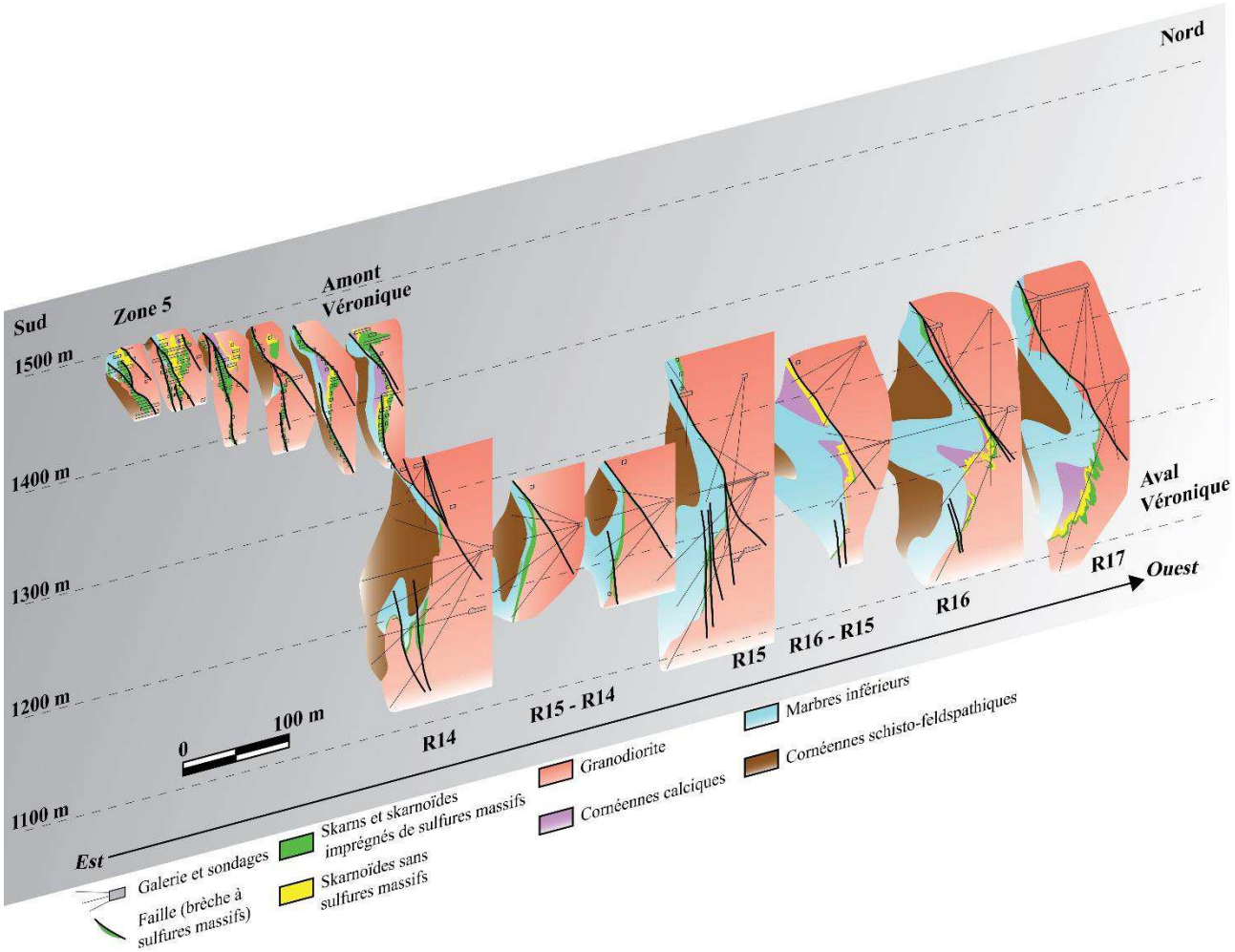


Figure 87 : Coupes sériées N-S à travers le Quartier Véronique (depuis les chantiers Est vers les chantiers Ouest) réinterprétées d'après les derniers sondages SMA

Le passage de la faille Véronique, ou de failles satellites se manifeste de plusieurs manières et est particulièrement bien visible sur le front de taille du quartier Véronique au niveau 1165 (*photo 16*). On y observe une zone bréchifiée de granodiorite cisaillée silicifiée contenant des filonnets de quartz noir et de scheelite et au contact d'un lambeau de marbre inférieur graphiteux. Le ciment de la brèche est constitué de pyrrhotite fine enveloppant des "globules" de quartz et des blocs de skarnoïdes, de cornéennes calciques déformées ou de granodiorite altérée et silicifiée (texture en mortier). Le contact avec la granodiorite silicifiée et mylonitisée est souvent marqué par des lentilles métriques de quartz blanc imprégné de sulfures et de scheelite. La direction moyenne de la faille est E-W et son pendage varie de 55°N à 60°N. La scheelite est très grossière et peut dépasser 2 mm.

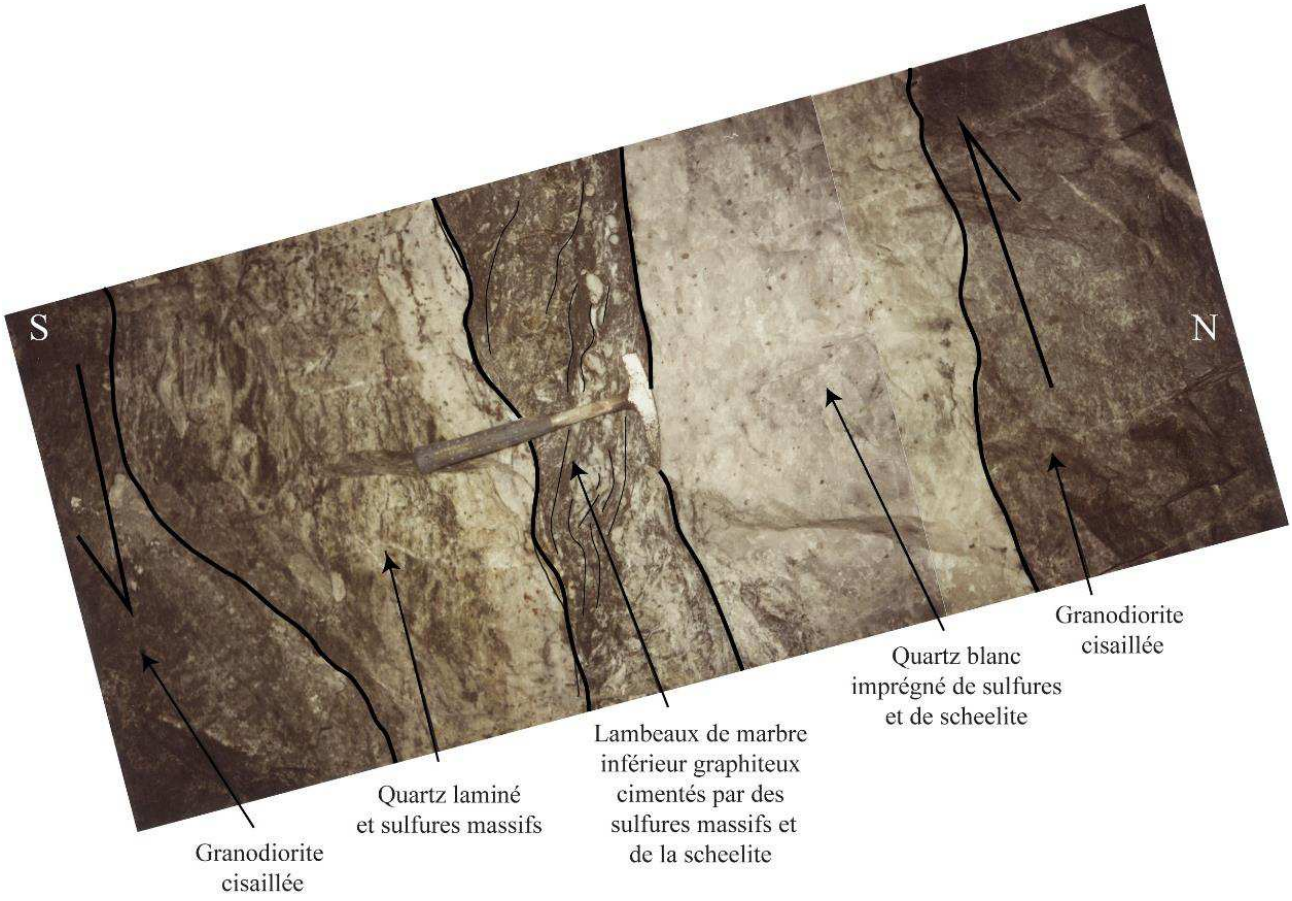


Photo 16 : Photographie de détail au niveau 1165 de la caisse filonienne de la faille Véronique montrant les lentilles de quartz blanc imprégné de sulfures et de scheelite. Une brèche constituée de lambeaux de marbre inférieur graphiteux cimentés par des sulfures massifs et de la scheelite montrant un jeu inverse se trouve au cœur de la caisse filonienne (photo historique SMA).

Le quartier Véronique (recoupe R15) au niveau 1230 présente deux parties minéralisées est et ouest différentes, séparées de part et d'autre par la faille Véronique (*figure 88*). Cette recoupe est parallèle au contact entre la granodiorite et le flanc nord du pli subvertical de direction N100°E dans l'encaissant.

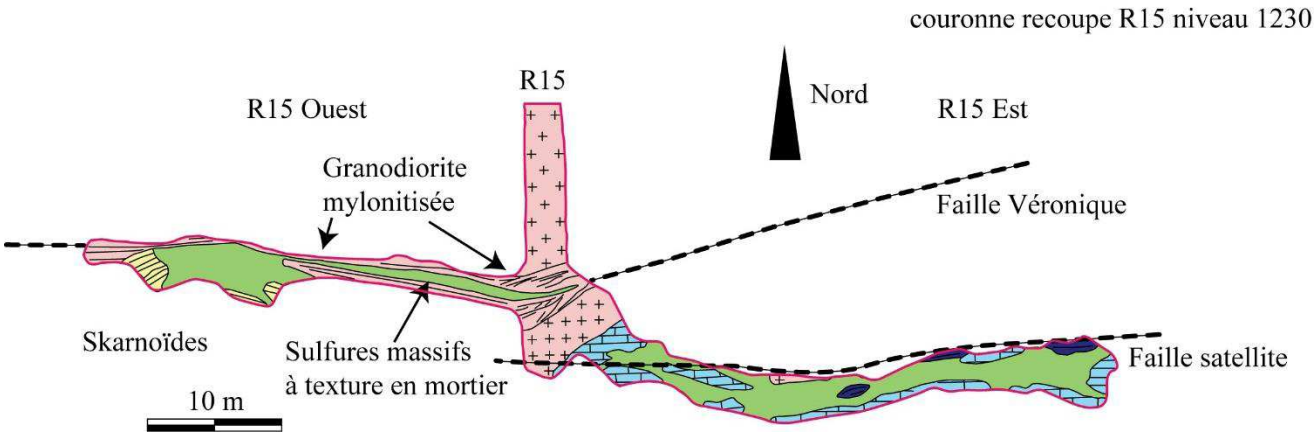


Figure 88 : Levé géologique au 1/250 de la recoupe R15 1230 dans le corps minéralisé Véronique (modifié d'après Lecouffe, 1987).

L'est de cette recoupe est une brèche minéralisée N90E 60°N d'environ 2 m de puissance localisée dans une zone cisaillée recoupant la granodiorite et les marbres inférieurs (*photo 17*). Elle est composée de pyrrhotite, de gros cristaux de scheelite et d'amandes de quartz gris-blanc.

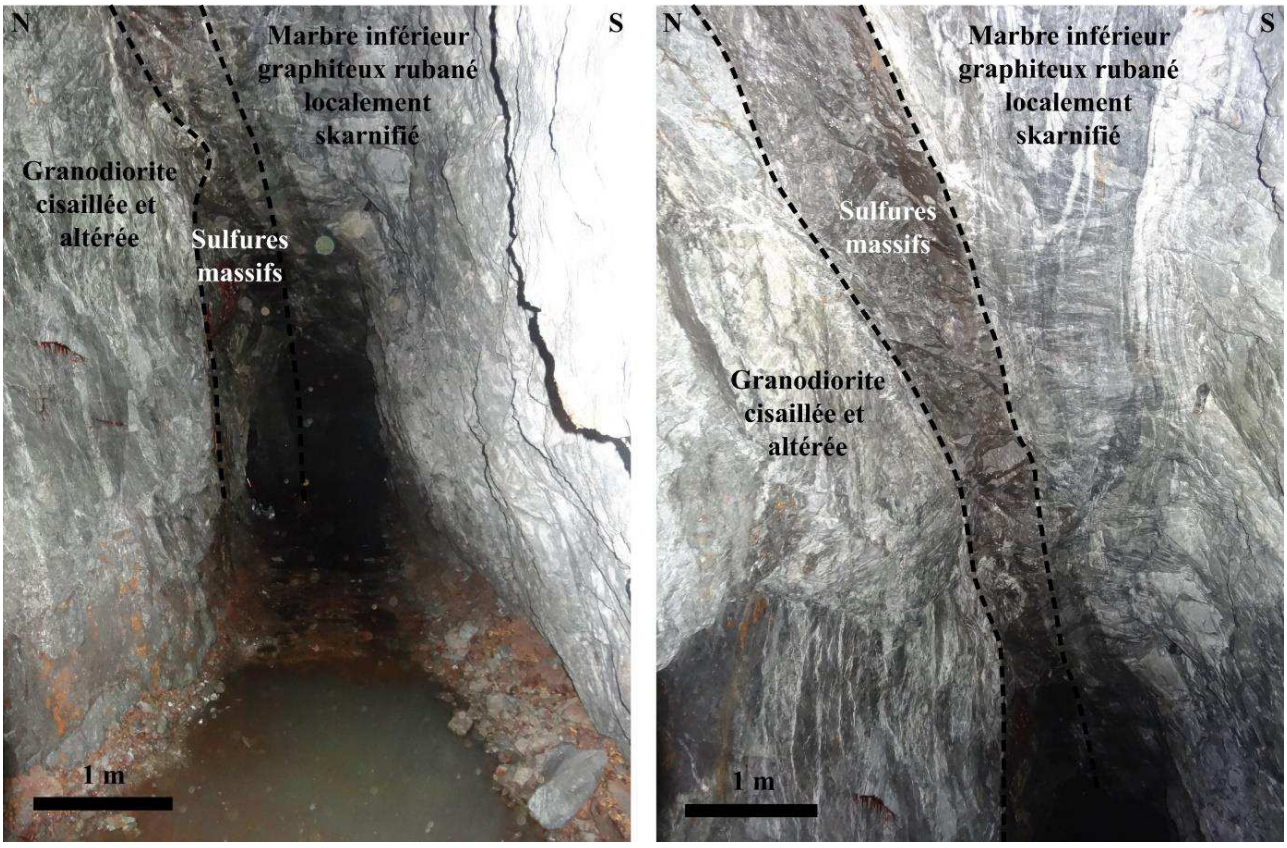


Photo 17 : Photographie de la faille Véronique au contact entre la granodiorite cisaillée et les marbres inférieurs graphiteux dans le traçage R15 Est de la galerie 1230. Les marbres sont bréchifiés et imprégnés de sulfures massifs.

La partie ouest de la recoupe est marqué par la présence de cornéennes calciques et de skarnoïdes (*figure 88*). Elle est également constituée d'une brèche à pyrrhotite massive, chalcopyrite, scheelite grossière et amandes de quartz le long de la faille Véronique selon une direction E-W et avec un pendage de 60°N. Elle est très fine, étroite et pauvre en scheelite en recoupant la granodiorite à l'est, mais elle s'élargit vers l'ouest jusqu'à 50 cm de puissance et s'enrichit fortement en scheelite en recoupant les skarnoïdes. Sa terminaison ouest est marquée par une zone de granodiorite fortement mylonitisée et silicifiée avec quelques filonnets de quartz noir et scheelite.

Le niveau R1281, située à l'aplomb de la recoupe R15 du niveau 1230 montre sur son parement ouest (*figure 89*) une zone cisaillée correspondant au passage de la faille Véronique. Elle est caractérisée par une brèche de granodiorite silicifiée et de marbres inférieurs cimentés par des sulfures massifs. Les globules de quartz donnent à cette brèche une texture « en mortier ». La scheelite se présente en gros cristaux cisaillés dans les sulfures massifs (> 1 mm).

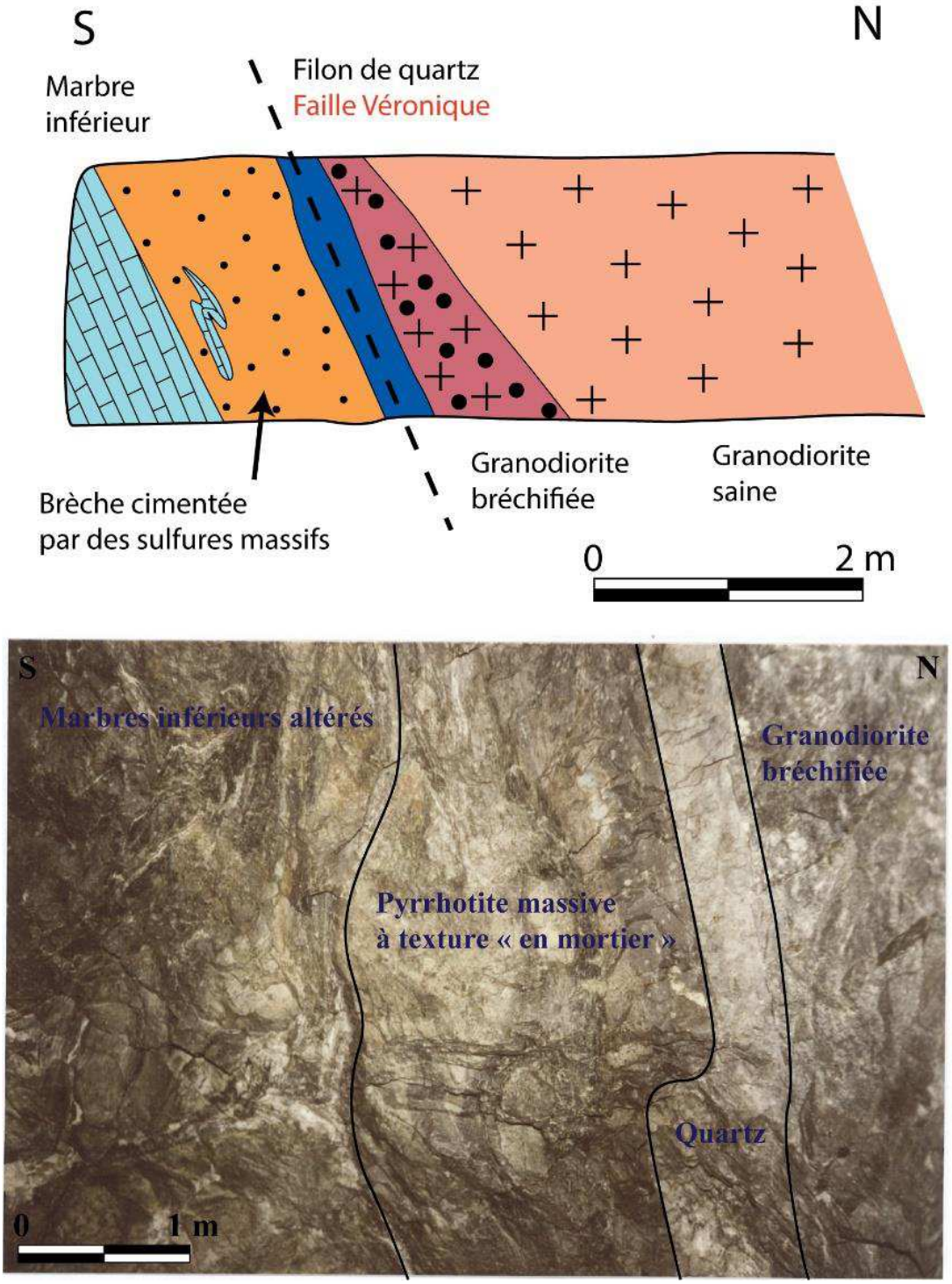


Figure 89 : Levé géologique et photographie du parement ouest de la galerie R1281 (complété et modifié d'après Lecouffe, 1987 et cliché SMA).

La recoupe R1312 située à une centaine de mètres vers l'ouest de la R1281 montre le prolongement de la faille Véronique observée en R1281 et en R1230 (*figure 85 et figure 90*). Son passage se manifeste par une zone fortement mylonitisée de granodiorite au contact d'une brèche contenant des blocs de granodiorite fortement silicifiés et chloritisés ainsi que des blocs de skarnoïdes et de cornéennes calciques cimentés par des sulfures massifs. Le fond de la recoupe est constitué de cornéennes calciques présentant des plis d'entrainement au contact de cette brèche. Ces derniers indiquent également une cinématique dextre.

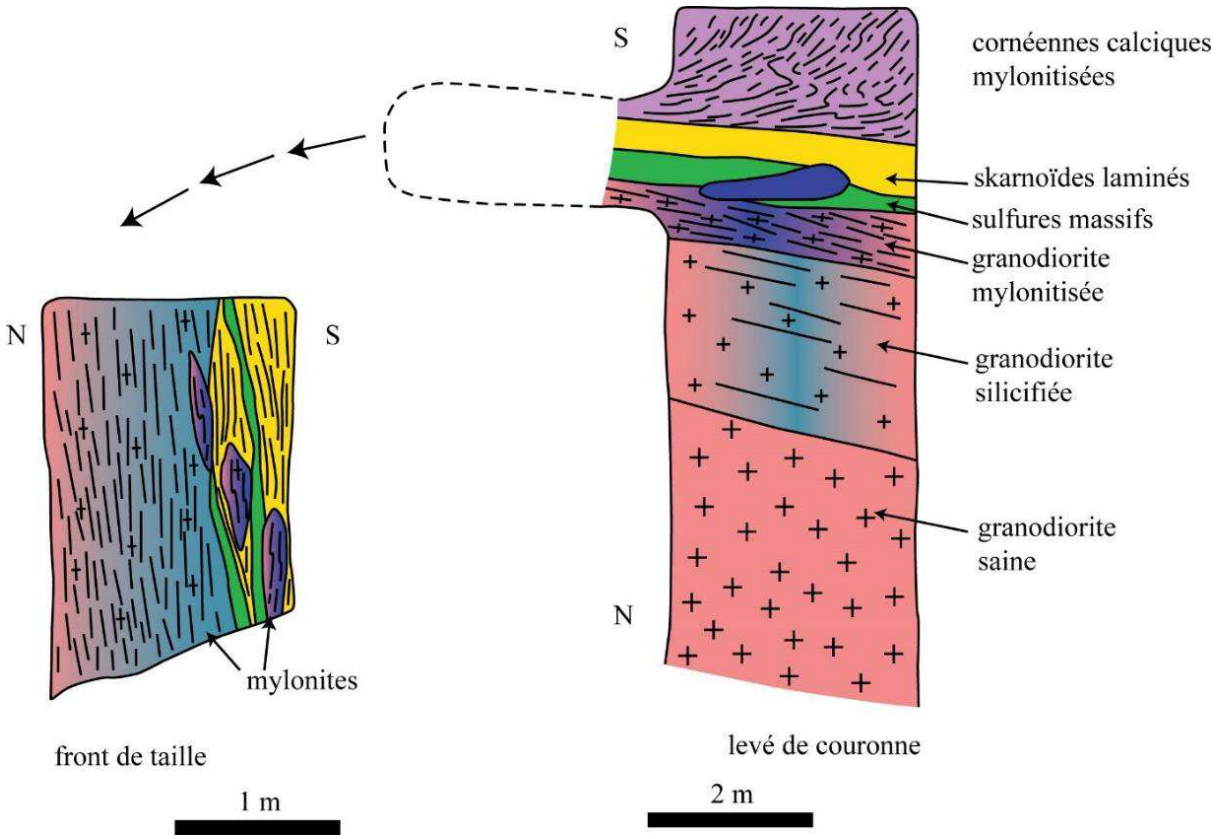


Figure 90 : Levé géologique de la recoupe R1312 montrant le passage de la faille Véronique (complété et modifié d'après Lecouffe, 1987). Des lentilles de quartz blanc (en bleu foncé) sont présentes au cœur de la faille.

Le passage de la faille Véronique est également observable au niveau 1492 (*figure 91*), au sommet du quartier Véronique. Il est marqué par la présence de brèches à éléments de granodiorite mylonitisée et de lambeaux de marbres cimentés par de la calcite et de la pyrrhotite massive. Dans ce sous-niveau, la faille Véronique est un faisceau de failles qui recoupent préférentiellement le contact entre l'intrusion et l'encaissant. Leur direction moyenne est de N110°E 70°N et peut varier de ± 20°.

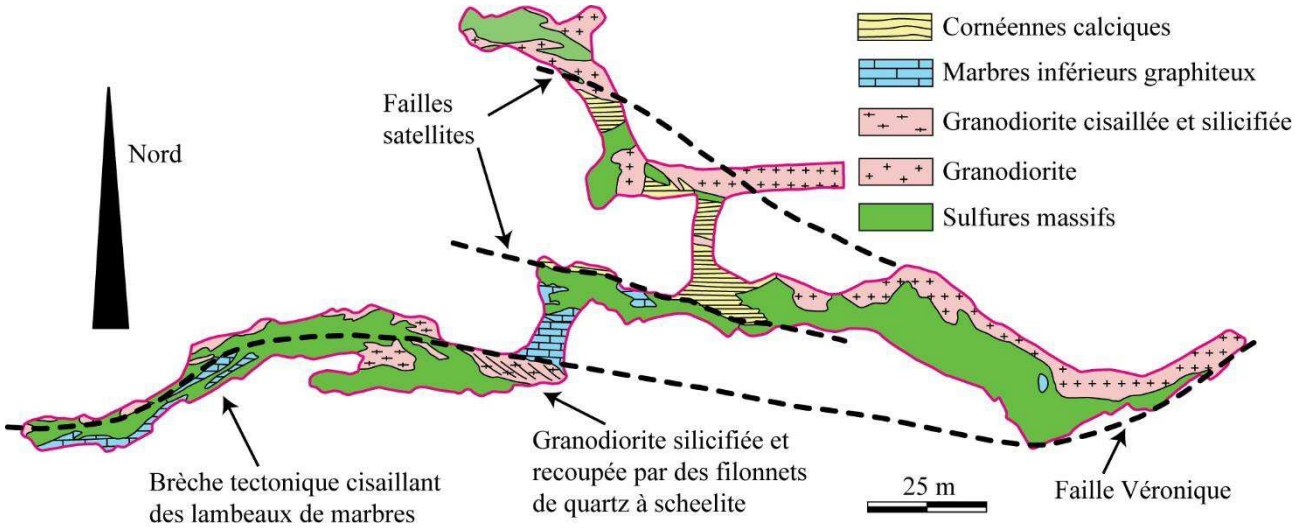


Figure 91 : Levé géologique au 1/250 de la couronne du niveau 1492 dans le corps minéralisé Véronique (modifié d'après Lecouffe, 1987).

Description des minéralisations

Le minerai de la faille Véronique présente généralement une texture bréchique (*photo 18*) composée d'éléments de roches encaissantes (lambeaux de marbres graphiteux intensément plissés, reliques de skarns, blocs de granodiorite mylonitique altérée) cimentés par de la pyrrhotite et de la scheelite en cristaux grenus (100 µm - 1 cm), d'où l'appellation nouvelle de « brèche filonienne minéralisée » proposée dans ce travail. Les zones cisaillées au contact de la faille Véronique forment généralement une bande de plusieurs dizaines de mètres de puissance dans l'intrusion et l'encaissant. Sur les levés miniers, les brèches cimentées par les sulfures massifs et la scheelite grossière sont désignées comme des « granites altérés » sous les termes « granite quartzeux » ou « quartz granitique avec ou sans scheelite » (*photo 19*). Des filons décimétriques à métriques de quartz blanc laminé se trouvent fréquemment au contact de la granodiorite.

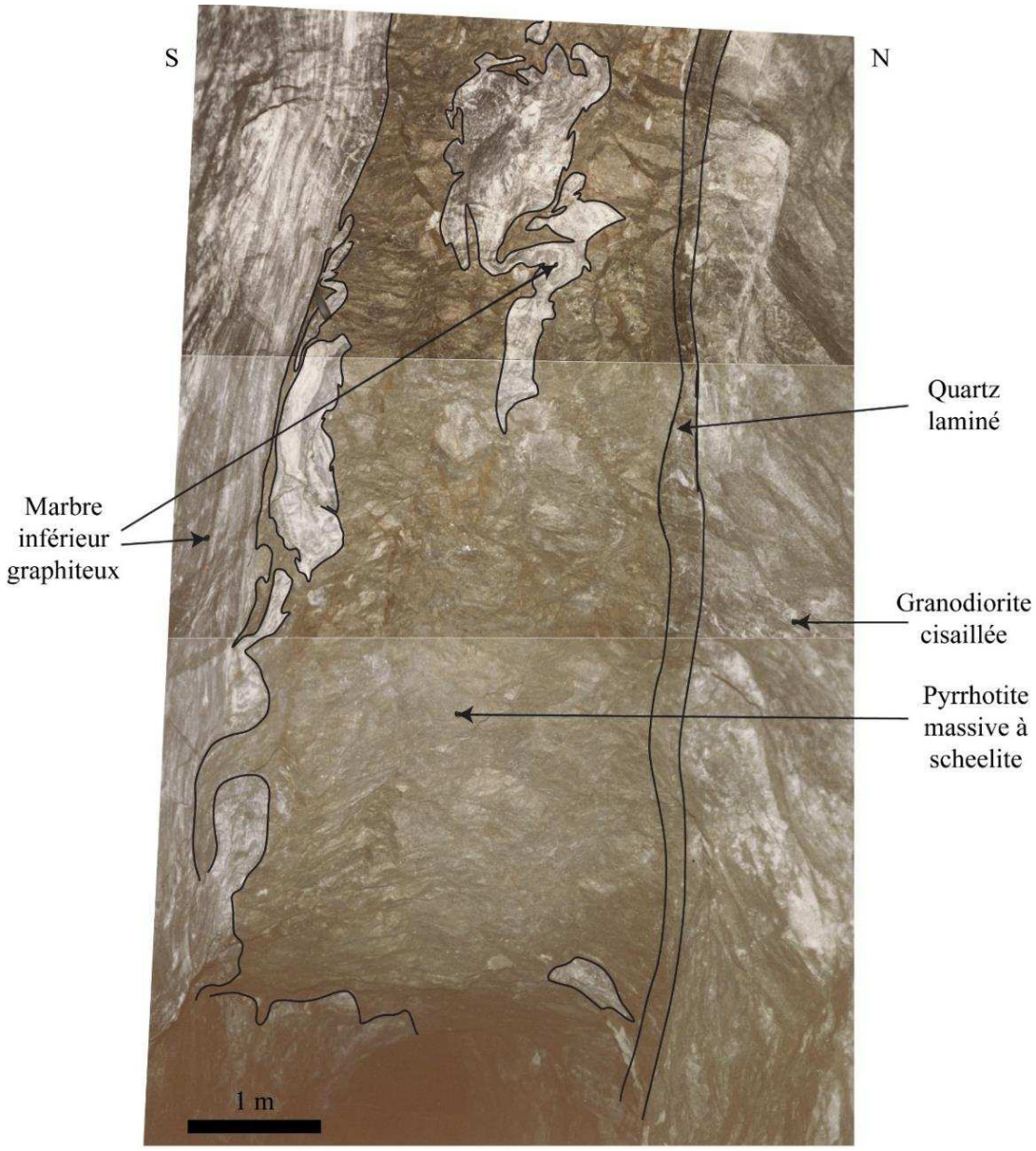


Photo 18 : Photographie en couronne dans le traçage R15 de la galerie 1230. Des lambeaux de marbres inférieurs graphiteux sont cisaillés au sein des sulfures massifs. Une bande de quartz blanc laminé se trouve au contact entre la granodiorite cisaillée et les sulfures massifs.

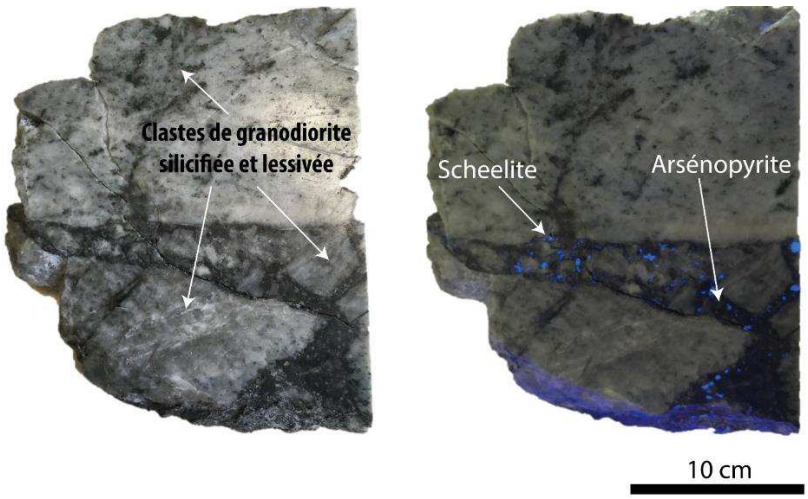


Photo 19 : Echantillon de granodiorite bréchifiée au contact de la faille Véronique au niveau 1165. La granodiorite de la Fourque est méconnaissable ; elle est silicifiée et lessivée. De l'arsénopyrite en cristaux de quelques mm et de la scheelite assez grossière (> 1 mm) constituent le ciment de la brèche.

Les sulfures massifs et la scheelite grossière constituant l'essentiel du corps minéralisé Véronique, remplacent les skarns développés dans les marbres inférieurs graphiteux et les skarnoïdes dans les cornéennes calciques au contact granodiorite – encaissant (*photo 20*). Cet assemblage est nettement discordant sur la zonation des skarns qui subsistent en reliques. La pyrrhotite massive peut parfois former un stockwerk dans le skarn. Le quartz et la calcite occupent les interstices entre les gros cristaux de scheelite souvent ovoïdes (> 200 µm). Un tel minerai représente une brèche de faille cimentée par la scheelite grossière et la pyrrhotite massive. La scheelite grossière et la pyrrhotite massive peuvent aussi se rencontrer dans les endoskarns et dans les fractures de la granodiorite altérée (quartz, muscovite, épidote, calcite).

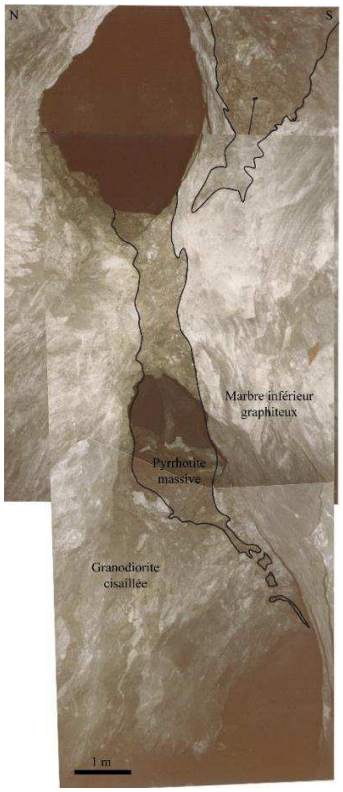


Photo 20 : Photographie en couronne de la faille Véronique au niveau 1230 montrant des lentilles de sulfures massifs à l'interface entre la granodiorite cisaillée et les marbres inférieurs graphiteux.

Dans le prolongement de ces failles, on peut également observer des zones laminées qui affectent les cornéennes calciques et dont la direction est N100°E à N120°E. Ces zones laminées sont synchrones de la faille Véronique. Elles comportent plus ou moins de sulfures massifs selon leur position par rapport à l'encaissant et la granodiorite (DV 396, observation sur levé de couronne ; *figure 92*).

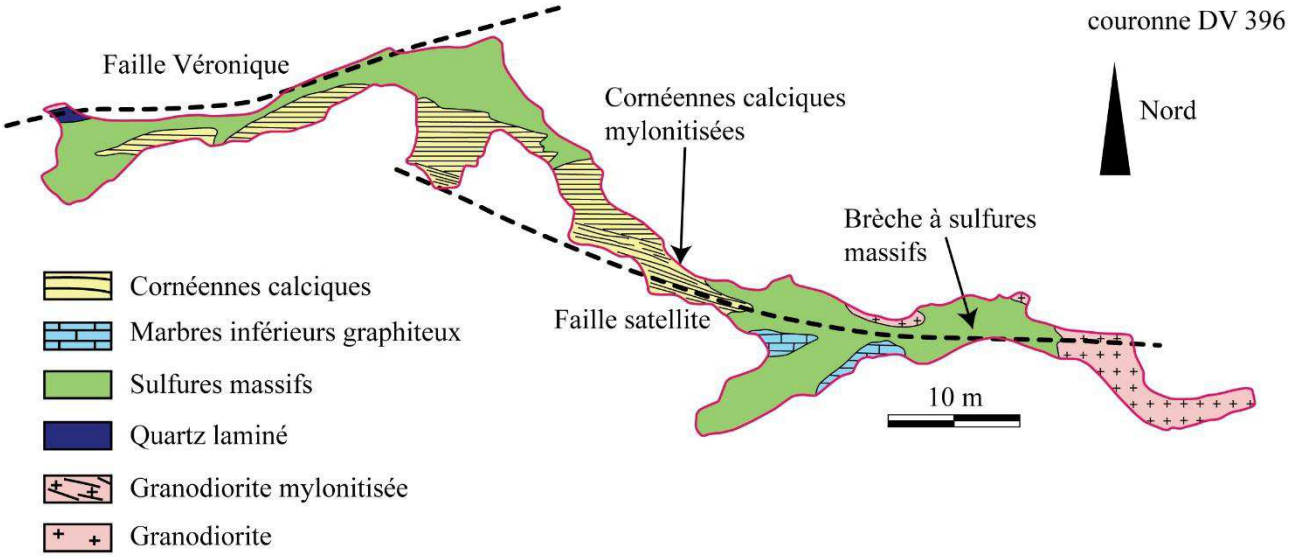


Figure 92 : Levé géologique au 1/250 du DV396 dans le corps minéralisé Véronique (modifié d'après Lecouffe, 1987).

La scheelite est très souvent liée à la pyrrhotite avec des teneurs élevées, cependant il existe également des zones à pyrrhotite massive sans scheelite. Ces zones semblent être restreintes au contact immédiat de la granodiorite où l'absence de réaction directe avec l'encaissant carbonaté explique l'absence de scheelite.

Dans les skarns développés aux dépens des calcaires inférieurs graphiteux, les corps de pyrrhotite massive et de scheelite grossière sont nettement discordants. Les zones riches en scheelite sont souvent situées du côté des marbres. Des reliques de skarn d'une dizaine de centimètres de large subsistent localement sur la bordure. La pyrrhotite massive et la scheelite peuvent également soit constituer des veines centimétriques dans les marbres, soit envelopper des reliques très déformées de skarn et de lambeaux de marbres.

Dans les skarnoïdes développés aux dépens des Barrégiennes, la pyrrhotite et la scheelite forment des corps massifs enveloppant des reliques de skarnoïdes au voisinage du contact avec la granodiorite. A distance du contact, les lentilles à pyrrhotite et scheelite deviennent discordantes par rapport au rubanement des skarnoïdes.

Des fentes de tension tardives sont remplies par de gros cristaux parfois géodiques de quartz, de pyrrhotite et plus rarement de sphalérite. De la scheelite automorphe peut s'y trouver de manière rare.

Par ailleurs, en de nombreux endroits du secteur de la mine, il est possible d'observer des filons est-ouest sub-verticaux de quartz noir d'épaisseur centimétrique à décimétrique recoupant la granodiorite. Ils contiennent, de la scheelite souvent localisée près des épontes, de l'arsénopyrite ainsi que de la pyrrhotite. Ils peuvent être localement très abondants et donner un type de minerai très particulier, riche en scheelite. Ils ont notamment été exploités par la SMA dans l'apophyse de granodiorite située au sud de la faille Véronique.

La recoupe R1 du niveau 1230 (Quer de l'Aigle) présente des critères cruciaux pour comprendre la chronologie des minéralisations dans le gisement. Elle a la particularité de comporter plusieurs types d'intrusions (*photo 21*) montrant la présence d'enclaves boudinées de diorite sombre microgrenue dans la granodiorite de la Fourque. Soler (1977) et Ledru (1986) avaient également déjà observé ce type de relations.

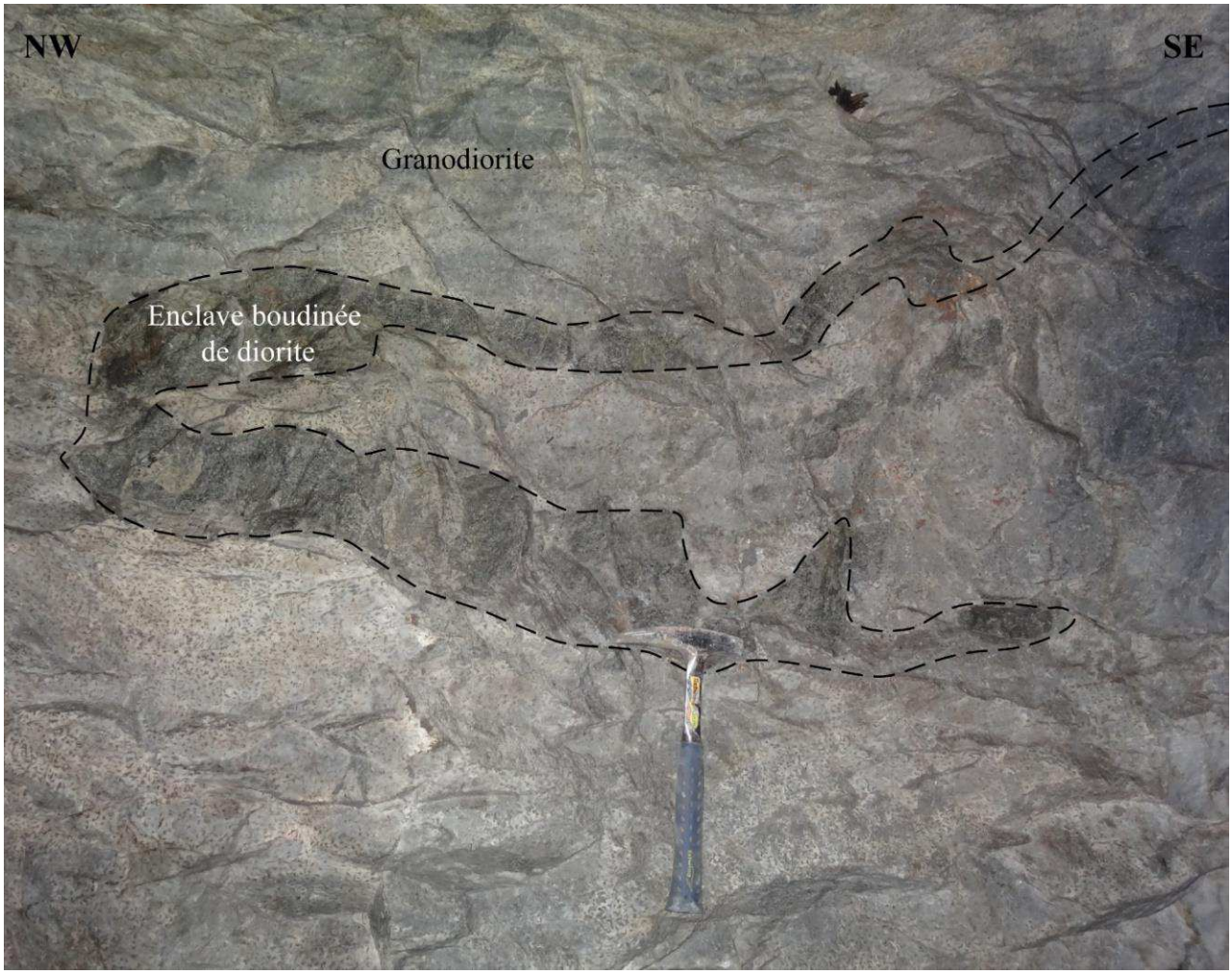


Photo 21 : Enclave boudinée de diorite (roche magmatique sombre) au sein de la granodiorite de la Fourque dans la recoupe R1 du niveau 1230.

Des tranches d'échantillon scié de granodiorite prélevée au niveau 1476 du quartier Véronique montrent le même type de relations (*photo 22*). Des enclaves de diorite sombre à grain fin se trouvent en enclaves dans la granodiorite. Des enclaves de schistes du Mont Rouch métamorphisées en cornéennes schisto-feldspathiques s'y trouvent également.

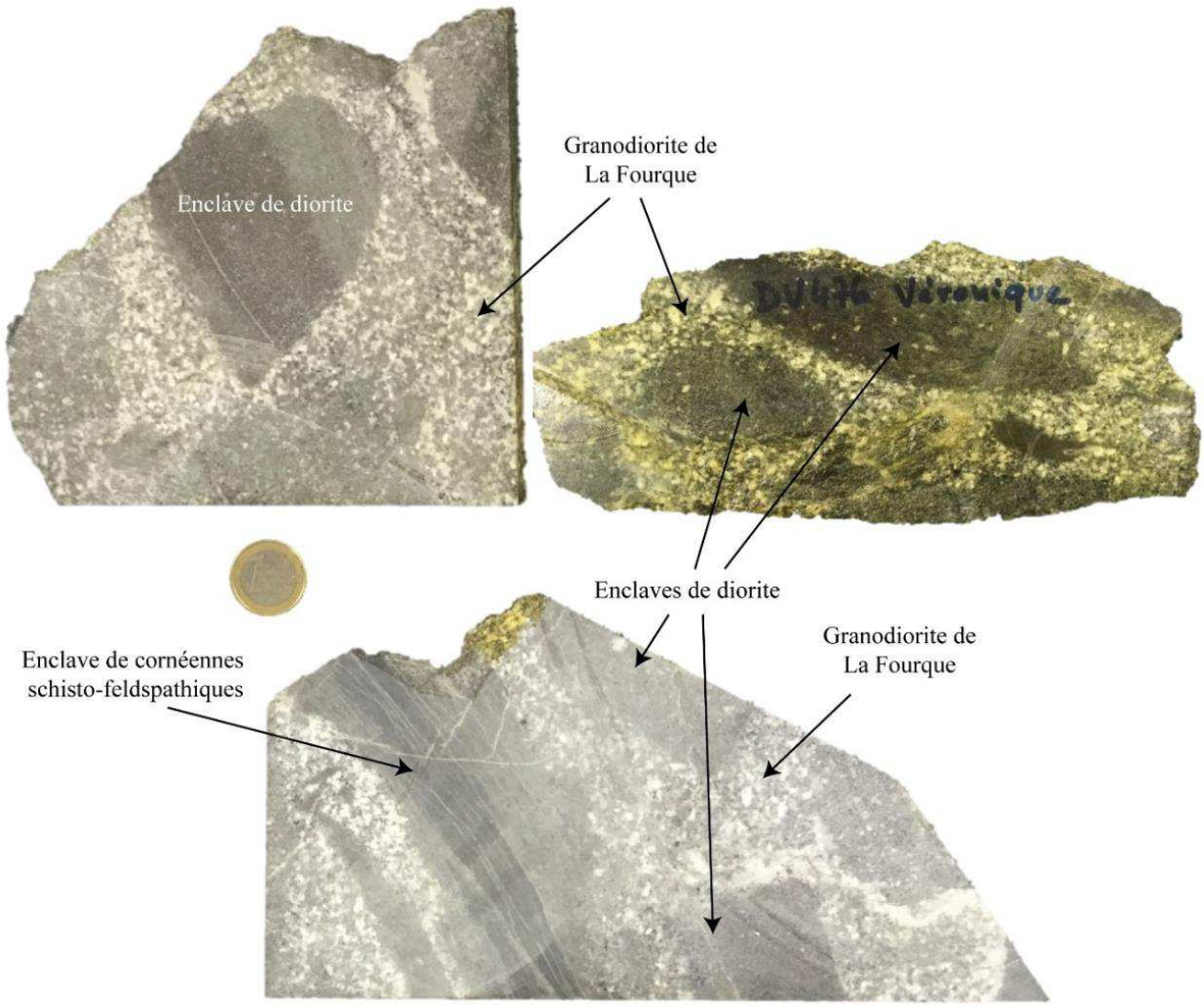


Photo 22 : Sections d'un échantillon de granodiorite de la Fourque montrant des enclaves de roche magmatique sombre (diorite) et des enclaves de cornéennes schisto-feldspathiques (DV 476 du quartier Véronique)

Cette galerie montre également des filons aplitiques très clairs à grain fin qui recoupent à la fois la granodiorite de la Fourque et ces enclaves dioritiques (*photo 23*). Par ailleurs, quelques mètres plus au nord-ouest, un amas de sulfures massifs (à pyrrhotite dominante) à scheelite grossière se trouve à la périphérie d'un stockwerk aplitique qui bréchifie la granodiorite de la Fourque (*photo 23*). Le contact entre les sulfures massifs et le stockwerk aplitique est très progressif et témoigne de leur contemporanéité. Ce type de relations a déjà été signalé par Ledru (1986) sur le massif de la Fourque ; Gerbal & Ledru (1985) sur le granite de Bassiès et Bois (communication personnelle dans Ledru, 1986) sur le granite de Cauterets. Kaelin, 1982 a décrit en outre une lentille d'aplite latéralement associée à des filonnets de quartz et scheelite.

Photo 23 : Planche photographique des dykes d'aplite observés en différents endroits sur le terrain. Ces dykes recoupent clairement l'intrusion granodioritique de la Fourque et les skarns à silicates calciques. Leur association avec les sulfures massifs a été clairement observée au niveau de l'indice du Quer de l'Aigle.

Observé de plus près, le contact entre les dykes d'aplite et les sulfures massifs (prélevé au niveau de l'indice du Quer de l'Aigle) montre non seulement des critères clairs de contemporanéité mais également une zonation minéralogique (*photo 24*). L'aplite est principalement constitué de quartz et de feldspath, qui semblent altérés par de l'épidote. Son contact avec les sulfures massifs, marqué par une bordure pauvre en feldspath (riche en quartz), est net est très progressif. Ces derniers montrent une zonation selon des bandes plurimillimétriques avec de la sphalérite au contact avec le dyke, puis de la galène et enfin de la pyrrhotite et de la chalcopyrite massive. Quelques veines millimétriques de sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite) qui semblent issus de remobilisations tardives recoupent à la fois l'aplite et les sulfures massifs.

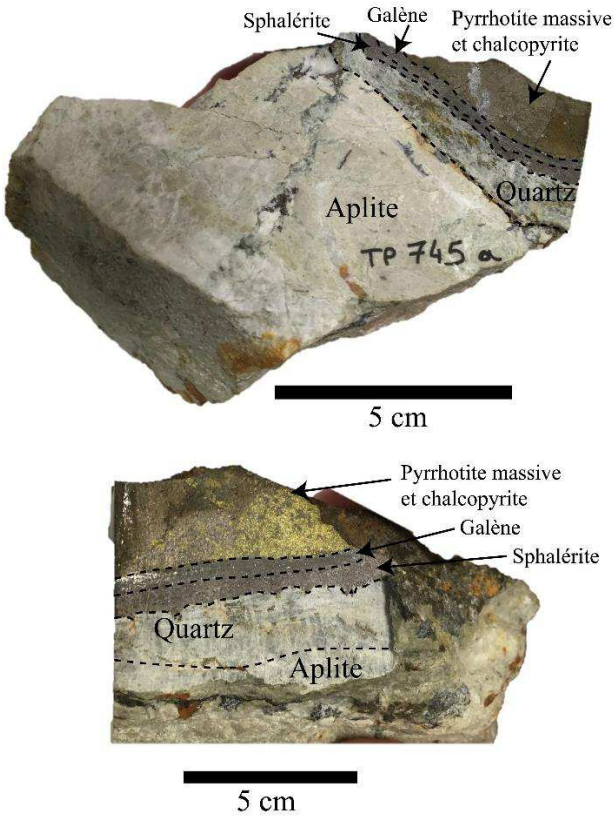


Photo 24 : Vue détaillée du contact entre le dyke d'aplite et les sulfures massifs (échantillon prélevé au niveau de l'indice du Quer de l'Aigle cf. photo 23).

En de nombreux endroits du secteur de la mine et généralement à proximité de la faille Véronique, se trouvent de petits filons centimétriques à quartz noir – tourmaline recoupant la granodiorite de la Fourque (*photo 25*). Ils se présentent dans cette dernière sous la forme d'un réseau, parfois dense, de filons parallèles qui donnent à la granodiorite un aspect rubané. Ils peuvent également affleurer localement sous forme de filons décimétriques comme à proximité des filons aplitiques de la R1 du niveau 1230 (*photo 25*). Ces filons se groupent selon des orientations relativement constantes (N80E 45° N et N170E 70° S). Au voisinage de la faille Véronique (niveaux 1434 et 1416) les filons à tourmaline prennent une direction sub-parallèle à cette dernière.

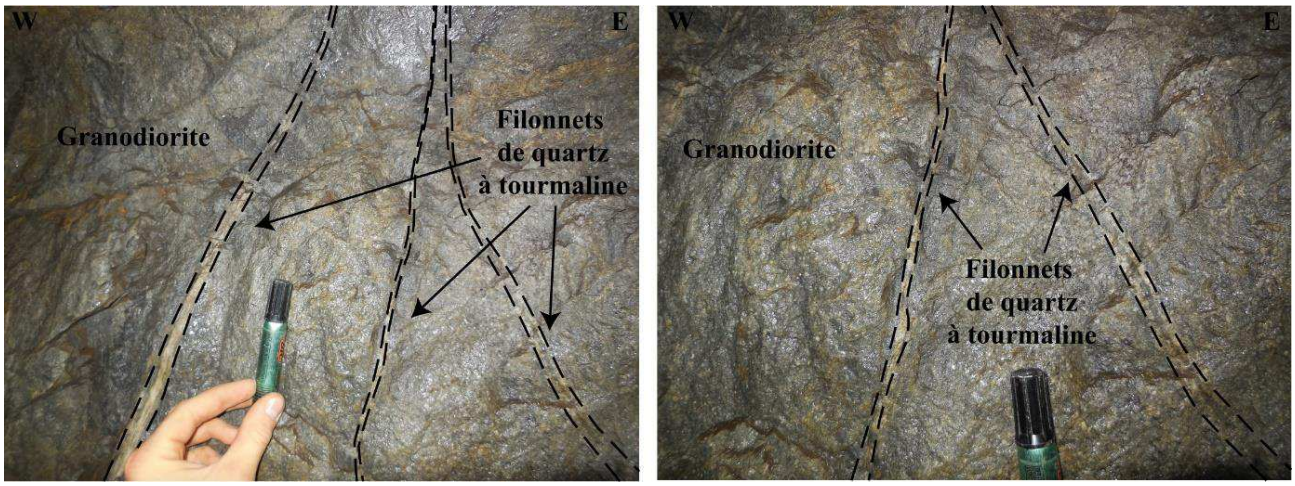


Photo 25 : Filonnets de quartz noir à tourmaline centimétriques recoupant la granodiorite de la Fourque dans la carrière du Bois d'Anglade. Un greisen à quartz, muscovite et titanite se développe sur 1 à 2 cm à leur périphérie en donnant un aspect rubané à la roche.

A leur contact la granodiorite est silicifiée, sans biotite et altérée en un greisen à quartz, muscovite et titanite. Cette altération qui donne un aspect rubané à la granodiorite, a une épaisseur régulière (1 à 2 cm) de part et d'autre de chaque filonnet (*photo 26*).

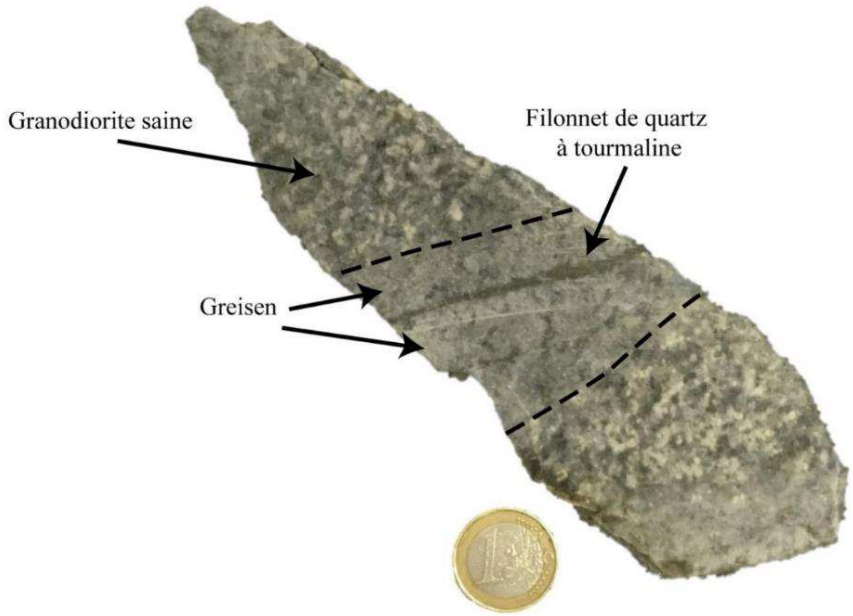


Photo 26 : Echantillon de granodiorite de la Fourque recoupée par un filonnet de quartz à tourmaline pluricentimétrique provenant de la recoupe R1 1230. Le greisen à quartz, muscovite et titanite est développé sur 1 à 2 cm en périphérie du filonnet.

De l'arsénopyrite et plus rarement de la wolframite (observée par Lecouffe, 1987) sont néoformées dans la granodiorite silicifiée. De petits remplissages locaux de calcite et pyrrhotite les recoupant peuvent être observés. Ils évoluent latéralement vers le remplissage à sulfures massifs de la faille Véronique. Le jeu cisaillant inverse observé par Lecouffe (1987) est visible sur certains échantillons par la cristallisation oblique des bandes de tourmaline par rapport aux épontes (*photo 27*).

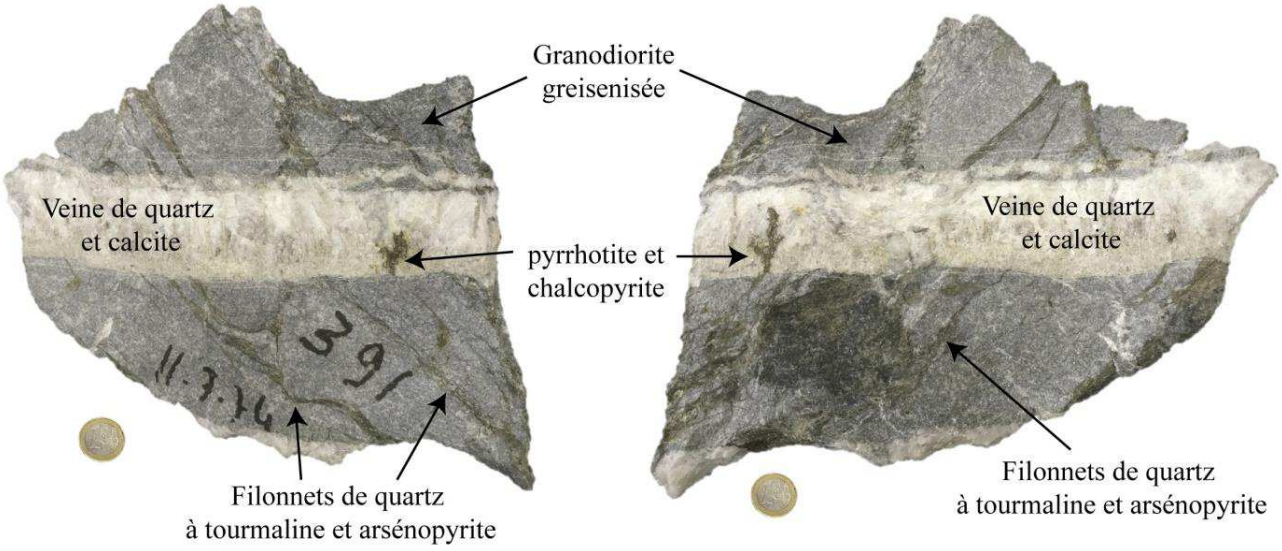


Photo 27 : Echantillon (niveau 1391) de granodiorite à grain fin très altérée (sans biotite) recoupée par des filonnets centimétriques de quartz noir à tourmaline et arsénopyrite. Une veine pluricentimétrique de quartz, calcite, pyrrhotite et chalcopyrite recoupe les filonnets à tourmaline et la granodiorite.

Latéralement à la granodiorite silicifiée, le prolongement de ces filons se matérialise par une bande centimétrique de pyrrhotite en gros cristaux, scheelite et amandes de quartz qui s'ouvre en lentilles plus conséquentes dans les marbres. Ils semblent contemporains de ces minéralisations. Ces filons à tourmaline sont des failles inverses contemporaines du jeu également inverse de la faille Véronique.

En de rares endroits du secteur de la mine, des failles N30°E et N160°E subverticales à amphiboles fibreuses pluricentimétriques développées sur leur miroir peuvent décaler les failles antérieures ainsi que les corps minéralisés (*photo 28*). Elles sont tardives sur le minerai et n'ont visiblement pas de relations génétiques avec lui. Par ailleurs, des failles à limonite, encore plus tardives, recoupent toutes les structures et les minéralisations abordées précédemment. Leur direction est assez dispersée mais d'orientation moyenne nord - sud avec un pendage de 70°W. Les poches de dissolution qu'elles provoquent dans les marbres peuvent entrainer des venues d'eau karstiques.

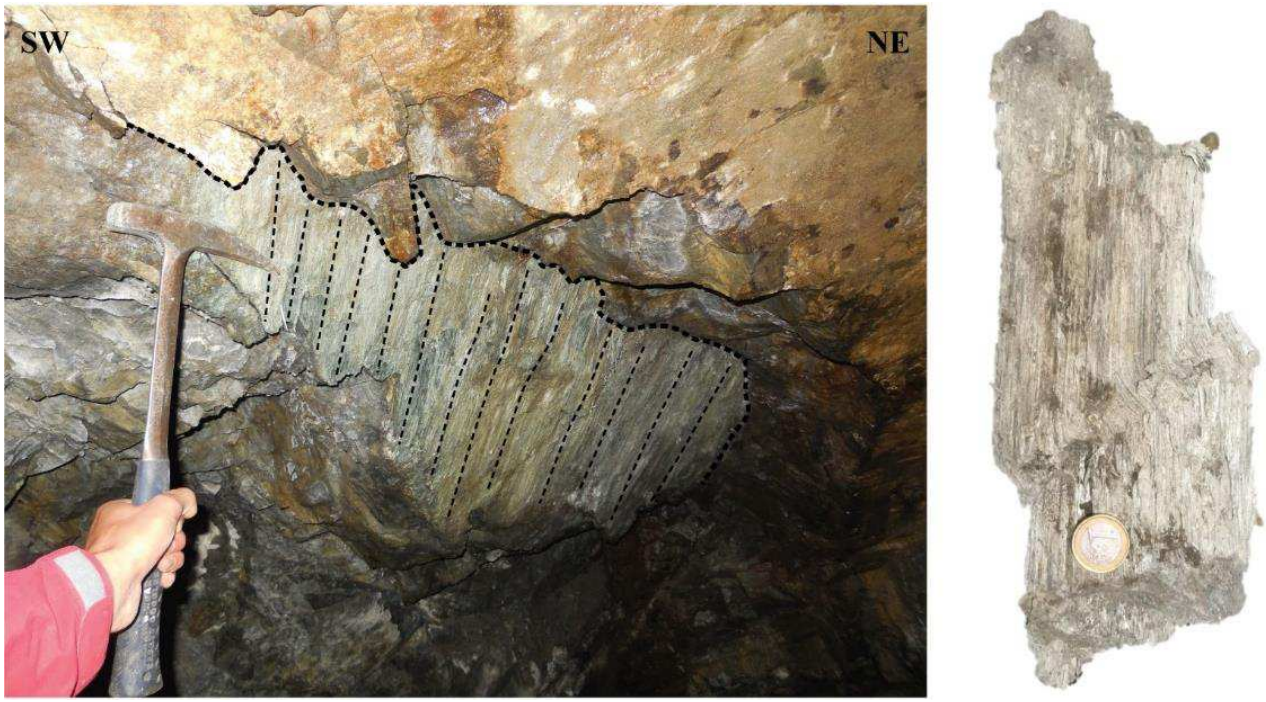


Photo 28 : faille N30E 85°N à amphibole fibreuse pluricentimétrique soulignant la strie du plan de faille. A droite, vue de détail du remplissage à amphibole fibreuse. Affleurement observé dans la zone du Bois d'Anglade.

iii. Les indices du Ravin de la Fourque

Le ravin de la Fourque correspond à la zone en surface historiquement explorée par Passaqui lors de la découverte des indices de skarn à scheelite de Salau, au sud de l'intrusion de la Fourque. Elle se situe entre le pic de la Fourque à l'ouest (1880 m) et le carreau 1430 m à l'est (*figure 93*). Ce ravin se compose de nombreux golfes qui abritent plusieurs indices minéralisés, historiquement dénommés zone I à VI. Une grande partie du ravin se situe au contact entre la granodiorite et les marbres supérieurs ou les Barrégiennes. La plupart des marbres sont métamorphisés en skarns à silicates calciques étant donné leur position par rapport à l'auréole interne.

La faille Véronique difficile à repérer en surface en raison de la discrétion de ses marqueurs dans les marbres est ici représentée à partir de sa cartographie depuis les galeries les plus hautes. Elle recoupe le ravin selon une direction N90°E en passant au sud du pic de la Fourque à l'ouest jusqu'au sud du Bois d'Anglade à l'est (formation sud). La Zone IX, la plus basse topographiquement (1580 à 1430 m) correspond au Bois d'Anglade et aux skarns décrits dans le chapitre III-i. Les zones I, V et VI sont des indices de skarns enclavés au sein de la granodiorite. Les secteurs II, III, IV, V et VI sont riches en sulfures massifs en raison de leur proximité avec la faille Véronique et pourraient représenter la trace de son passage en surface. L'encaissant montre une S0 subverticale globalement orientée N100°E. Les levés en mine ont permis d'établir que la faille Véronique se situe sur le flanc nord du pli antiforme subvertical visible dans le versant de Saube à l'est (*figure 70*).

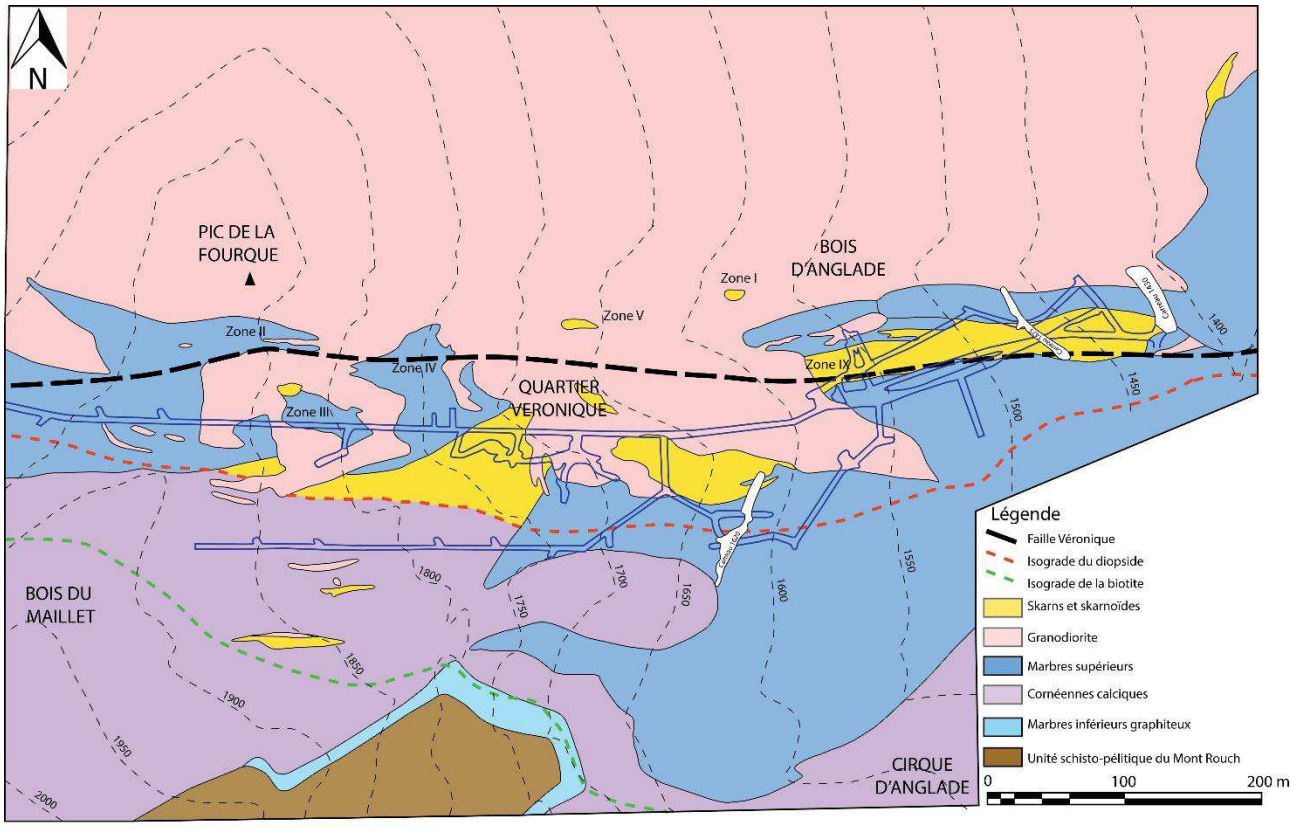


Figure 93 : Carte géologique détaillée du ravin de la Fourque montrant la localisation des principaux affleurements de skarn et le passage de la Faille Véronique (modifié d'après Derré, 1973).

Les sulfures massifs (pyrrhotite dominante) des zones III et V se présentent généralement en imprégnation dans les skarns à pyroxène et grenat développés dans les marbres supérieurs (*photo 29*). La scheelite est en gros cristaux millimétriques et les analyses pour or réalisées sur la zone III ont révélées une teneur de l'ordre de 5,8 g/t. Au contact de cette zone, la granodiorite est fortement cataclasée et silicifiée selon des couloirs de déformation orientés N100°E 75°N qui correspondent au passage de la faille Véronique. D'autres couloirs similaires se devinent plus au nord au sein du massif de granodiorite, où l'érosion combinée au relief permet de bien les souligner.

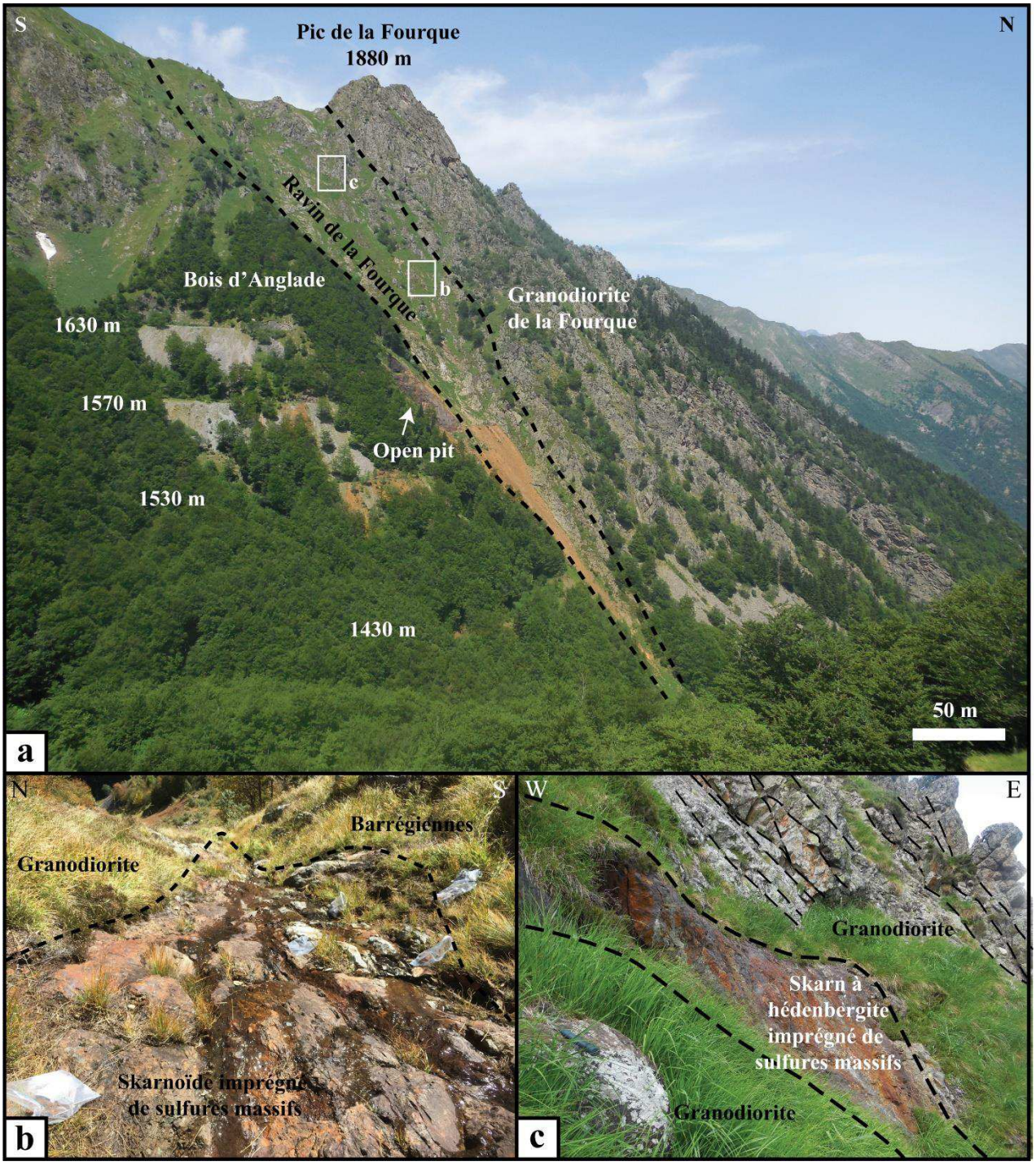


Photo 29 : (a) Vue générale du ravin de la Fourque depuis l'est du massif de granodiorite avec position des photos b et c. (b) Vue détaillée de l'indice à sulfures massifs de la Zone V. (c) Vue détaillée de l'indice à sulfures massifs de la zone III au contact de la granodiorite cataclasée et silicifiée (analysé pour or à 5,8 g/t).

Une vue plus rapprochée de ces couloirs au sud-est et à l'est du massif de la Fourque soulignés par l'érosion permet de s'apercevoir qu'il s'agit bien de zones faillées plurimétriques dans la granodiorite (*figure 94*). Le cœur de la faille est constitué d'une brèche quartzeuse et les épontes sont fortement silicifiées et imprégnées de sulfures (pyrrhotite dominante). L'orientation moyenne de ces couloirs est N100°E 70°N et montre un jeu inverse dominant au niveau des miroirs de faille soulignés par des marches de calcite. La scheelite n'a cependant pas été observée dans les échantillons récoltés. Elle ne semble apparaître de manière abondante que lorsque ces couloirs faillés sont en contact avec la granodiorite et l'encaissant carbonaté, comme observé en mine dans le quartier Véronique.

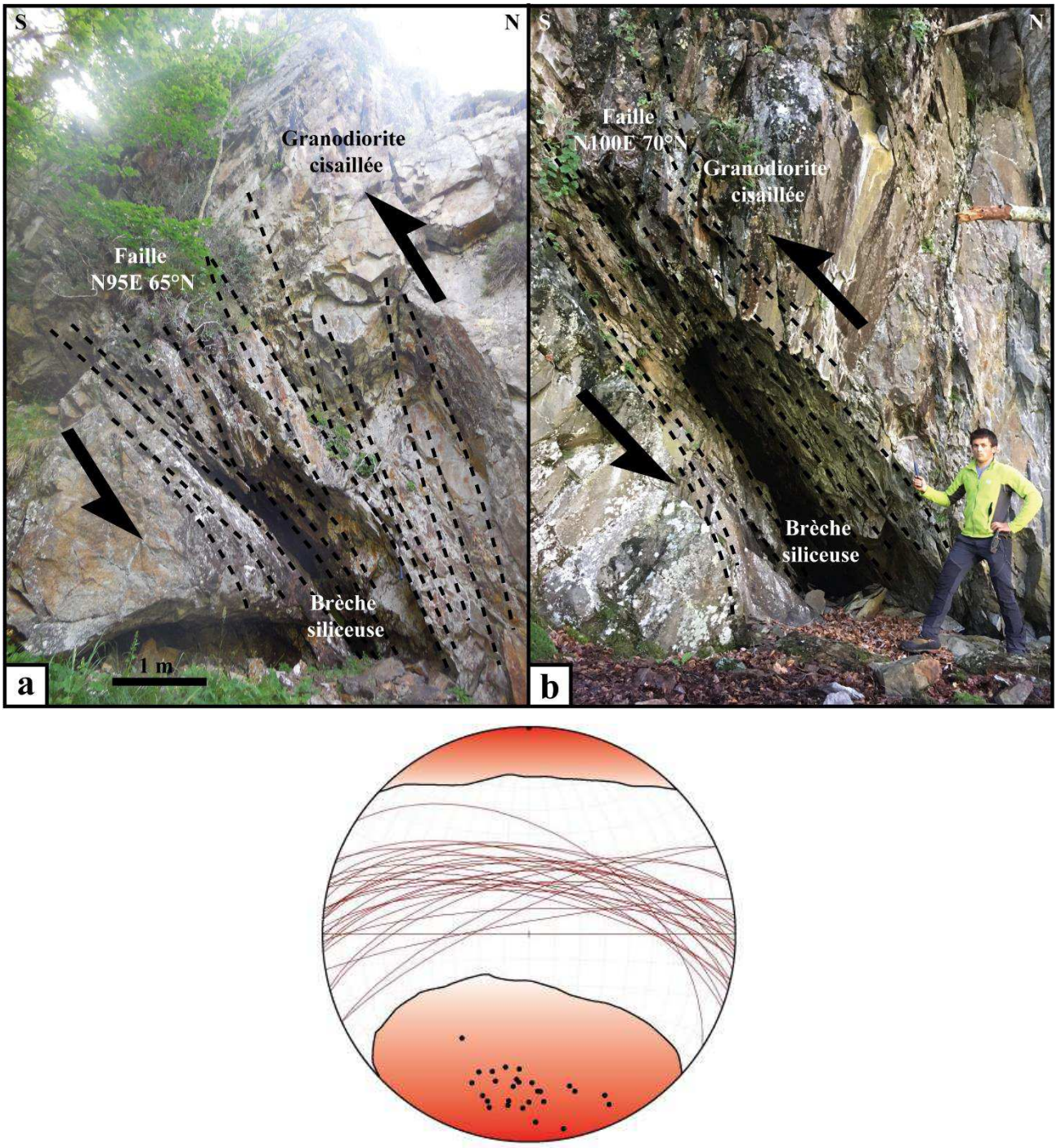


Figure 94 : Photographies interprétées des failles satellites N100°E 70°N (n=25) de Véronique situées au sud-est (a) et à l'est (b) du massif de la Fourque. Ces failles sont encaissées par la granodiorite qui est bréchifiée, silicifiée et imprégnée de sulfures (pyrrhotite dominante).

Si dans la granodiorite les marqueurs de la déformation engendrée par la faille Véronique ou ses satellites sont relativement faciles à observer, il n'en est pas de même lorsque la faille traverse l'encaissant carbonaté. La plupart du temps, les marbres recristallisent et la déformation n'est visible qu'au niveau de plis d'entrainement développés très localement (< 1 m de puissance). Cependant, quelques marqueurs tels que des niveaux skarnifiés dans les marbres supérieurs ont permis de pister la proximité de son passage dans le ravin de la Fourque (*photo 30*). Les skarns sont étirés et boudinés selon une direction N85°E subverticale. Ils montrent fréquemment un tronçonnage perpendiculaire à leur direction d'étirement. Parfois, les Barrégiennes peuvent également présenter des plis d'entrainement au voisinage de la faille Véronique (*photo 31*). Cependant, ces critères sont difficiles et rares à observer en raison de la rareté des plans structuraux perpendiculaires.

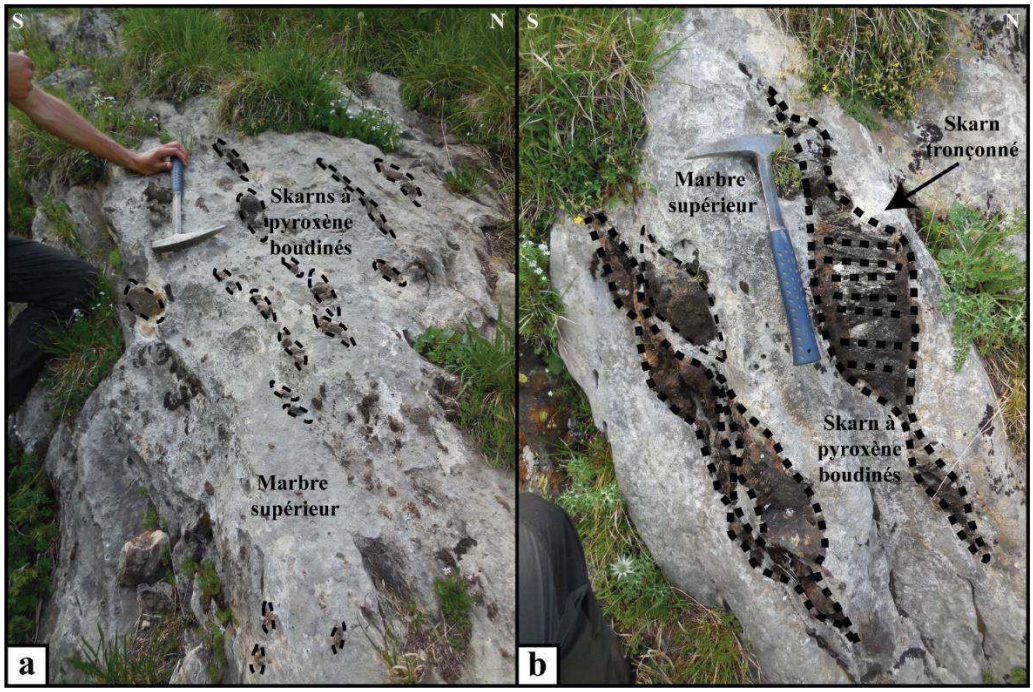


Photo 30 : Affleurement côte 1700 m du ravin de la Fourque, à proximité de la zone III. (a) Vue générale d'un affleurement de marbres supérieurs à niveaux de skarns à pyroxènes boudinés sur le passage de la faille Véronique. (b) Vue détaillée du boudinage d'un niveau de skarn tronçonné dans les marbres supérieurs.

Photo 31 : Plis d'entrainement développés dans les Barrégiennes au voisinage de la faille Véronique (Col de la Fourque - 1900m d'altitude).

iv. Les indices de la périphérie du massif de la Fourque

Hormis le secteur du ravin de la Fourque, le pourtour du massif de granodiorite qui présente des conditions géologiques identiques au secteur de la mine, est tout aussi favorable à la présence de minéralisations (*figure 95*). Trois principaux secteurs ont été choisis pour être étudiés : les secteurs ouest, nord et est. Dans l'ensemble, tous les indices minéralisés observés se localisent sur la périphérie de la granodiorite au contact avec l'encaissant carbonaté constitué de calcaire supérieur ou de Barrégiennes. Seul l'indice d'Espis se situe à plus de 500 m à l'ouest de la granodiorite. Nous verrons qu'il s'agit d'un indice particulier dans le sous-chapitre suivant.

Les secteurs ouest et est sont situés au niveau de l'axe d'une antiforme de direction N100°E souligné par les Barrégiennes. A l'identique de ce qui se trouve dans le ravin de la Fourque, les skarns à silicates calciques et scheelite sont situés dans l'auréole interne de métamorphisme de contact. Ils ne sont jamais très riches en scheelite et les teneurs ne dépassent que rarement 0,6 % WO_3. En revanche, les teneurs en tungstène peuvent être particulièrement importantes sur les affleurements riches en sulfures massifs (> 1 % WO_3 en moyenne). Ils montrent également des teneurs en or importantes (1 – 24 g/t). Ces derniers sont toujours situés à proximité de failles de direction moyenne N100°E 70°N recoupant la granodiorite et l'encaissant. Elles possèdent les mêmes caractéristiques que la faille Véronique et celles observées dans le ravin de la Fourque avec un jeu inverse dextre. Le contact entre la granodiorite et l'encaissant dans les secteurs ouest et est très anastomosé.

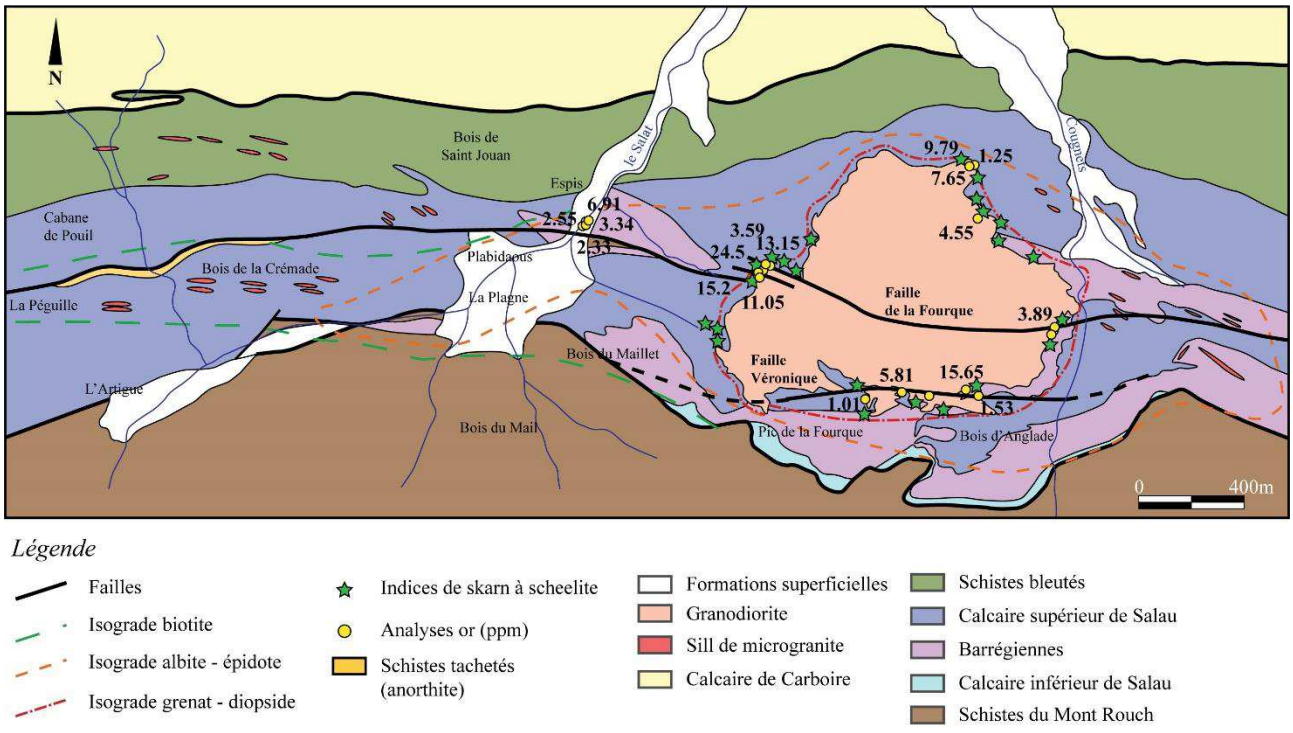


Figure 95 : Carte géologique schématique de la partie Ouest du massif de la Fourque montrant la localisation des principaux indices de skarn en périphérie de l'intrusion ainsi que les résultats des analyses or réalisées sur les minéralisations riches en sulfures massifs. Les résultats pour l'indice d'Espis sont également reportés (modifié d'après Ledru, 1986).

Le secteur ouest

Les indices du secteur ouest se présentent sous la forme d'une série d'affleurements alignés selon une direction NE-SW qui totalisent environ 200 m de longueur sur 50 m de largeur entre les côtes 1300 m et 1400 m. Ils se situent dans une zone très abrupte, au sud et au sud-ouest de la plateforme de sondages n°3 (*figure 96*). Le contact entre la granodiorite et l'encaissant est très anastomosé et se compose de plusieurs petits golfes pluridécamétriques. Le calcaire supérieur montre une stratification orientée N70°E 80°SE. Le contact est recoupé par plusieurs failles qui présentent une orientation moyenne N115°E 60°N, très similaire à celle de la faille Véronique. La minéralisation est principalement représentée par des indices de skarns à silicates calciques et scheelite disséminée. Ces roches présentent des teneurs en tungstène généralement faibles (0,02 à 0,1 % WO_3). Cependant, à proximité des failles et du contact entre la granodiorite et l'encaissant, la minéralisation est constituée de sulfures massifs et de scheelite abondante. Ce contact correspond à la zone où il y a le plus de circulations de fluides et de chaleur. Les teneurs en or et en tungstène de ces roches sont particulièrement élevées (1,78 à 24,5 g/t Au et 0,06 à 1,21 % WO_3).

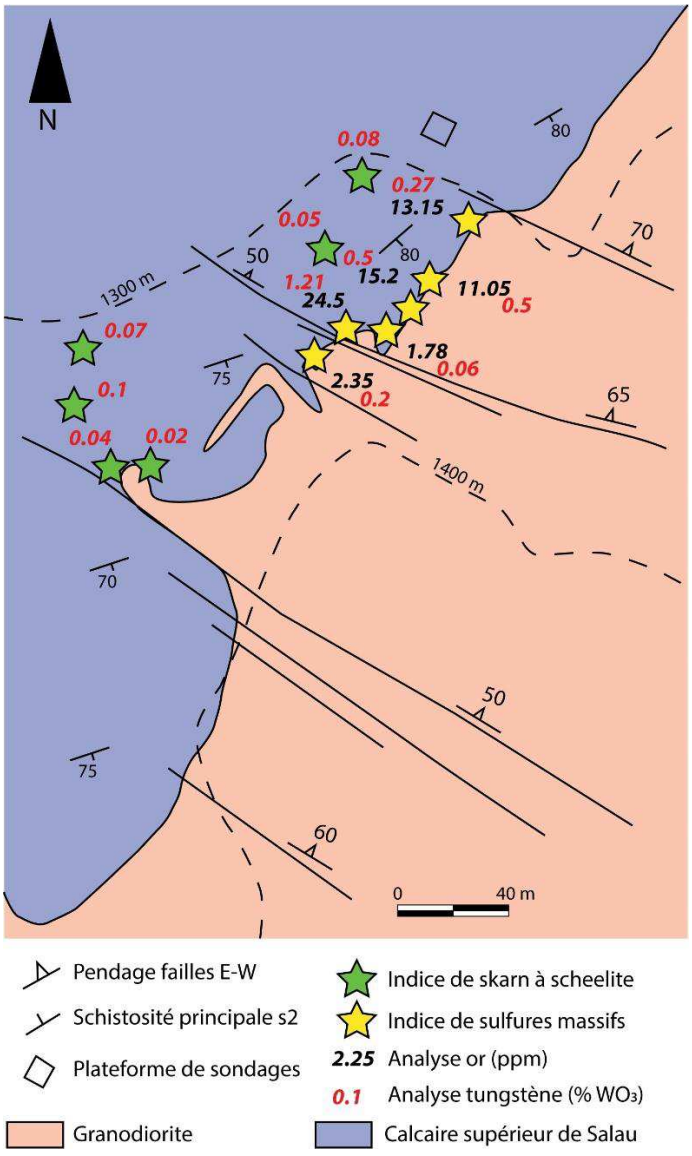


Figure 96 : Carte géologique détaillée des indices minéralisés de l'ouest de la granodiorite de la Fourque. Les plus fortes teneurs en tungstène sont corrélées avec les plus fortes teneurs en or (modifié d'après Ledru, 1986).

Les affleurements se distribuent de manière ponctuelle le long du contact entre la granodiorite et l'encaissant (*photo 32*). La continuité entre ces indices est représentée par une mince bande de skarn imprégnée de sulfures massifs (> 50 cm). Les sulfures massifs se développent soit aux dépens des calcaires supérieurs, soit des skarns. Les dimensions de chaque lentille de sulfures n'excèdent pas quelques mètres carrés. La pyrrhotite est le sulfure dominant et est généralement accompagnée par de la chalcopyrite et de l'arsénopyrite. La granodiorite est laminée selon plusieurs couloirs orientés N110°E 70°N à proximité de ces indices. Dans les zones cisaillées, les feldspaths sont remplacés par des micas blancs et les micas noirs sont altérés en chlorite.

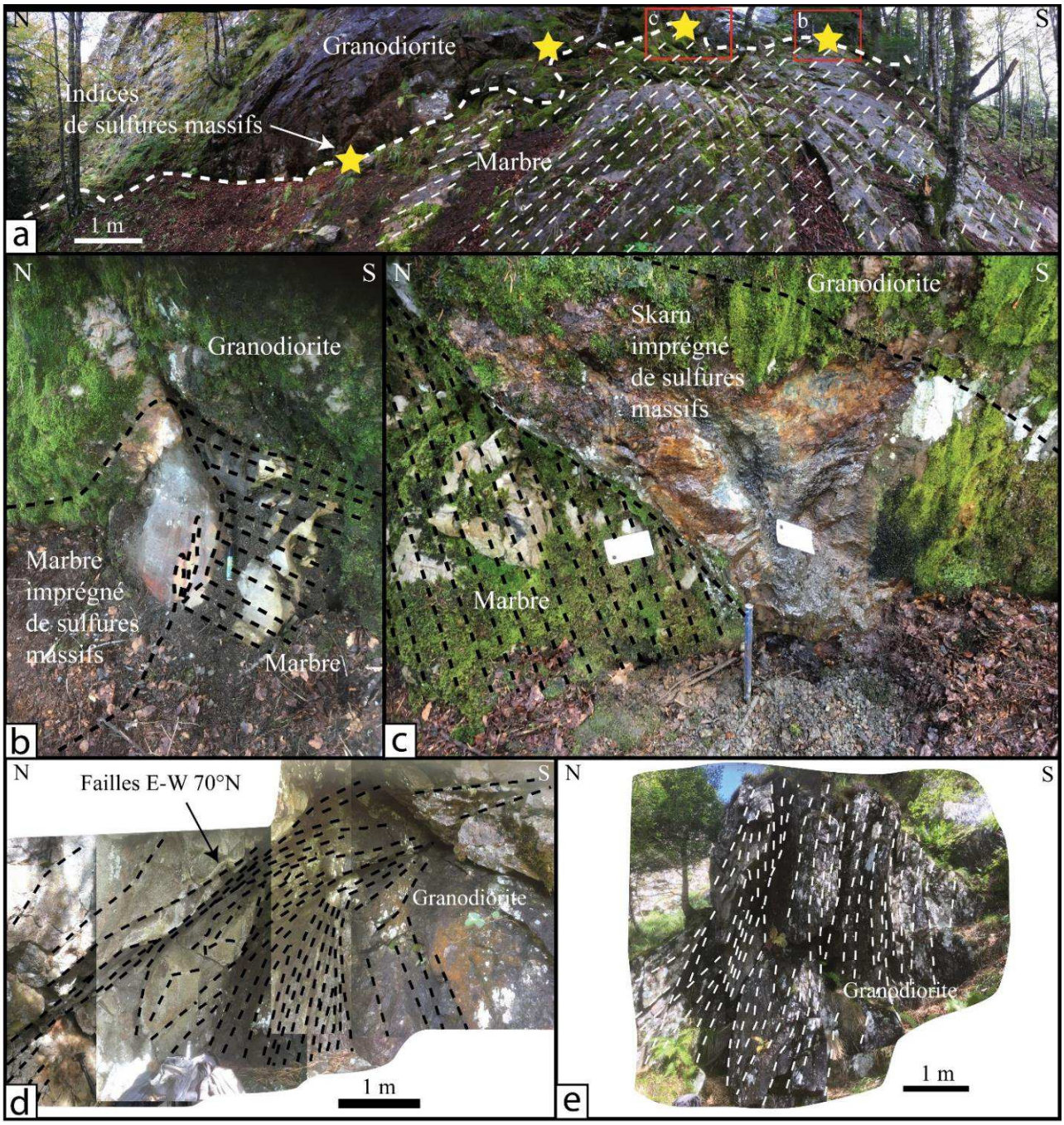


Photo 32 :Planche photographique des indices minéralisés du secteur ouest de la Fourque ; (a) Vue générale de la série d'affleurements localisée à l'intersection entre le contact granodiorite-encaissant et les failles E-W ; (b) Vue détaillée d'un affleurement de sulfures massifs ; (c) Vue détaillée d'un skarn à silicates calcites imprégné de sulfures massifs ; (d) et (e) Vue détaillée de deux zones faillées dans la granodiorite (N110°E 70°N) à proximité des indices.

Les sondages réalisés depuis la plateforme de sondages n°3 par la SMA en 1978 (MF10 à MF13) ont permis d'interpréter l'allure du contact entre granodiorite et encaissant en profondeur (*figure 97*). Les coupes montrent que les indices de cette zone se distribuent autour d'une apophyse de granodiorite sub-affleurante, dont le contact avec l'encaissant semble ensuite se verticaliser à l'ouest. Des passes de skarn à silicates calciques et scheelite disséminée ont été recoupés en moyenne sur 1 m au niveau des contacts. Etant donné la géologie de ce secteur, il serait très intéressant de foncer de nouveaux sondages au niveau de l'intersection entre le contact granodiorite-encaissant et les failles E-W, pour espérer recouper des extensions aux lentilles de sulfures massifs identifiées en surface.

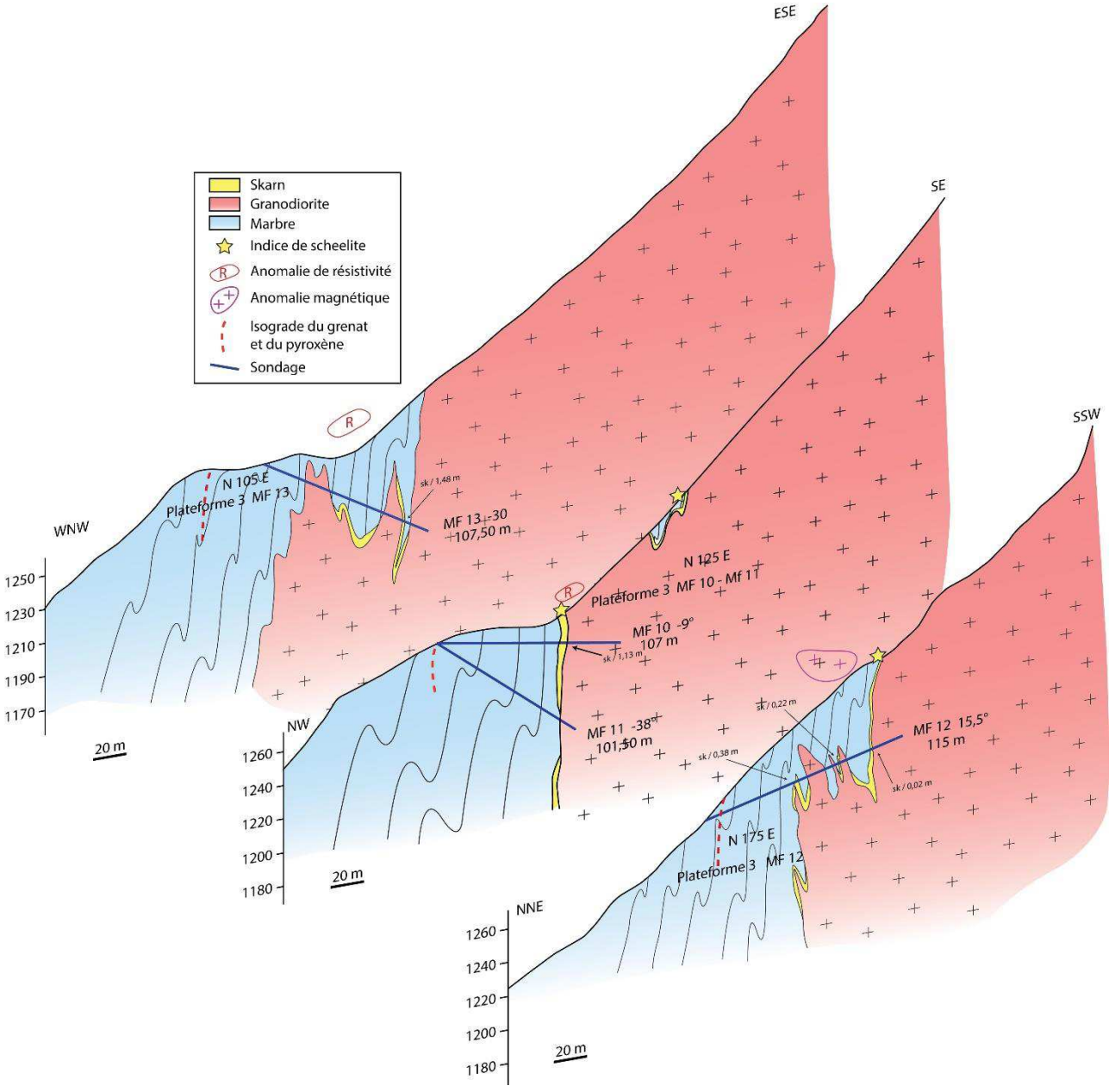


Figure 97 : Coupes géologiques interprétatives sériées réalisées à partir des sondages effectués par la SMA depuis la surface sur la périphérie du massif de la Fourque. Secteur ouest du massif / plateforme 3 / sondages MF10, MF11, MF12 et MF1

La réalisation par la SMA de deux sondages longs vers le NW (DB91 et S3) depuis la galerie 1230 a permis de recouper une structure minéralisée intragranodioritique encore inconnue, la lentille Christine (*figure 98*). Cet indice se situe en aval des indices de surface identifiés à l'ouest du massif. La minéralisation est encaissée dans une faille de direction N100°E 70°N constituée de fragments de granodiorite cimentés par des sulfures massifs et du quartz. La scheelite y est grossière et abondante et deux passes très riches en tungstène ont été recoupées (0,7 m à 8,54 % WO_3 et 1,86 m à 3,57 % WO_3). En plus de cette minéralisation très riche, le sondage S3 a atteint l'encaissant et recoupé une passe de skarn à silicates calciques et scheelite disséminée similaire aux indices étudiés en surface dans le secteur 3. Le contact vu en surface s'interprète alors comme un contact rentrant vers le cœur du massif de granodiorite et ne semble pas plonger vers l'ouest. Cette faille intragranodioritique abritant des sulfures massifs et de la scheelite grossière abondante constitue l'une des extensions majeures du gisement de Salau.

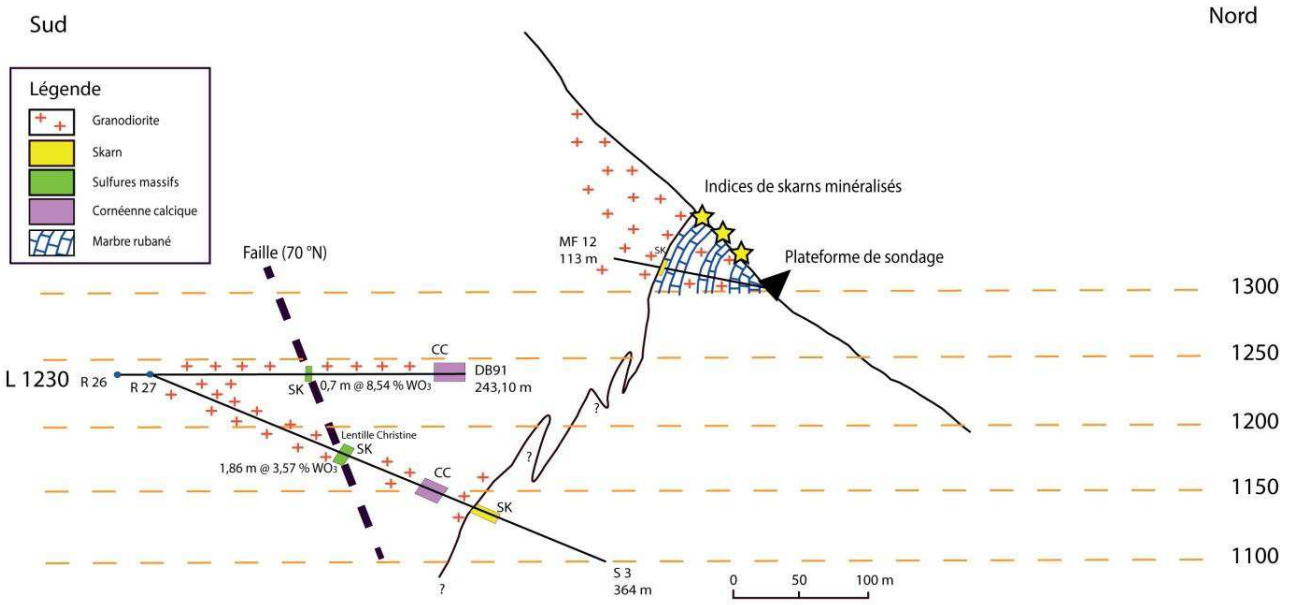


Figure 98 : Coupe géologique interprétative la géométrie de la lentille Christine sur le flanc NW du massif de la Fourque (sulfures massifs dans une faille intragranitique de type Véronique / 3,57 % WO_3 sur 1,86 m et 8,54 % WO_3 sur 0,7 m) recoupée par sondages SMA depuis le niveau 1230.

Le secteur nord

Le secteur au nord du massif de la Fourque est situé sur le contact entre l'encaissant constitué de calcaires supérieurs et la granodiorite entre les côtes 1420 et 1460 (*figure 95*). Aucun indice de skarn à silicates calcique et scheelite disséminée n'a pu être cartographié en raison de la présence d'un important éboulis de granodiorite situé au niveau du contact. Néanmoins, une importante anomalie de résistivité a été cartographiée par la SMA durant une campagne de géophysique réalisée en 1978 (*figure 99*). L'anomalie principale est orientée selon une direction N45°E et couvre globalement le contact entre l'intrusion et l'encaissant. Les valeurs de l'ordre de 200 Ω.m sont compatibles avec la signature de sulfures massifs. Sur le terrain, la granodiorite est parcourue de nombreux filonnets de quartz bleu-gris, identiques à ceux observés au sud du massif, et qui sont des quartz magmatiques. Ils se mettent en place suivant plusieurs directions allant de N-S subvertical à E-W 45°S.

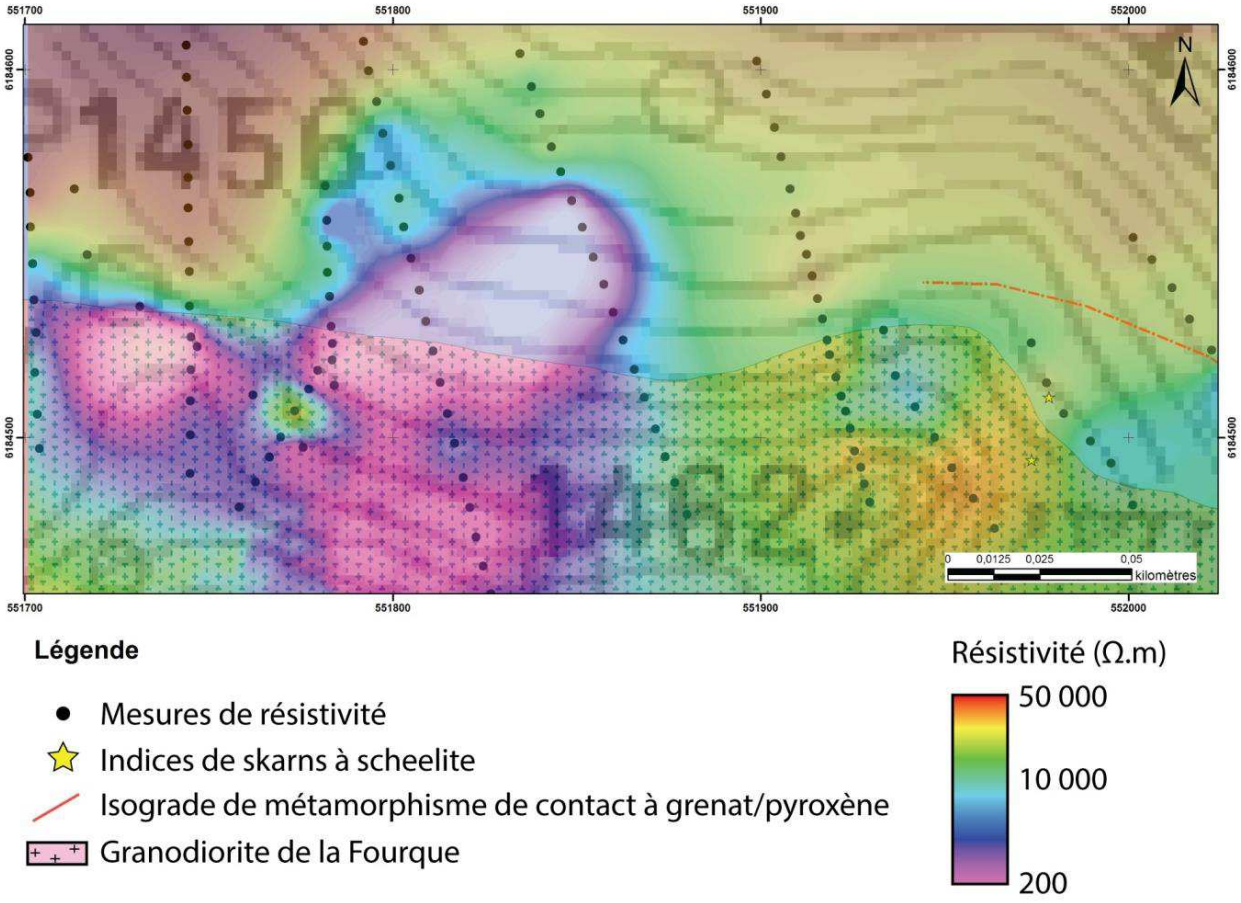


Figure 99 : Carte interpolée de l'anomalie de résistivité détectée par la SMA lors des prospections de surface en 1979.

Les sondages réalisés par la SMA en 1978 à partir de la plateforme n°2, installée au nord du contact entre encaissant et granodiorite ont permis d'interpréter la géométrie de l'intrusion en profondeur (*figure 100)*. Le contact nord de l'intrusion montre une géométrie similaire à celle du secteur ouest avec un pendage plongeant à 45° vers le sud en surface, puis vers l'est apparait une apophyse de granodiorite vers le nord. Les anomalies magnétiques et de résistivité acquises en surface se concentrent autour de cette apophyse et semblent indiquer la possibilité de roches magnétiques et à faible résistivité en profondeur (tels que des sulfures massifs). Les sondages n'ont pas recoupé de skarn à silicates calciques et scheelite disséminée en profondeur, mais seulement de très minces lits de grenats au contact avec la granodiorite. Par ailleurs, aucune zone faillée n'a pu être observée sur le terrain dans ce secteur.

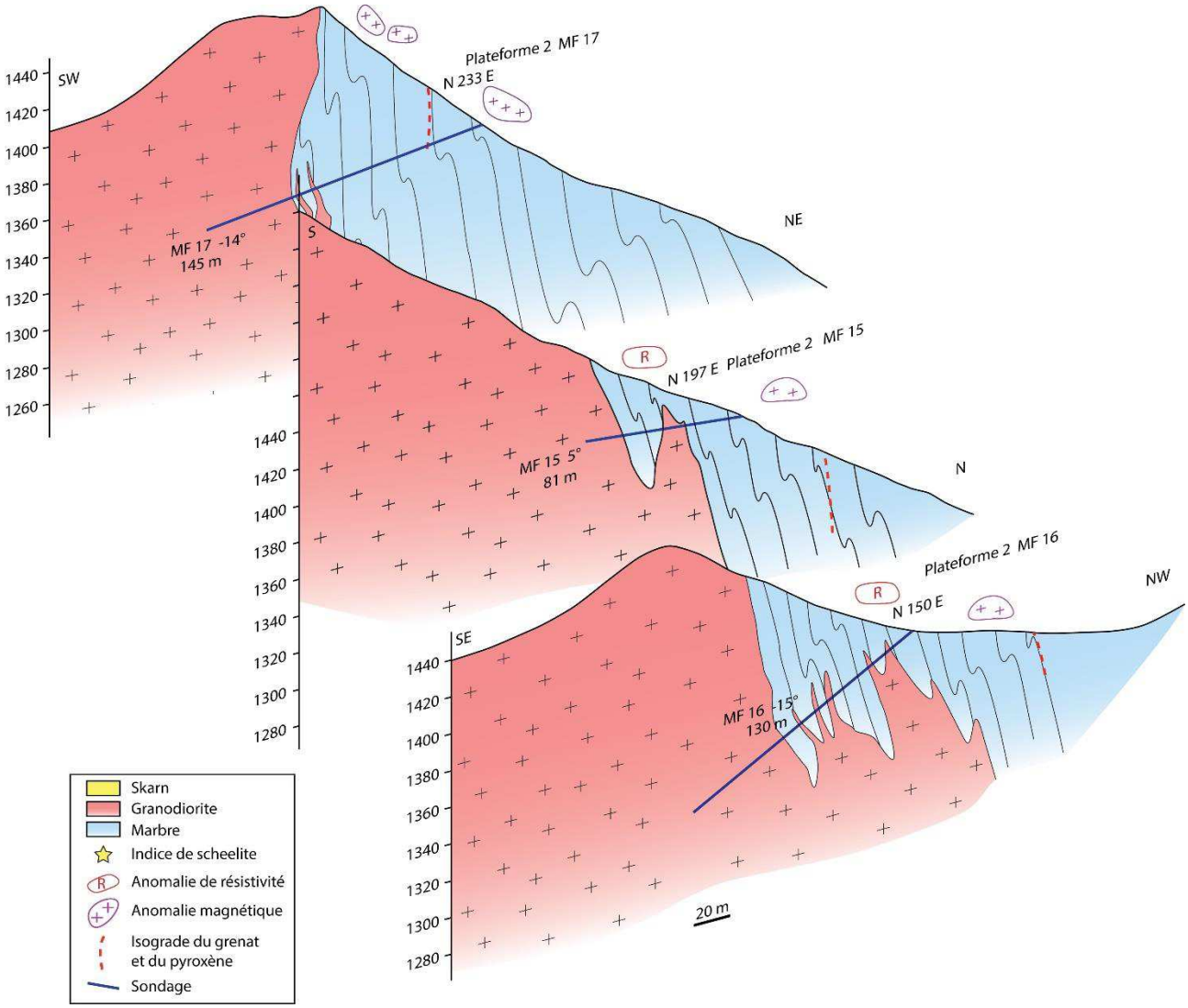


Figure 100 : Coupes géologiques interprétatives sériées réalisées à partir des sondages effectués par la SMA depuis la surface sur la périphérie du massif de la Fourque. Secteur nord du massif / plateforme 2 / sondages MF15, MF16, MF17.

Le secteur est

Les indices étudiés à l'est du massif de la Fourque sont situés au niveau d'une zone où la granodiorite forme un contact avec l'encaissant suivant une géométrie très complexe et très anastomosée (*figure 95)*. Les sondages réalisés par la SMA en 1978 depuis la plateforme n°1, montrent que l'intrusion s'étend vers l'est. Plusieurs passes métriques de skarns à silicates calciques ont été recoupés par sondage. Les anomalies magnétiques à l'aplomb de ce secteur indiquent que des sulfures massifs pourraient se trouver en profondeur.

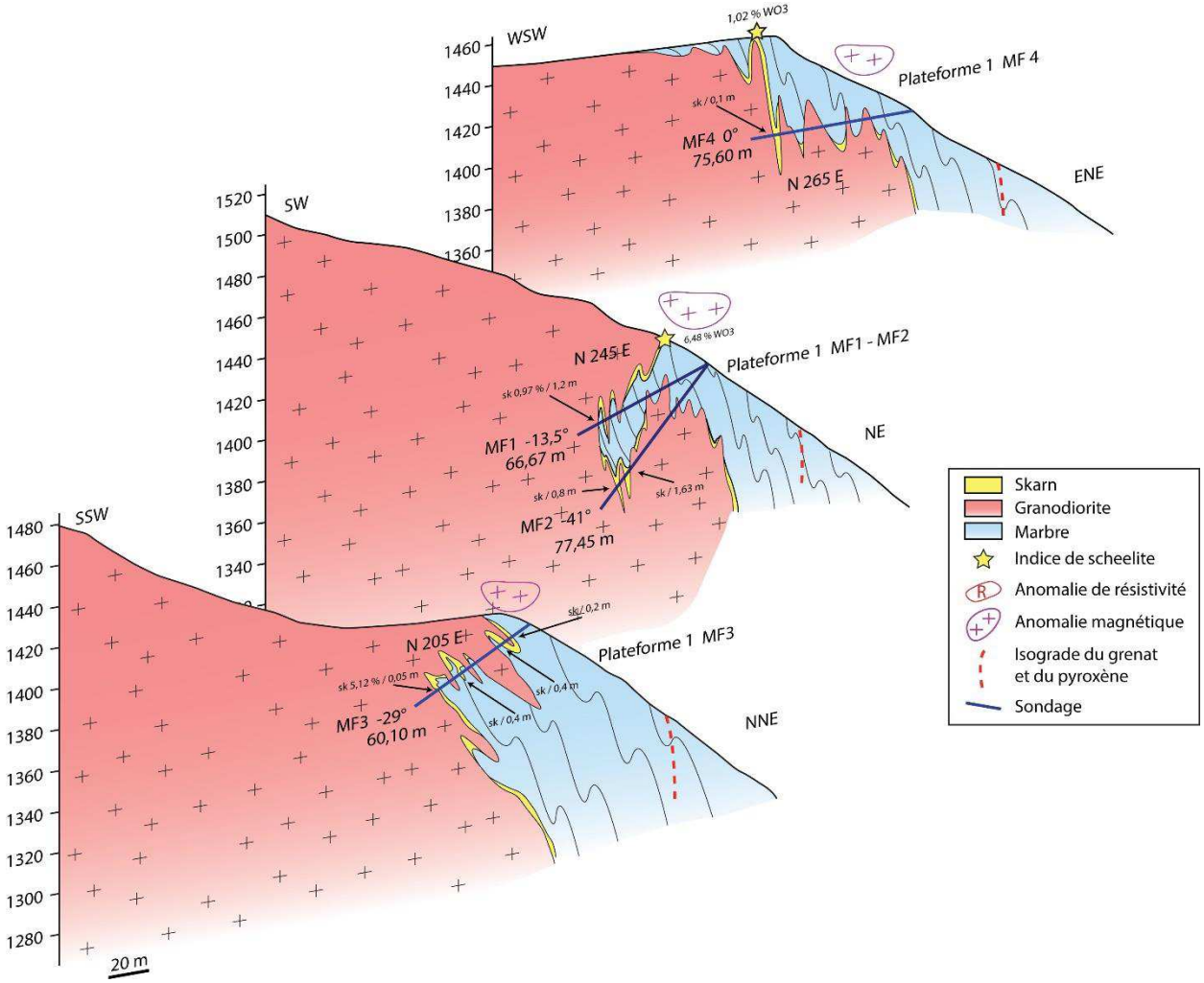


Figure 101 : Coupes géologiques interprétatives sériées réalisées à partir des sondages effectués par la SMA depuis la surface sur la périphérie du massif de la Fourque. Secteur nord - est du massif / plateforme 1 / sondages MF1, MF2, MF3 et MF4.

Sur le terrain, l'indice au nord-est, est un affleurement d'une dizaine de mètres carrés au contact entre la granodiorite et le calcaire supérieur (*photo 33*). Il est constitué de sulfures massifs (arsénopyrite et pyrrhotite dominante, chalcopyrite et sphalérite) et de scheelite grossière abondante. La granodiorite est traversée par plusieurs filonnets décimétriques de quartz gris-bleu dont l'orientation peut varier de N-S subverticale à E-W 45°S, à l'instar des filonnets observés sur le secteur nord. La granodiorite est altérée mais aucun couloir de cisaillement n'a été observé. Un éboulis important au nord de l'affleurement pourrait néanmoins en dissimuler un, à l'approche de cette zone, la granodiorite est affectée par une légère schistosité d'orientation E-W 55°N. Des teneurs en or de 1,25 à 9,79 g/t ont été obtenues sur des échantillons de cet indice.

Photo 33 : Indice de skarn imprégné de sulfures massifs au nord-est de la granodiorite de la Fourque. (a) Vue générale depuis le NE vers le SW de l'indice ; (b) Vue détaillée des filonnets de quartz gris -bleu N110E 70°S recoupant la granodiorite à proximité de l'indice. Il s'agit d'un quartz magmatique lié à la cristallisation du massif de granodiorite, il apparait uniquement sur ses bordures ; (c) Vue détaillée de l'indice de skarn à pyroxène imprégné par les sulfures massifs (arsénopyrite massive et sphalérite + scheelite grossière abondante).

A une centaine de mètres au sud du précédent affleurement, affleure un indice de skarn à silicates calciques et scheelite disséminée sur une dizaine de mètres carrés (*photo 34*). La granodiorite est légèrement foliée à son voisinage mais aucun couloir cisaillant important n'a été observé. Les sondages montrent que cet indice se situe à l'aplomb d'une apophyse sub-affleurante de granodiorite où plusieurs niveaux de skarns ont été recoupés par sondages (*figure 102*).

Photo 34 : Indice de skarn à grenat et pyroxène au contact entre la granodiorite de la Fourque et les marbres supérieurs de Salau au niveau de l'est du massif de la Fourque.

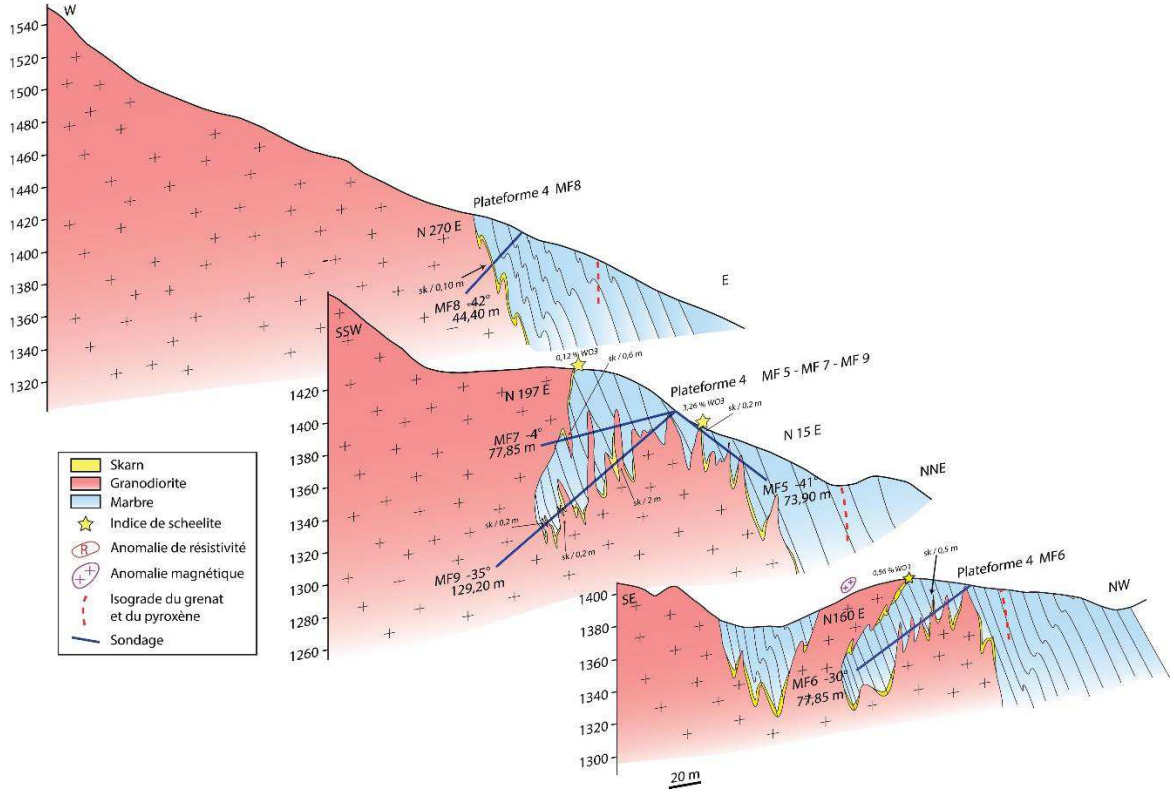


Figure 102 : Coupes géologiques interprétatives sériées réalisées à partir des sondages effectués par la SMA depuis la surface sur la périphérie du massif de la Fourque. Secteur Est du massif / plateforme 4 / sondages MF6, MF7, MF8 et MF9.

Les indices les plus au sud du secteur est se situent au niveau du Quer de l'Aigle (au SE du massif de la Fourque ; *figure 95*). Ils se répartissent sur une vingtaine de mètres carrés le long d'un contact entre la granodiorite de la Fourque et les calcaires supérieurs (*photo 35*). La minéralisation, épaisse d'environ 50 cm, est constituée de skarns à silicates calciques et scheelite disséminée. Seule une partie de l'affleurement au sud, est constituée de sulfures massifs à scheelite abondante. Elle se situe dans le prolongement est des failles observées dans la partie nord du ravin de la Fourque. Les analyses or sur ces sulfures ont donné des résultats de l'ordre de 3,8 g/t. Les sondages montrent que ces indices sont à l'aplomb d'une apophyse de granodiorite qui s'étend vers le sud (*figure 103*).

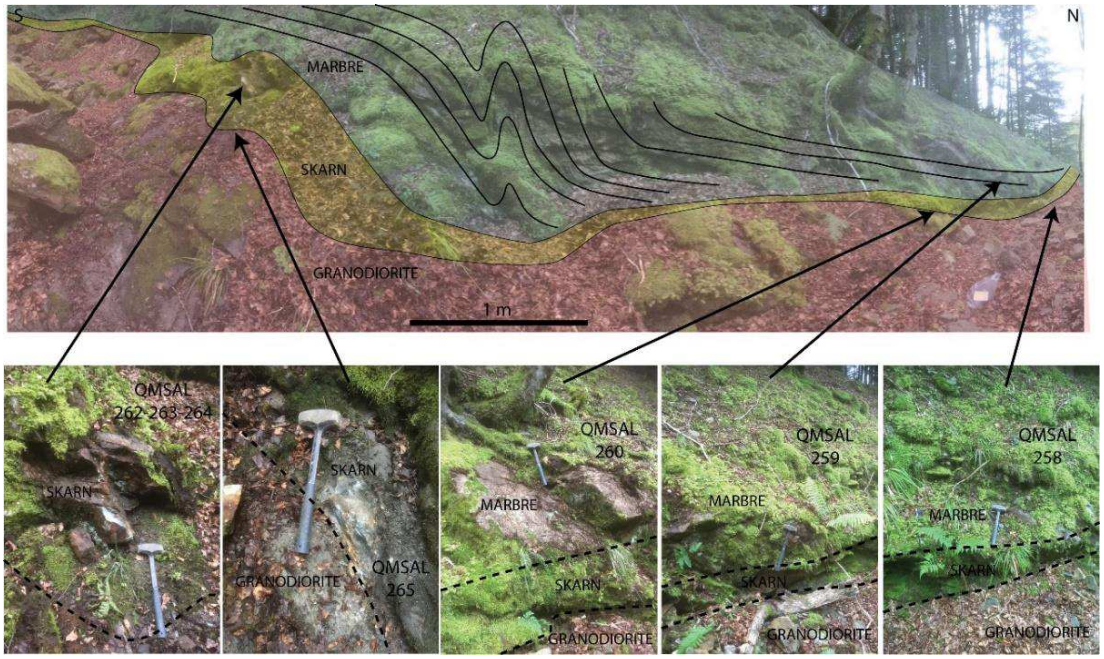


Photo 35 : Affleurement de skarns à silicates calciques et scheelite disséminée au SE du massif de la Fourque. Les noms des échantillons prélevés sont reportés (QMSAL).

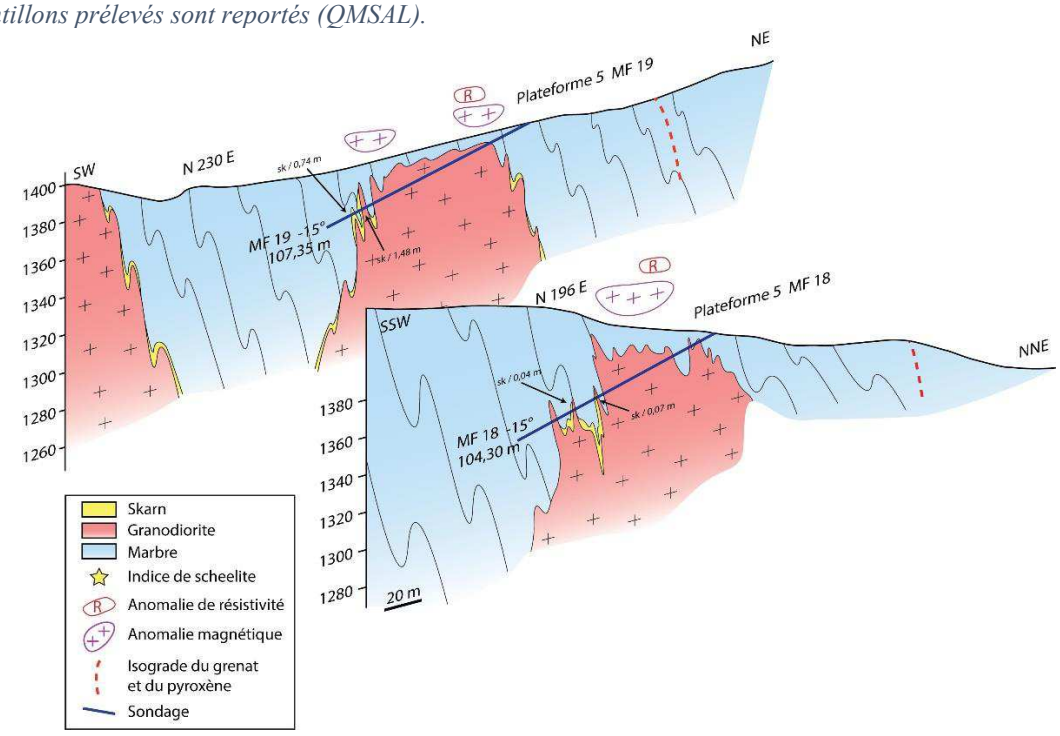


Figure 103 : Coupes géologiques interprétatives sériées réalisées à partir des sondages effectués par la SMA depuis la surface sur la périphérie du massif de la Fourque. Secteur Sud-Est du massif / plateforme 5 / sondages MF18 et MF19.

v. Espis

La zone d'Espis se situe en contrebas du versant ouest de la granodiorite de la Fourque (*figure 104*). Elle se place dans l'axe de l'antiforme subvertical, souligné par les Barrégiennes, où se trouvent également les indices du secteur ouest de la périphérie du massif de la Fourque. Le schéma structural de ce secteur est relativement complexe, puisqu'il se trouve à l'interférence entre des plis P2 et des failles E-W affectant l'encaissant et la granodiorite. La schistosité de plan axial est globalement orientée selon une direction N100°E 80°S.

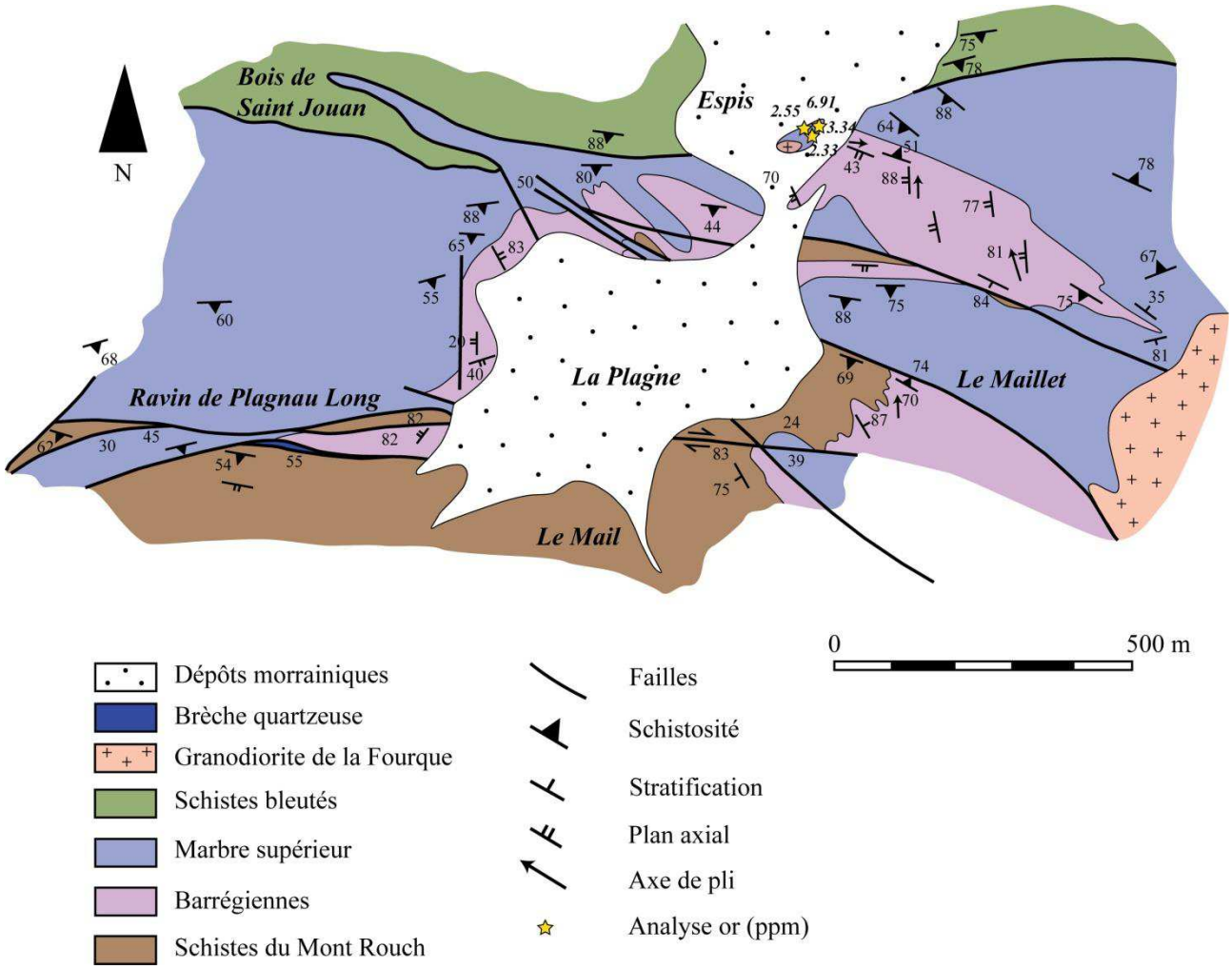


Figure 104 : Schéma structural de la zone de la Plagne (ouest du massif de la Fourque) complété et modifié d'après Ledru, (1984). Les analyses or réalisées sur l'indice d'Espis sont reportées en ppm.

L'affleurement d'Espis est constitué de calcaires supérieurs qui forment un important pli couché de plan axial N330°E subvertical et d'axe N330°E 75°NW (*photo 36*). Ce pli se situe au nord d'un petit affleurement de granodiorite de quelques mètres carrés. Plusieurs veines de quartz blanc pluricentimétriques à arsénopyrite abondante d'orientation N110°E subverticales recoupent le pli dans les calcaires supérieurs. Le quartz blanc de ces veines est cisaillé et montre un jeu dextre qui décale les lits de calcaires encaissants. Les analyses réalisées sur ces veines montrent des teneurs en or entre 2,33 et 6,91 g/t d'or, cependant, à la différence de tous les autres indices analysés, sans aucune teneur significative en tungstène.

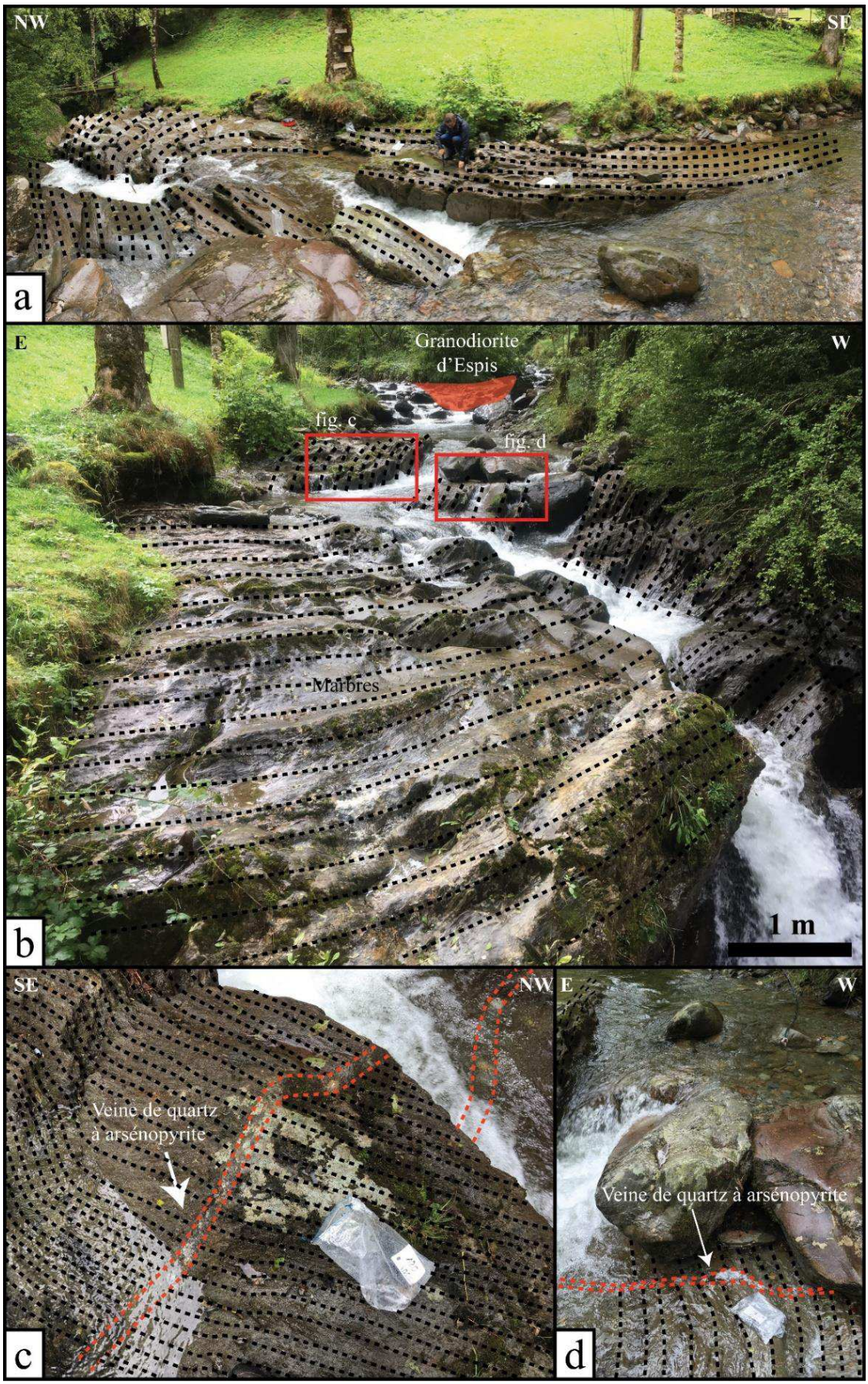


Photo 36 : Planche photographique de l'indice d'Espis. (a) Vue depuis le SW vers le NE du pli couché dans les marbres supérieurs ; (b) Vue depuis le N vers le S du pli couché dans les marbres supérieurs et de la granodiorite d'Espis ; (c) Vue de détail d'une veine de quartz N110E subverticale à arsénopyrite (5 cm de puissance) recoupant la stratification des marbres ; (d) Vue de détail du prolongement de la veine de quartz à arsénopyrite N110°E sub-verticale.

La zone du ravin de Plagnau long au sud-ouest d'Espis se trouve dans le prolongement ouest de la faille Véronique (*figure 104*). Elle présente la particularité de se situer à l'interface entre les schistes du Mont Rouch et les Barrégiennes où affleurent les calcaires inférieurs graphiteux au fond du torrent (*photo 37*). Le contact entre ce calcaire inférieur et les schistes est une faille E-W subverticale matérialisé par une importante brèche d'environ 3 m de puissance. Elle se compose de lambeaux de schistes et de blocs plurimétriques de calcaires cimentés par une matrice quartzeuse et argileuse fine. La brèche est également riche en pyrite, bien souvent sous forme de lentilles décimétriques. Les failles satellites parallèles à proximité de la brèche montrent un jeu dextre visible au niveau de crochons dans la schistosité N100°E 85°S des schistes. Malgré le passage de cette faille qui semble être le prolongement de la faille Véronique, aucune minéralisation à sulfures massifs et scheelite n'a été observée. Ceci implique que le contrôle structural exercé par ces failles E-W sur les minéralisations n'est favorable à leur présence qu'à proximité d'une intrusion comme nous avons pu le voir avec l'exemple du quartier Véronique.

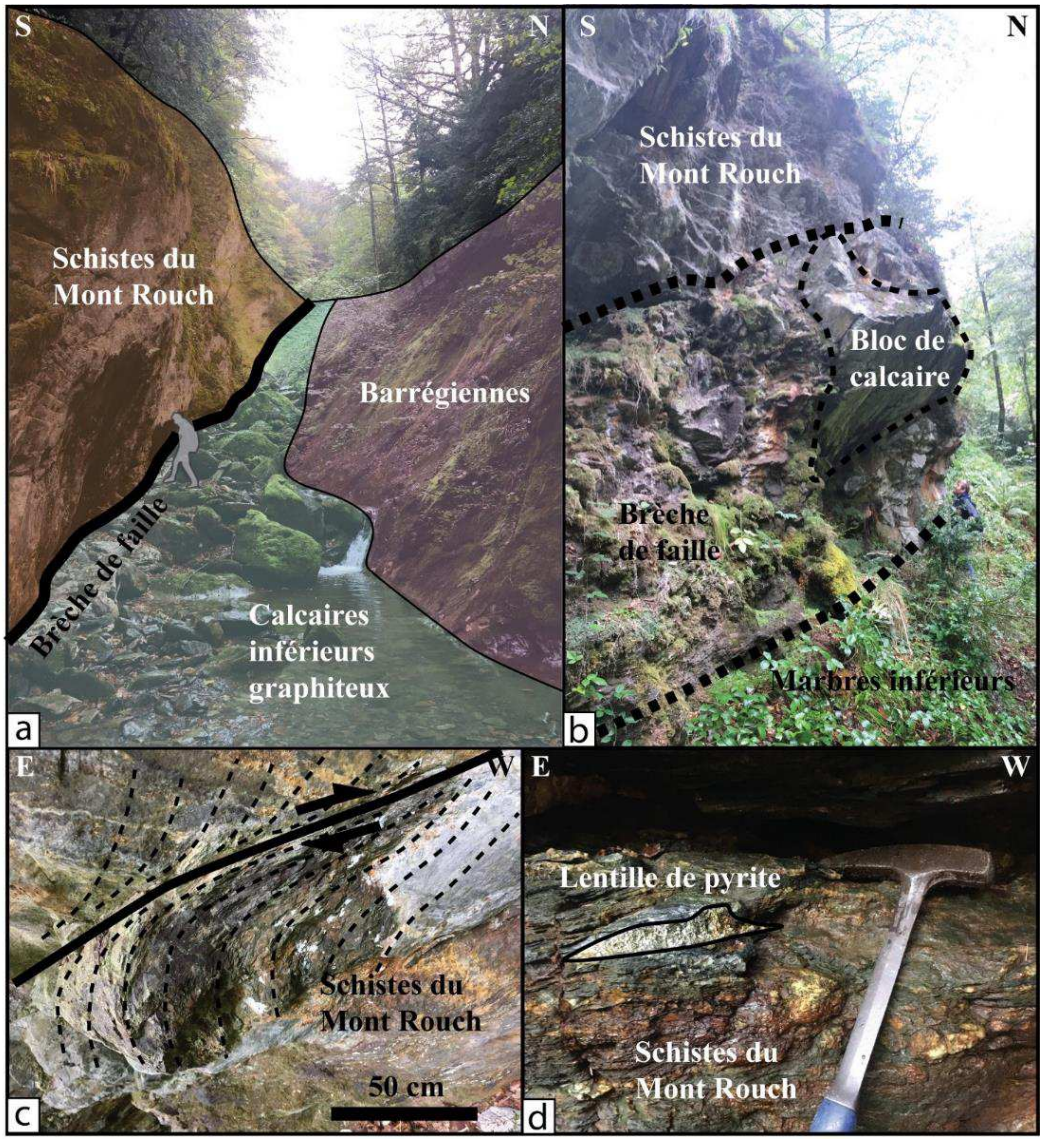


Photo 37 : Planche photographique des affleurements du secteur du ravin de Plagnau long ; (a) Vue générale de la brèche de faille E-W subverticale dans le silurien entre les schistes du Mont Rouch et les Barrégiennes ; (b) Vue détaillée de la même brèche avec des blocs de calcaires ; (c) Vue de détail du jeu dextre d'une faille subverticale dans les schistes du Mont Rouch à proximité de la brèche ; (d) Vue de détail d'une lentille de pyrite à proximité du couloir faillé dans les schistes du Mont Rouch.

vi. Le bois de la Péguille

La zone du Bois de la Péguille est située à l'ouest du massif de la Fourque, dans l'auréole de métamorphisme de contact (isograde à biotite) cartographiée dans les niveaux pélitiques des Barrégiennes (*figure 96* ; Derré, 1973). Ce secteur est principalement constitué d'une antiforme de marbres supérieurs, de plan axial N100°E subvertical, recoupé par une faille E-W subverticale (*figure 61*). A proximité de la faille, les marbres montrent une alternance avec des lambeaux de schistes noirs riches en pyrite (*photo 38*). Au sein de leur schistosité, ils présentent de petites baguettes d'andalousite millimétriques orientées selon une direction N100°E 45°E. A leur voisinage, les marbres ont une taille de grain grossière et sont particulièrement friables. Cette altération, déjà observée dans le ravin de la Fourque, est typique des zones où le métamorphisme de contact a été intense et semble indiquer la proximité d'une source de chaleur. Malgré le fait qu'aucune minéralisation n'a été observée, le Bois de la Péguille pourrait représenter une zone relativement proche d'une intrusion en profondeur.

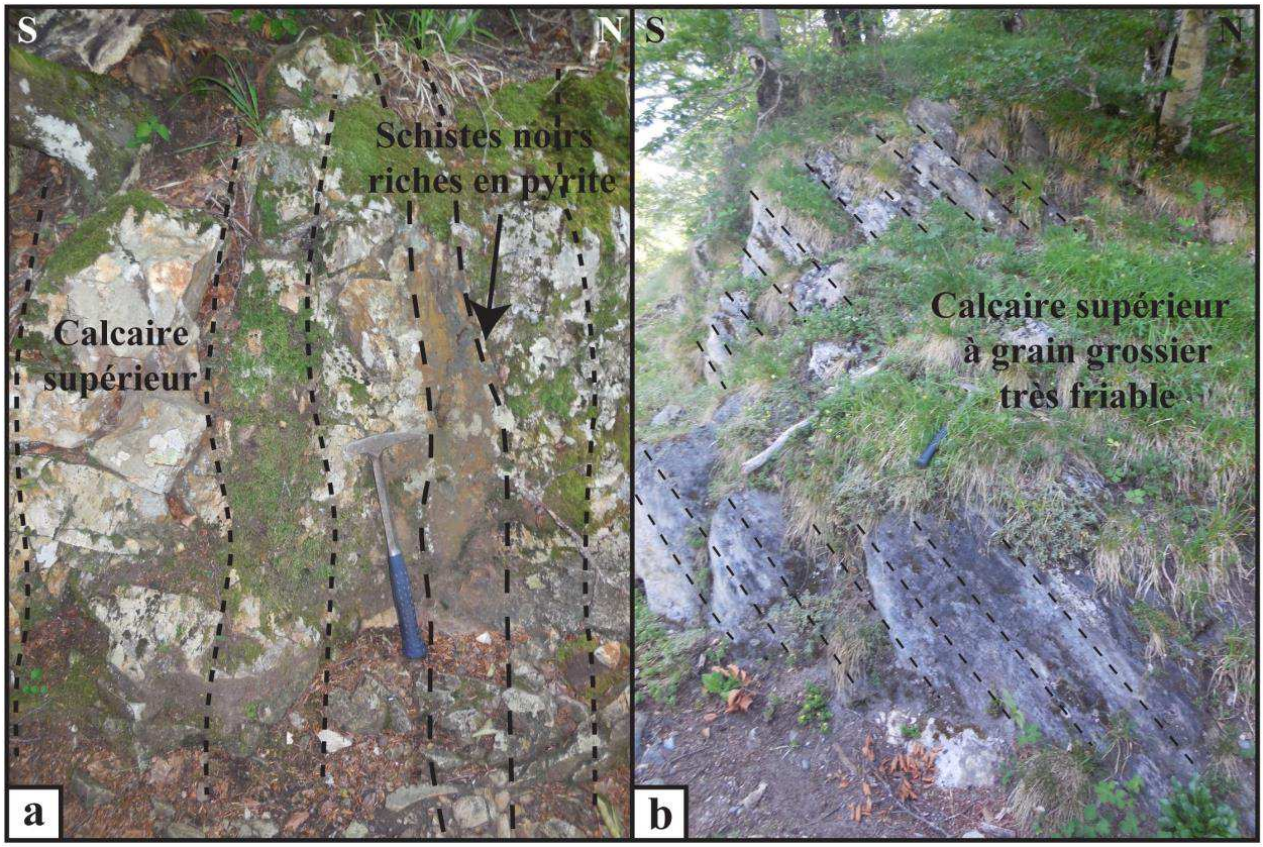


Photo 38 : Photographies des affleurements du Bois de la Péguille ; (a) Vue détaillée d'un affleurement de marbre supérieur alternant avec des lambeaux de schistes noirs pyriteux à proximité d'une faille subverticale N100°E ; (b) Affleurement de marbre supérieur à grain grossier et très friable.

vii. Vallée de la Pallaresa / Aurenère

La vallée de la Pallaresa se situe à l'ouest du Port de Salau, en Espagne (*figure 58*). Elle est composée de la même succession lithostratigraphique que la vallée de Salau et abrite l'extension des isogrades de métamorphisme de contact cartographiés par Derré, 1973. Dans son ensemble, l'encaissant Dévonien y est constitué d'une série monoclinale très redressée d'orientation N100°E 60°NNE (*figure 105*). Des chevauchements siluriens séparent du nord vers le sud, l'unité dévonienne allochtone, de l'unité dévonienne autochtone et du cambro-ordovicien. L'indice à W-Au d'Aurenère se situe au nord du chevauchement du Portanech d'Aurenère. Le long de la route menant à Aurenère, dans les schistes du Mont Rouch, une importante faille N110°E 85°S peut être observée (*photo 39*). La zone faillée se compose de plusieurs filons de quartz blanc riche en pyrite séparant plusieurs compartiments de schistes cisaillés en jeu inverse dextre et bréchifiés. Les analyses sur les zones riches en pyrite n'ont pas montré de teneurs significatives en or (< 0,1 ppm) ni en tungstène (< 0,01 % WO_3). Cette faille présente des similarités très fortes avec la faille Véronique à Salau et confirme le fait observé dans le ravin de Plagnau Long, à savoir que l'absence d'intrusion adjacente défavorise la présence de minéralisations à W-Au.

Un peu plus au nord sur la piste espagnole de la Noguera Pallaresa, dans l'unité dévonienne autochtone, au cœur du prolongement de l'isograde à biotite, on observe une brèche à pyrrhotite recoupant les Barrégiennes (*photo 39*). Elle est orientée N100°E subverticale et recoupe la stratification de l'encaissant orientée N80°E 75°S. La scheelite n'a cependant pas été observée et l'or n'est pas en teneurs significatives dans les analyses. Cette pyrrhotite pourrait constituer l'expression distale d'une intrusion sous-jacente ou une remobilisation.

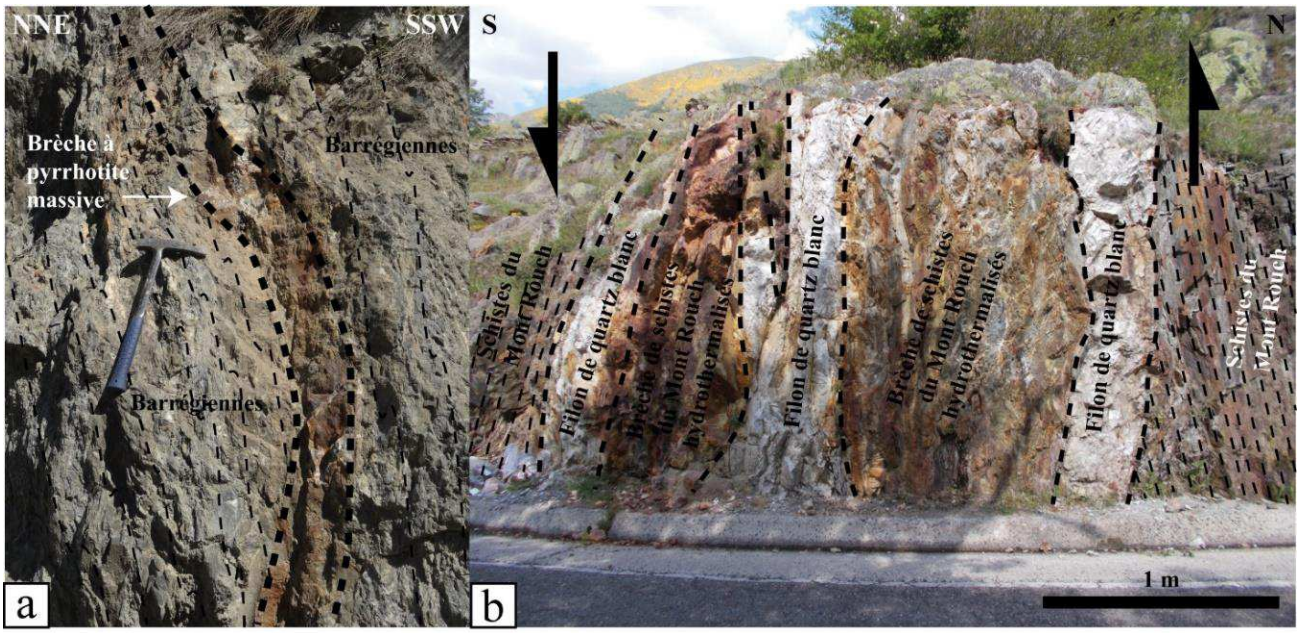


Photo 39 : (a) Photographie d'un affleurement de Barrégiennes recoupé par une brèche décimétrique N100°E subverticale à sulfures massifs (pyrrhotite dominante) au nord d'Alos d'Isil dans la vallée de la Pallaresa ; (b) Photographie d'un affleurement de schistes du Mont Rouch recoupé et cisaillé par une faille plurimétrique N110°E 85°S inverse dextre.

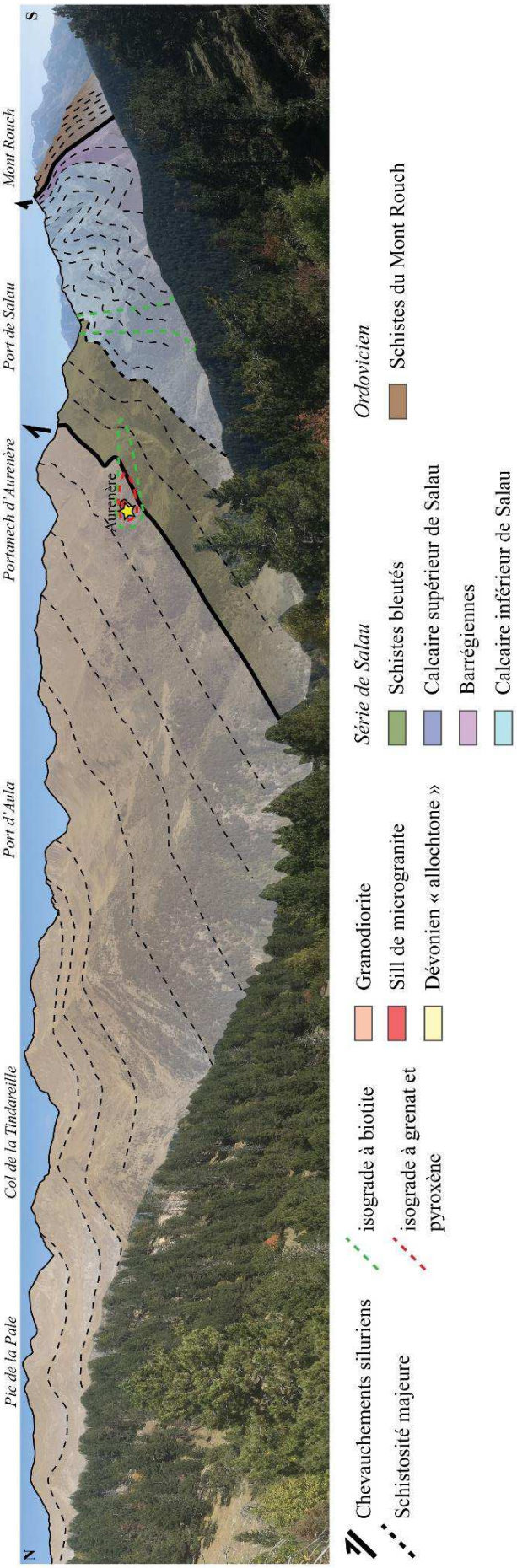


Figure 105 : Panorama interprété photographié depuis la mine de Bonabe à l'ouest de la vallée N-S de la Pallaresa, montrant la localisation d'Aurenère à proximité du chevauchement silurien entre le Dévonien allochtone et autochtone.

L'indice d'Aurenère affleure au contact d'un petit apex de granodiorite allongé en NW-SE (0,1 km²) sur le flanc est de la vallée du Rio Noguera Pallaresa. L'affleurement principal occupe une superficie de moins de 200 m² (*figure 106*). La granodiorite n'est pas affectée par la schistosité de l'encaissant et recoupe perpendiculairement la stratification des marbres selon un contact relativement net. Une auréole de métamorphisme de contact s'est développée dans les marbres au contact de l'intrusion. Au sein de cette auréole, les marbres présentent un assemblage à pyroxène, vésuvianite et grenat. L'intrusion est allongée WNW-ESE. Quelques reliques d'anciens travaux miniers sont visibles au niveau de l'affleurement (traçage du minerai par dépilage sur quelques mètres et plusieurs carottes de sondages de gros diamètre abandonnées).

La minéralisation est principalement constituée d'un amas de sulfures (pyrrhotite, arsénopyrite, chalcopyrite, sphalérite), de silicates calciques (grenat, pyroxène) et de scheelite. Dans le détail, il existe des zones avec des teneurs variables en sulfures parfois masquées par le développement d'une croûte d'altération superficielle. Sur l'affleurement, on peut observer des couleurs plus claires avec des teintes gris-verdâtres où prédominent les silicates calciques et des zones plus sombres et oxydées ou prédominent les sulfures (*figure 106*). Les zones sombres représentent des lentilles de pyrrhotite pouvant atteindre 1 m² de superficie. Dans ces lentilles, le rubanement des marbres est encore visible. Des niveaux quartzeux à quartz blanc, muscovite, chlorite, scheelite et arsénopyrite d'épaisseur millimétrique à pluricentimétrique sont concordants avec le rubanement des marbres. Ils pourraient correspondre à d'anciens niveaux pélitiques plus perméables et faisant office de piège pour les sulfures.

Dans l'auréole de métamorphisme de Vinyals, à proximité de l'indice d'Aurenère, on peut observer une série de petits indices dispersés avec une minéralisation similaire à Aurenère (figure *106*). Sur ces indices, on voit clairement que la minéralisation à sulfures s'est développée à partir de fractures au contact entre les dykes de granodiorite et l'encaissant, mais aussi dans des fractures recoupant les dykes. La minéralisation à sulfures massifs et scheelite abondante s'est donc développée postérieurement à l'intrusion de ces stocks de granodiorite.

La présence d'un couloir de déformation important a été observée à l'ouest de l'indice d'Aurenère. Il s'agit de plusieurs failles orientées N100°E 60°N dans les schistes siluriens. Elles ne présentent pas de minéralisation notable, hormis de la pyrite mais pourraient avoir joué un rôle lors de la mise en place des minéralisations à Aurenère.

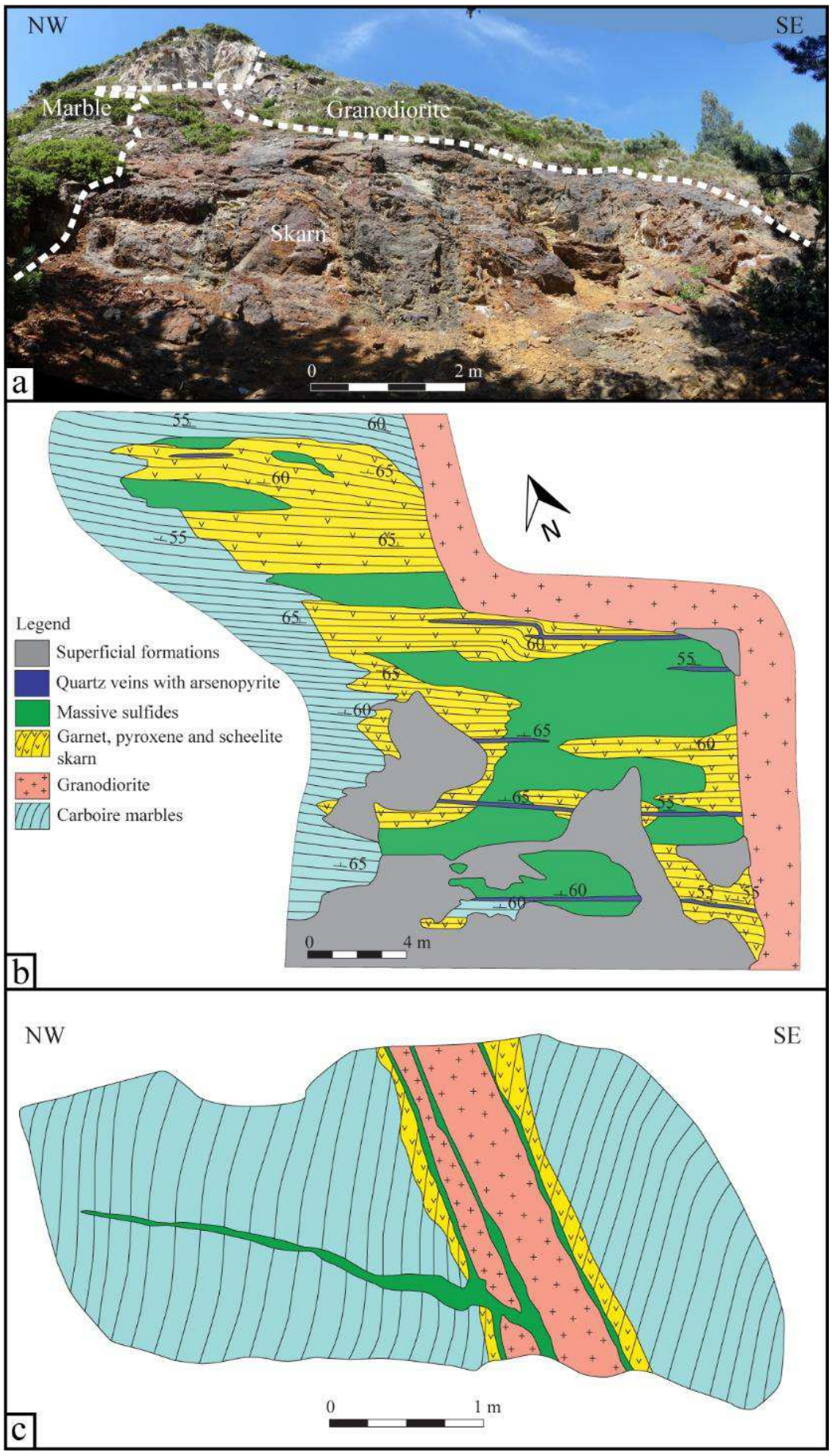


Figure 106 *: (a) Panorama NW-SE de l'affleurement minéralisé d'Aurenère ; (b) levé géologique de l'affleurement d'Aurenère (complété et modifié d'après Palau et al., 1998) ; (c) coupe géologique interprétée de l'indice de skarn au contact du dyke de granodiorite au SW de l'affleurement d'Aurenère (modifié d'après Palau et al., 1998).*

b. Distribution du tungstène et de l'or dans les corps minéralisés

i. Gisement de Salau

Historiquement, des teneurs en or de l'ordre de 0,2 à 3 g/t avaient été mesurées dans l'échantillonnage de la zone du col de Fourque (Berthault & Passaqui, 1962) et de la zone du Bois d'Anglade (Guiraudie *et al*., 1964). Une moyenne de 10 g/t a été mesurée d'après les analyses effectuées sur 10 échantillons de minerai à pyrrhotite massive et scheelite provenant du corps minéralisé Véronique SE, aux niveaux 1110 à 1165 m (*figure 107* et *annexe 1*). Dans les corps minéralisés développés aux dépens des skarnoïdes, les teneurs analysés étaient faibles (0,2 g/t) (Fonteilles *et al.,* 1989).

L'un des objectifs de cette thèse est de comprendre où et comment se distribue l'or découvert en quantités importantes à la fin de l'ancienne exploitation. Pour cela, plus de 200 échantillons de différentes minéralisations ont été récoltés sur le terrain et analysés par pXRF (multi-éléments) au laboratoire d'e-Mines à Dun et par *fire assay* au laboratoire ALS à Loughrea (Irlande) pour l'or. Un même lot d'échantillons a été analysé en double pour le tungstène par pXRF (e-Mines) et par ICP (ALS). Les résultats sont remarquablement concordants avec globalement moins de 10 % d'écart entre les mesures (*annexe 2*).

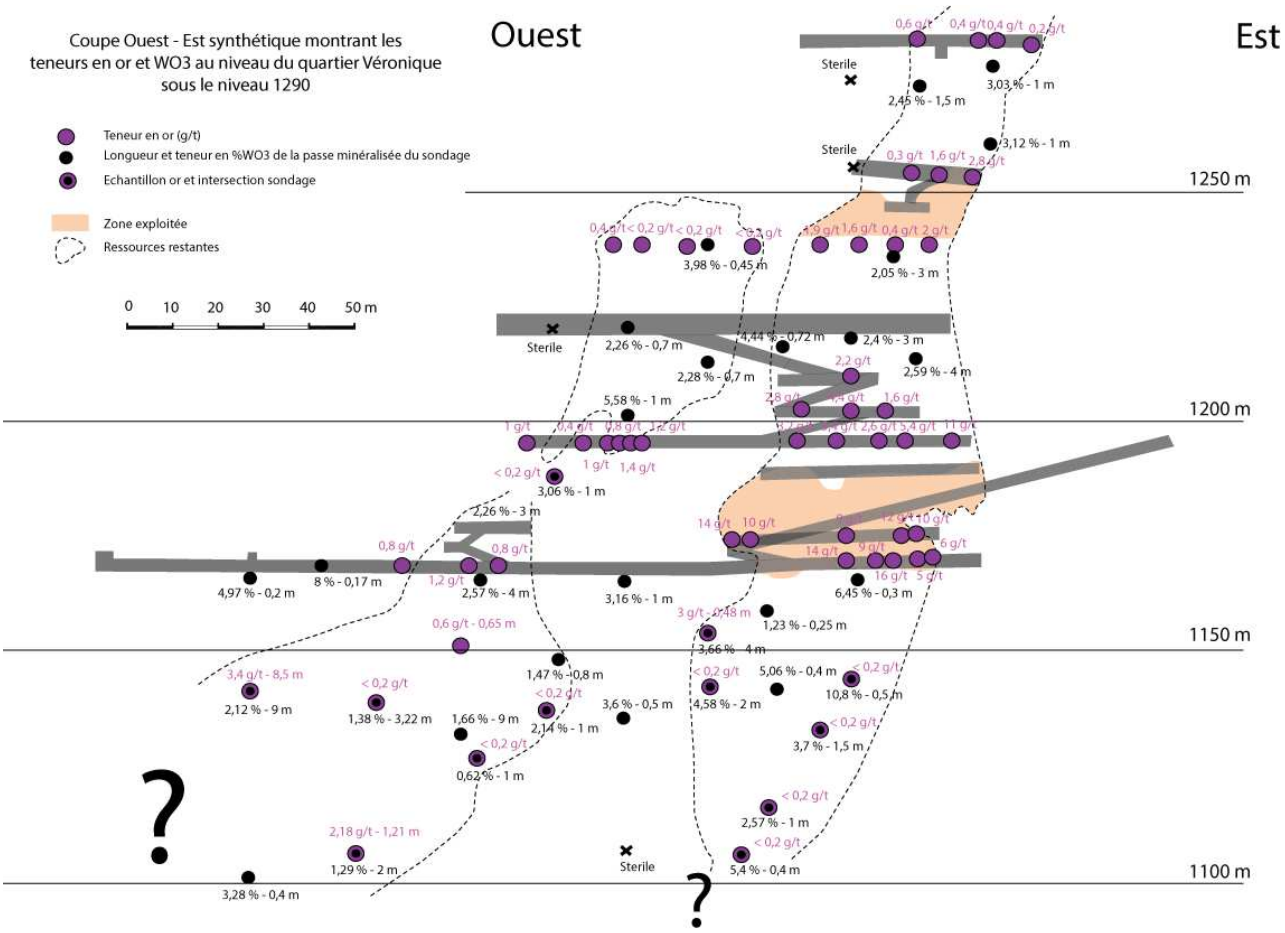


Figure 107 : Coupe schématique montrant les résultats des analyses pour or et argent réalisés en 1986 dans les corps minéralisés Véronique Est et Ouest. Les teneurs les plus riches (> 10 g/t) se situent au sein de la zone de faille, dans les brèches filoniennes à sulfures massifs et scheelite grossière abondante.

Les analyses montrent une corrélation entre les teneurs en tungstène - or et les différents types de minerais (*figure 108*). Les teneurs de ces deux éléments dans les skarns et skarnoïdes à sulfures disséminés sont relativement faibles (0,1 à 0,6 % WO_3 et < 0,1 ppm Au). Pour les skarns et skarnoïdes imprégnés de sulfures massifs, les teneurs en tungstène et en or sont en revanche globalement élevées mais s'étalent sur un large spectre de valeurs (0,1 à 4 % WO_3 et < LOD à 10 ppm Au). Les échantillons récoltés aux alentours de la faille Véronique ou des autres failles satellites et constitués de brèches de sulfures massifs et scheelite abondante montrent des teneurs toujours très élevées (0,7 à 8,5 % WO_3 et 0,5 à 25 ppm Au). Ces analyses montrent que les fortes teneurs en or et en tungstène sont clairement liées aux minéralisations à sulfures massifs portées par les failles E-W 70°N recoupant le massif de la Fourque.

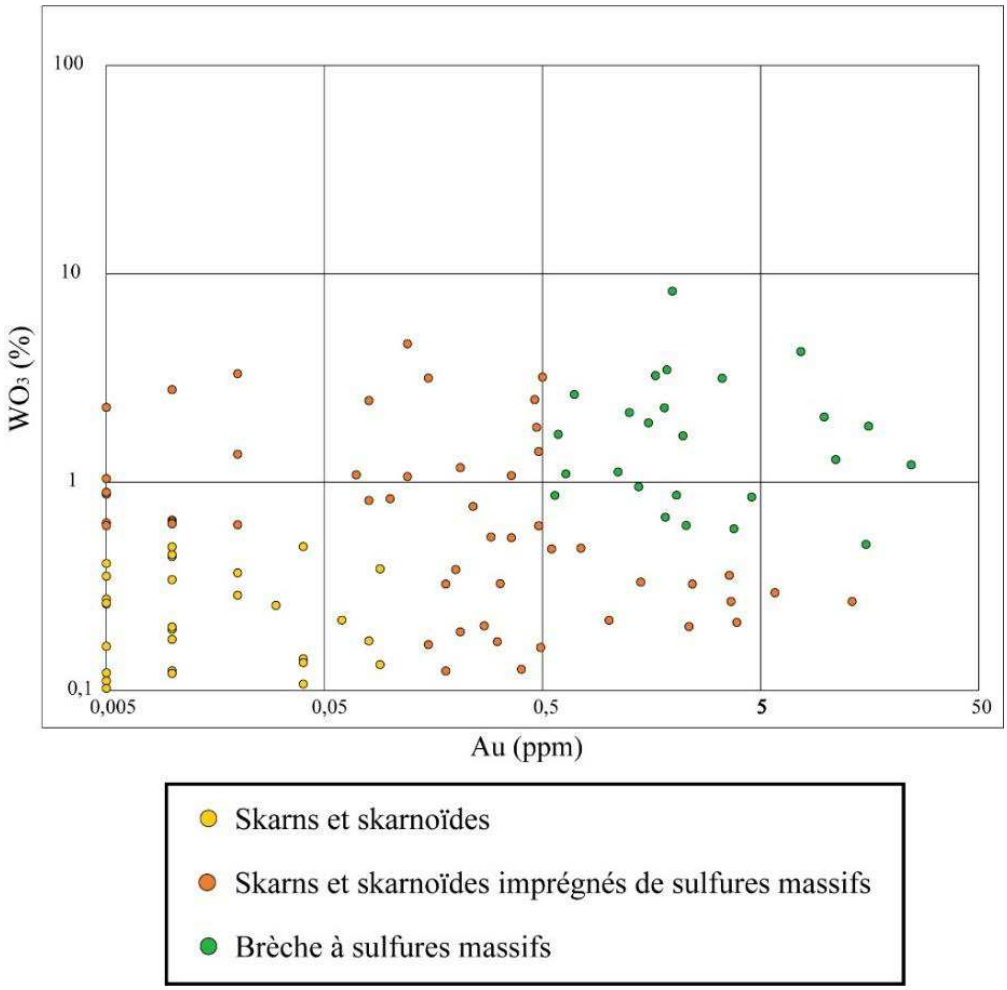


Figure 108 : Diagramme montrant la variation de la teneur en tungstène (% WO_3) en fonction de la teneur en or (ppm Au) pour différents types de minéralisations échantillonnées au niveau du gisement de Salau.

Les autres métaux présents dans les minéralisations à sulfures massifs (arsenic, bismuth, fer, zinc, cadmium et plomb) sont globalement bien corrélés avec l'or (*figure 109*). Sa corrélation avec le tellure et le cuivre est un peu plus floue. On observe le même type de corrélations du tungstène avec ces mêmes métaux (*figure 110*).

Ces résultats montrent que le tungstène et l'or sont bien corrélés avec les autres métaux du minerai à sulfures massifs. A l'inverse, cette corrélation n'existe pas dans les skarns et skarnoïdes. Ces résultats géochimiques confirment les observations de terrain où les sulfures massifs se composent de pyrrhotite massive, chalcopyrite, sphalérite, galène, arsénopyrite et de scheelite grossière abondante.

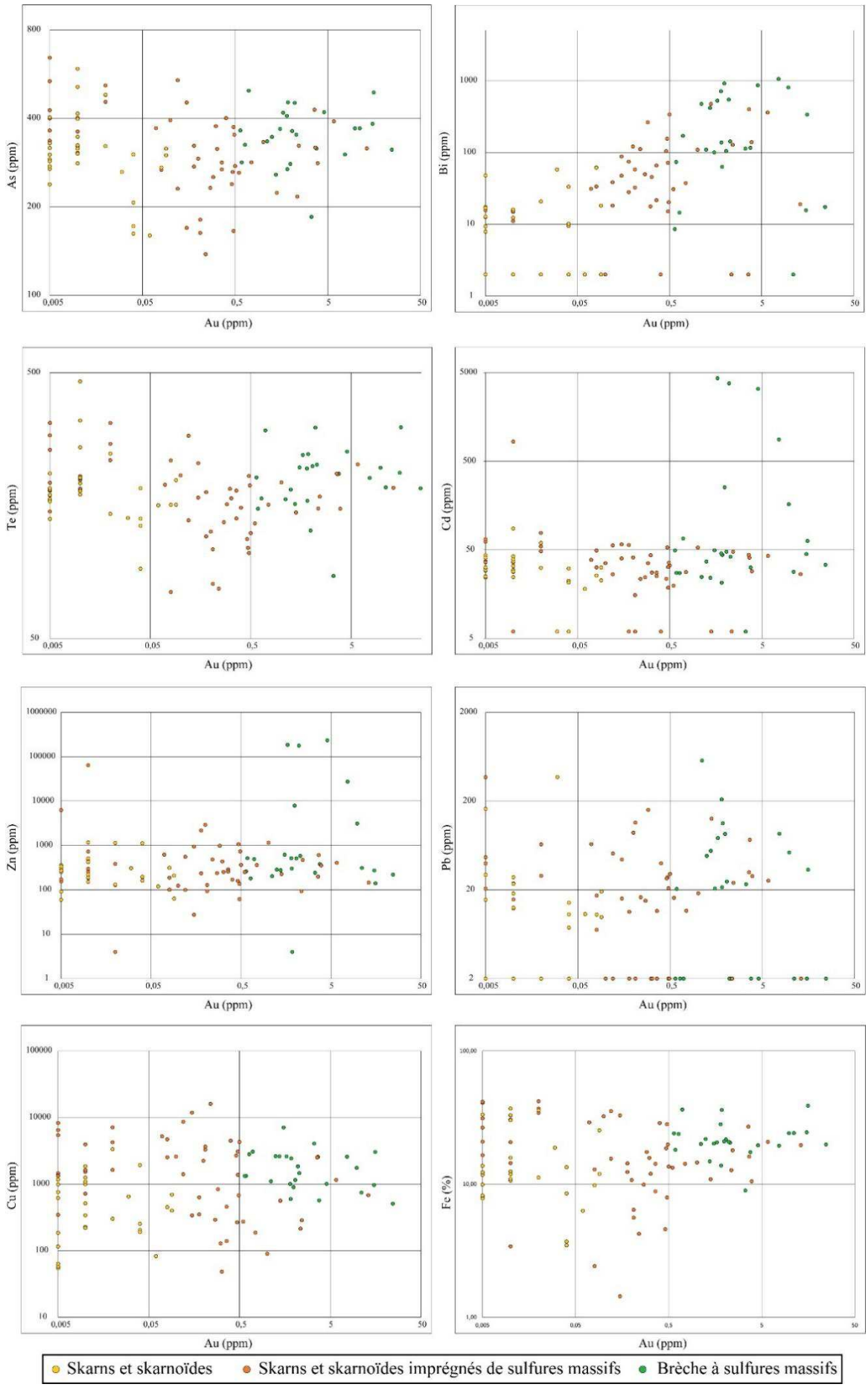


Figure 109 : Diagramme montrant l'évolution des teneurs en As, Bi, Te, Cd, Zn, Pb, Cu et Fe en fonction des teneurs en or pour différents types de minéralisations échantillonnées au niveau du gisement de Salau

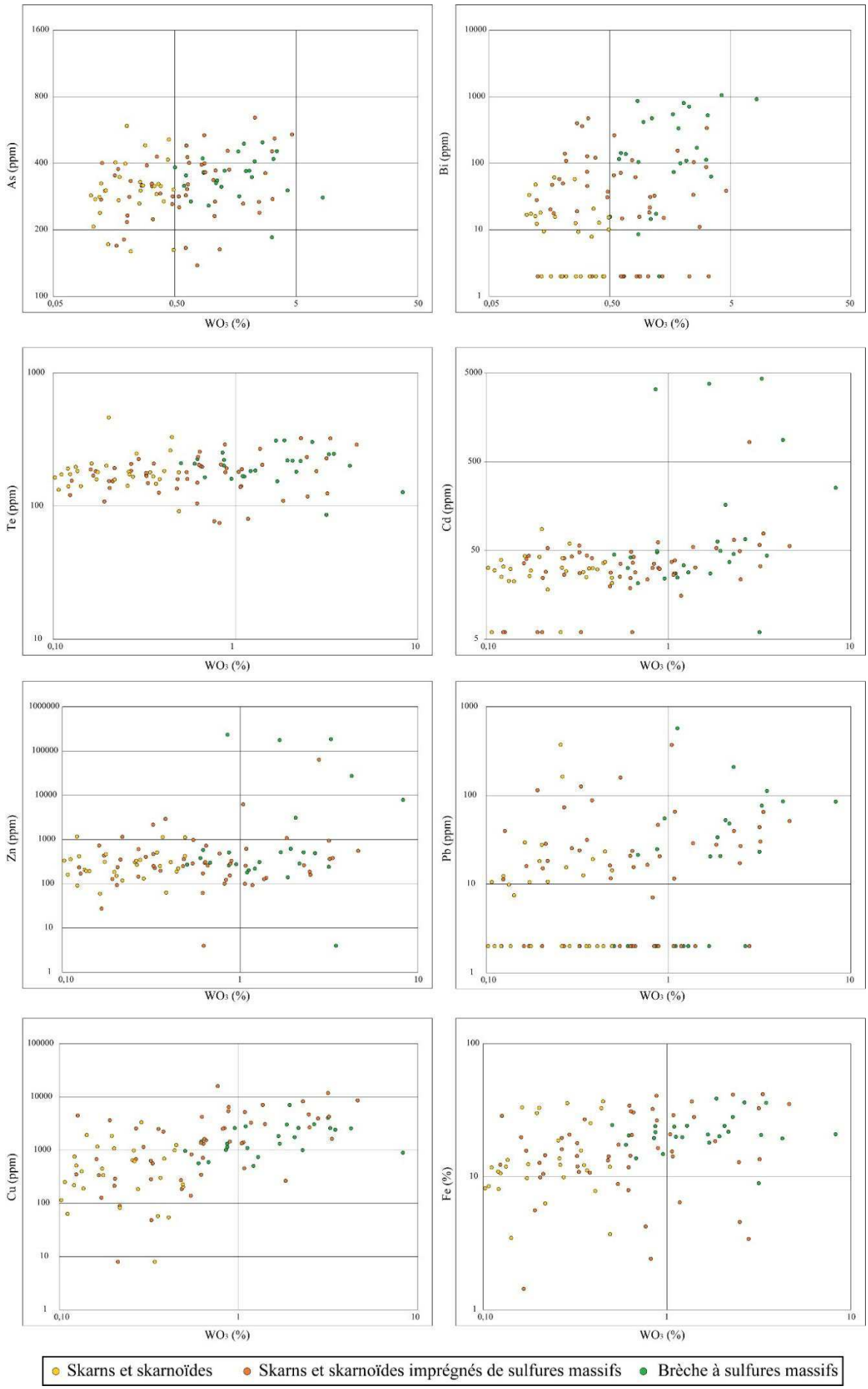


Figure 110 : Diagramme montrant l'évolution des teneurs en As, Bi, Te, Cd, Zn, Pb, Cu et Fe en fonction des teneurs en tungstène pour différents types de minéralisations échantillonnées au niveau du gisement de Salau

ii. Indice d'Aurenère

En ce qui concerne Aurenère, une campagne d'échantillonnage détaillée a permis de récolter plus de 70 échantillons de différents faciès (skarns, sulfures massifs, et veines à arsénopyrite) pour les comparer aux résultats obtenus sur Salau. Les analyses montrent que le tungstène et l'or sont bien corrélés et abondants dans les sulfures massifs (à pyrrhotite dominante ; *figure 111*). Les skarns présentent des teneurs en tungstène variables (< LOD jusqu'à 1 % WO_3) mais des teneurs en or toujours faibles (< 2 ppm). A l'inverse, les sulfures massifs montrent des teneurs en tungstène élevées avec une moyenne de 0,8 % WO_3 et des teneurs en or élevées avec une moyenne de 7 ppm. Les teneurs en or sont très variables depuis 0,8 ppm jusqu'à 33 ppm. Les veines à arsénopyrite abondante possèdent des teneurs en or élevées avec une moyenne de l'ordre de 10 ppm mais des teneurs en tungstène plus faibles que les sulfures massifs (< 1 % WO_3). Les quelques analyses réalisées dans les marbres encaissants et la granodiorite montrent des teneurs pour ces deux éléments en dessous du seuil de détection.

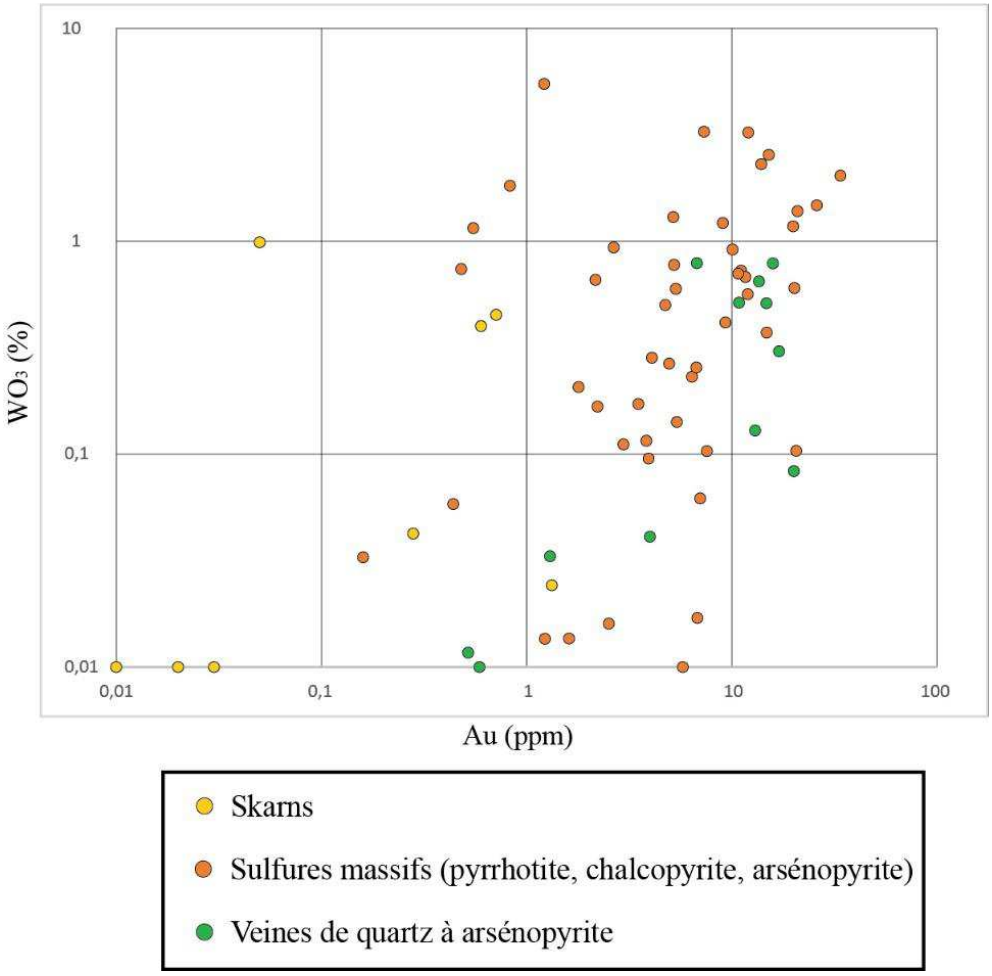


Figure 111 : Diagramme montrant la variation de la teneur en tungstène (% WO_3) en fonction de la teneur en or (ppm Au) pour différents types de minéralisations échantillonnées au niveau de l'indice d'Aurenère.

D'un point de vue spatial, les plus fortes teneurs en tungstène dans les sulfures massifs se situent au contact entre l'encaissant carbonaté et le skarn (*figure 112*). Pour l'or, les teneurs les plus importantes sont localisées le long des veines de quartz à arsénopyrite orientées N130°E subverticales (*figure 113*).

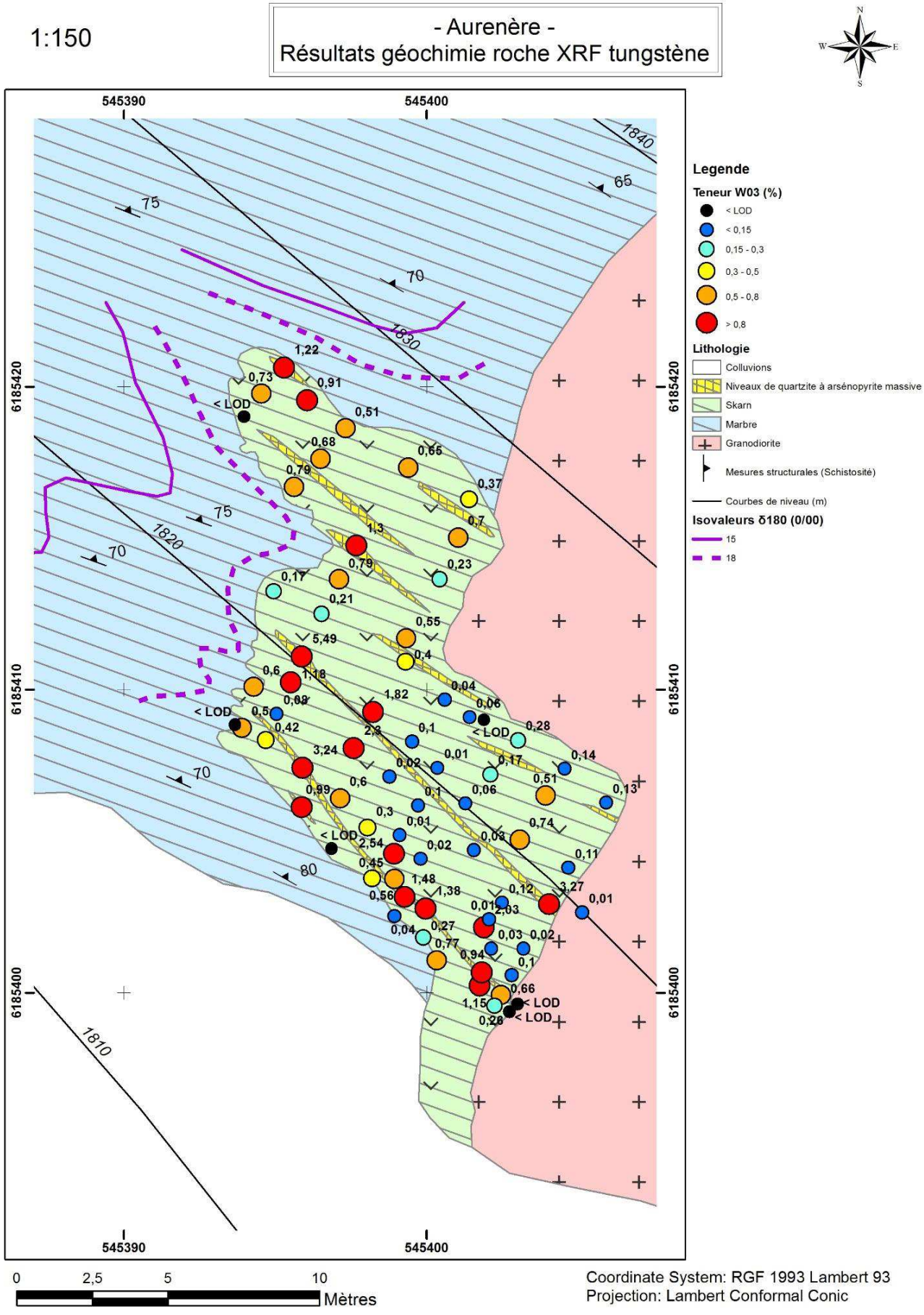


Figure 112 : Carte des résultats géochimiques pour le tungstène (% WO_3) obtenus sur l'affleurement d'Aurenère

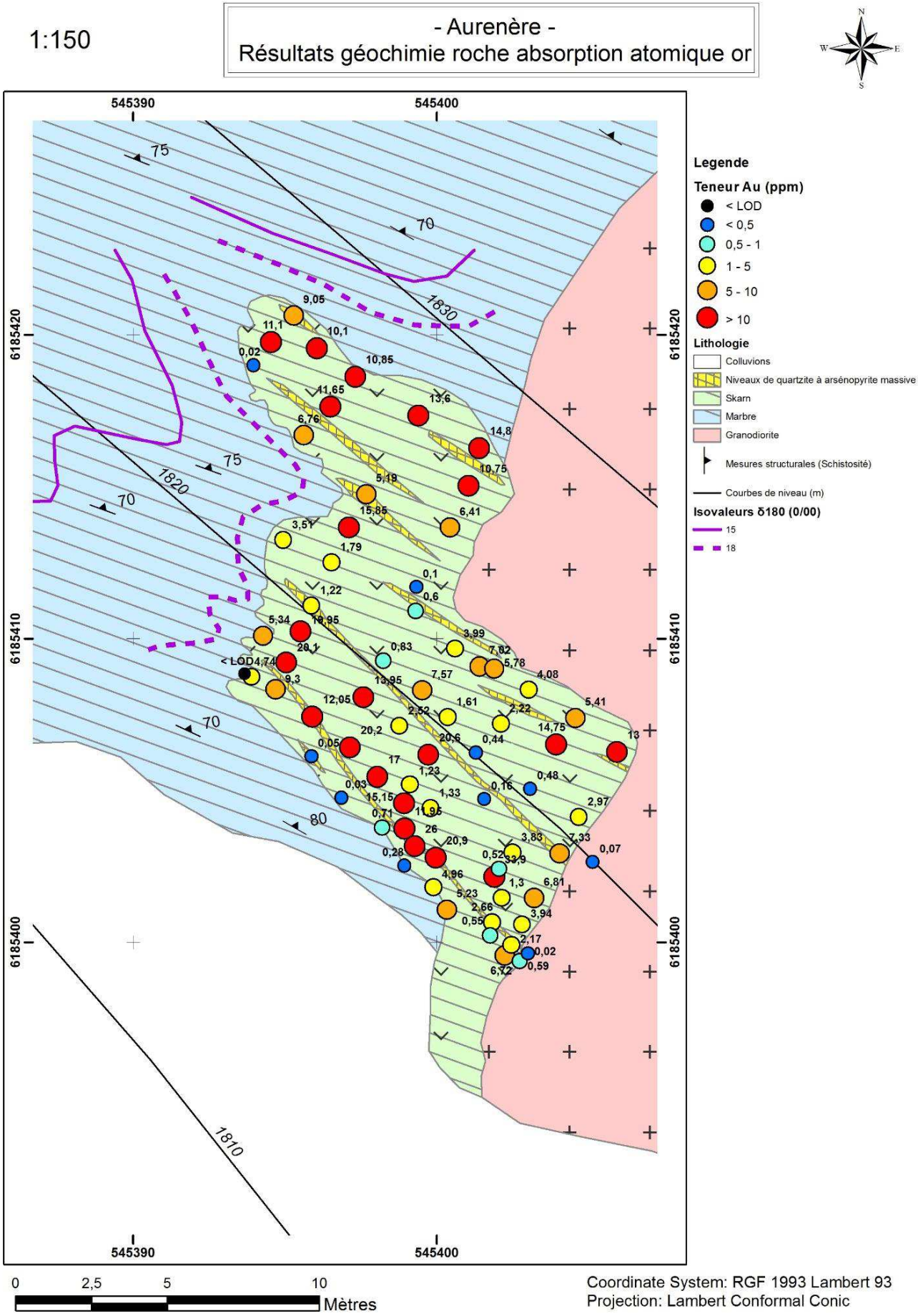


Figure 113 : Carte des résultats géochimiques pour l'or (ppm Au) obtenus sur l'affleurement d'Aurenère

c. Synthèse des observations de terrain

Les observations de terrain réalisées au niveau de de la mine de Salau montrent qu'il existe deux types de minéralisations distinctes parmi les indices rencontrés régionalement (*photo 40*). Ces minéralisations montrent des géométries, une minéralogie et une richesse différentes. Elles se manifestent au sein de différents corps minéralisés et dépendent de la nature de la roche encaissante et de sa proximité à la faille Véronique.

- La minéralisation de type skarn : elle correspond aux corps minéralisés du **Bois d'Anglade** sont essentiellement constitués de skarns (formé aux dépens des calcaires inférieurs) et de skarnoïdes (formé aux dépens des Barrégiennes), situés dans des golfes formés par la géométrie complexe de la granodiorite avec son encaissant. Ils sont constitués de silicates calciques (grenat, hédenbergite), de scheelite fine peu fréquente et de quelques sulfures disséminés (arsénopyrite losangique, pyrrhotite). Les analyses géochimiques montrent des teneurs généralement inférieures à 0,5 % WO_3 et frôlant le seuil de détection pour l'or (0,1 g/t).

- La minéralisation de type brèche filonienne : elle est associée aux corps minéralisés situés sur la trajectoire de la **faille Véronique,** de direction E-W 70°N, (Quartier Véronique, Formation Sud, colonne SC), ne présentent pas de silicates calciques et ne peuvent en aucun cas s'apparenter à des skarns *sensu stricto* (Meinert *et al*., 2005). Ils sont principalement constitués de sulfures massifs (pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite, galène) à scheelite grossière abondante sous forme d'imprégnation ou en ciment d'une brèche filonienne. Les critères de terrain montrent que cette minéralisation est nettement postérieure aux skarns, puisqu'elle recoupe à la fois la granodiorite, l'encaissant carbonaté et les skarns. Les teneurs en tungstène et en or associé à ce type de minéralisation sont fortes (> 0,8 % WO_3 et 5-10 g/t or) et étroitement corrélées avec la présence de sulfures massifs.

Un contraste évident de nature entre ces deux types de corps minéralisés apparait à cette échelle. Le même type de relations a été observé sur l'indice d'Aurenère où coexistent un skarn et une minéralisation à sulfures massifs localisée le long de failles N120°E.

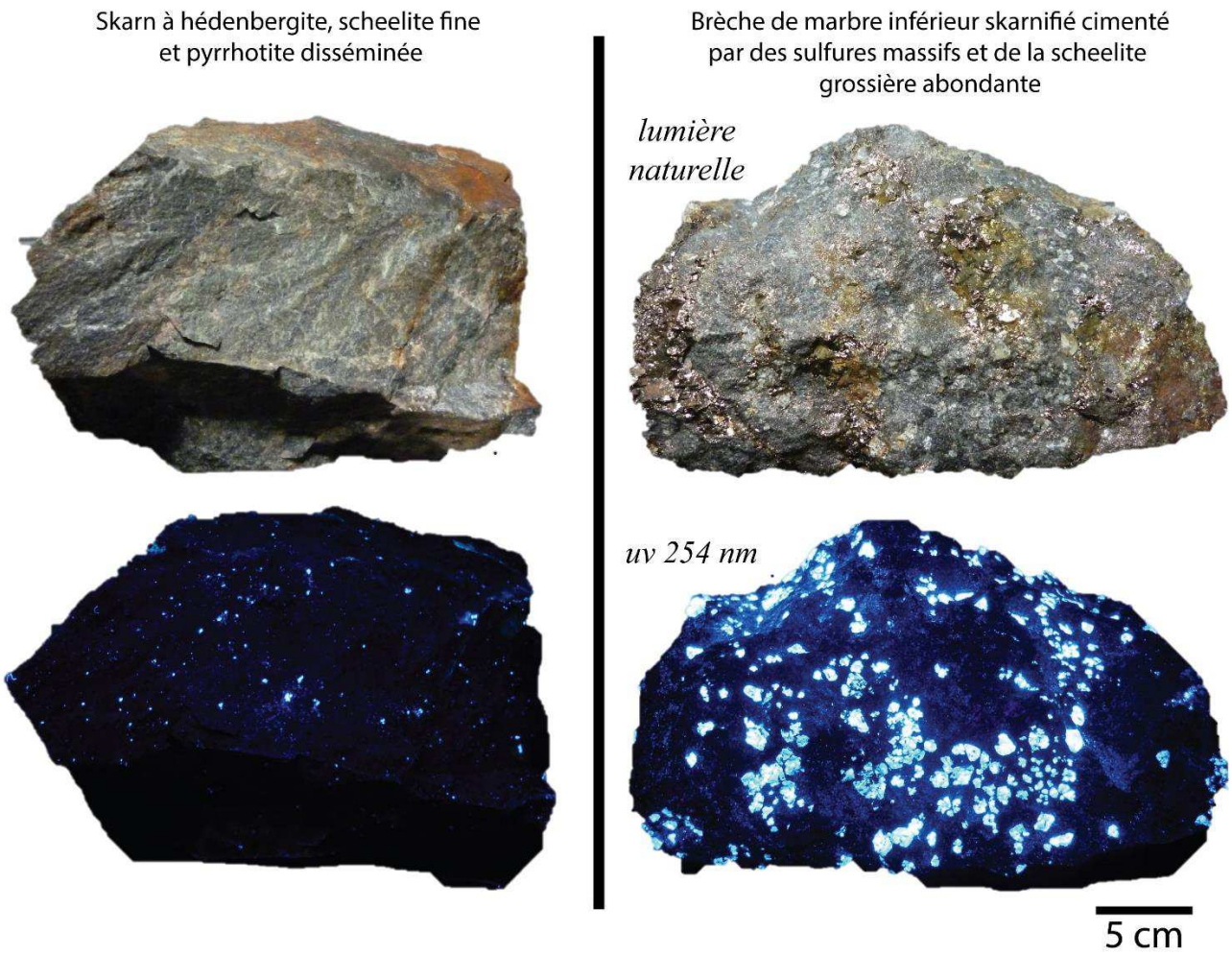


Photo 40 : Comparaison des deux types de minéralisations observées à Salau. Vue en lumière naturelle et lumière UV (ondes courtes 254 nm).

Chapitre IV

MODELISATION 3D

IV. Modélisation 3D

Les données historiques montrent que le skarn à silicates calciques et scheelite fine disséminée relativement pauvre en tungstène (0,2 à 0,5 % WO_3) n'était pas la cible des travaux d'exploitation historique (Derré *et al*., 1980 ; Fonteilles *et al*., 1989). En reconsidérant cette minéralisation sur les paramètres technico-économiques actuels, elle pourrait potentiellement constituer un minerai intéressant pour une future exploitation. En plus de permettre de comprendre la géométrie à l'échelle du gisement entre le skarn et les sulfures massifs, la modélisation 3D réalisée dans le chapitre suivant, propose une estimation volumique des corps minéralisés. Son objectif principal est de mieux contraindre les relations géométriques des différents corps minéralisés, de mettre en évidence leurs potentielles extensions et de donner une estimation sur les ressources potentielles du gisement. Pour réaliser ce travail, le logiciel de modélisation 3D Micromine™ 2014 a été utilisé. Une partie de ce travail a été réalisée en partenariat avec l'agence CSA Global de Horsham (UK).

a. Compilation et traitement des données historiques

i. Recherche des données

Durant les phases d'exploration puis d'exploitation du gisement de Salau, de nombreux sondages carottés et percutants furent réalisés. Ils avaient pour but de rechercher de nouveaux corps minéralisés et le cas échéant, d'accroître les ressources/réserves du gisement.

Le gisement de Salau a été exploré à la fois par le BRGM et la Société Minière d'Anglade. Les premiers programmes de recherches ont débuté en 1961. Tout d'abord, la cartographie géologique a été réalisée à différentes échelles (du 1/50 000 jusqu'au 1/2 000). Ensuite, les zones minéralisées identifiées depuis la surface topographique ont été forées par 17 sondages en 1963 depuis la galerie d'exploration 1430 creusée à cette occasion. Ces campagnes de forages et celles qui suivirent jusqu'en 1967 ont été uniquement réalisées sur la zone du Bois d'Anglade qui était la plus accessible.

En 1970, la SMA prit la décision d'entrer en exploitation et ce fut elle qui poursuivit les travaux de recherches (sondages, galeries, géophysique…) initiés par le BRGM. De nombreuses campagnes de sondages furent réalisées jusqu'en 1986, année de fermeture de la mine suite à la chute des cours du tungstène. Il existait deux lots d'archives correspondant à ces données. La version originale entreposée dans les bureaux de la SMA à Salau fut stockée durant une longue période dans un local de St Girons avant d'être rapatriée dans les années 2000 au BRGM Toulouse puis au BRGM d'Orléans, où elle réside actuellement. Une copie de ces originaux avait été conservée par un salarié de la SMA, ainsi qu'une petite partie par l'Université Pierre et Marie Curie.

La description des logs de sondages récupérés (carottés et destructifs) proviennent de rapports publics BRGM (Guiraudie *et al.*, 1964 ; Passaqui *et al.*, 1965 ; Prouhet *et al.*, 1966 ; Michard *et al.*, 1986), de la base de données BSS (Banque du Sous-Sol) visualisable sous Infoterre [1] et de la copie des archives de la SMA.

En totalité, 677 logs de sondages carottés, 14 logs de sondages destructifs et 141 sondages par air-blast provenant du BRGM et de la SMA ont pu être recueillis. En plus de ces sondages, des données de 2373 rainurages réalisées le long des fronts de taille ont été numérisées. La longueur des sondages carottés varie de 25 à 492 m et certains ont été forés verticalement vers le haut, aux toits de certaines galeries. La *figure 114* montre leur localisation sur le modèle 3D du massif de la Fourque. La plupart de ceux réalisés par le BRGM sont concentrés sur la zone du Bois d'Anglade, à l'inverse de ceux réalisés par la SMA qui concernent l'ensemble du gisement en souterrain et la périphérie du massif en surface. Plus de 500 sondages concernent le corps minéralisé Véronique. Les 54 derniers sondages réalisés sur l'aval pendage de la lentille Véronique depuis les niveaux 1230 et 1165 ont également pu être récupérés et numérisés. La plupart des données d'analyses concernent le tungstène (exprimé en % WO_3). Seulement une centaine d'analyses, récupérées dans un rapport de 1986, concernent l'or et l'argent (*figure 107 et annexe 1*).

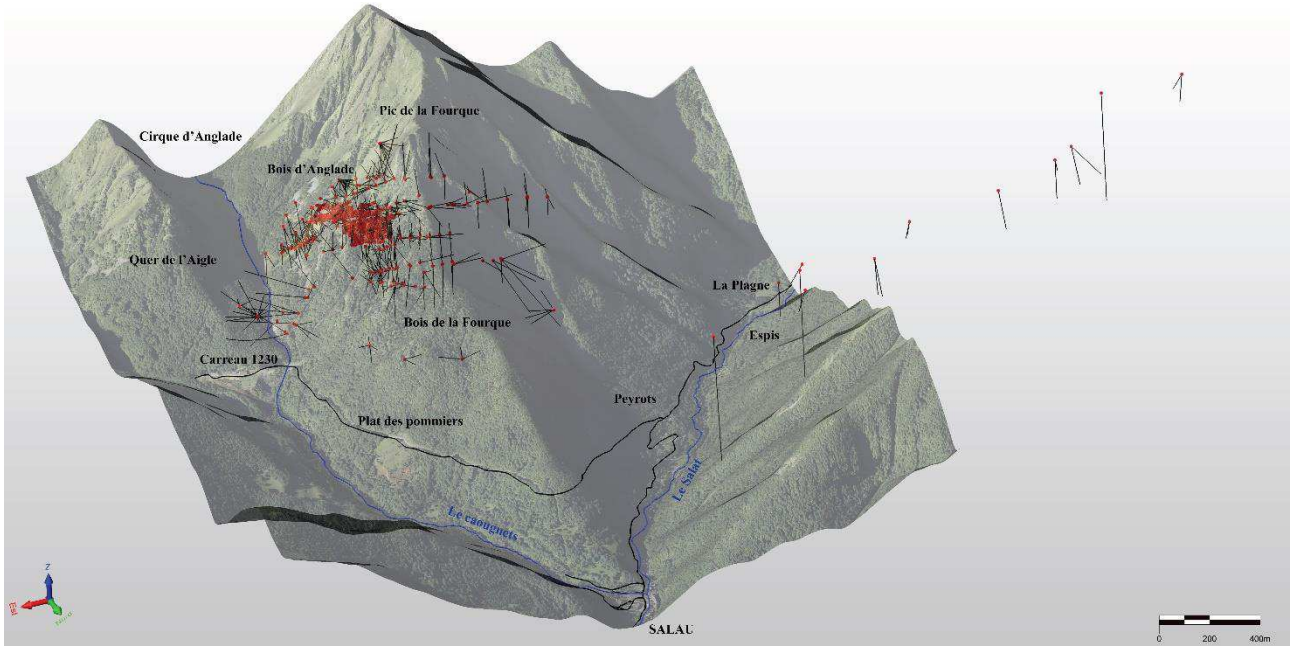


Figure 114 : Localisation des 832 sondages et des 2373 rainurages traités sur la surface topographique du modèle 3D

ii. Structure de la base de données de sondages

Pour convertir les données manuscrites historiques en données numériques exploitables sous SIG et logiciel 3D, il a fallu structurer une base de données de sondages. La saisie a été réalisée sous le logiciel Microsoft Excel® avant d'être importée sous Micromine™ pour être mise en forme et contrôlée. Il a été décidé d'utiliser des tables thématiques classiquement utilisées dans les logiciels de modélisation 3D. La base de données créée repose sur 5 tables (*figure 115*) :

- Table « Collar » : table de référence pour identifier et localiser (X, Y, Z) chaque sondage de manière unique. La longueur du sondage est précisée dans cette table ;

- Table « Survey » : table donnant les caractéristiques d'orientation (azimuth, inclinaison…) et de déviation de chaque sondage ;

- Table « Lithology » : table détaillant les passes lithologiques identifiées sur chaque sondage par le géologue ;

- Table « Assays » : table détaillant les passes analysées notamment pour le WO_3 sur chaque sondage ;

- Table « Minerals » : table détaillant l'abondance de différents minéraux indicateurs (grenat, pyroxène, vésuvianite, pyrrhotite, chalcopyrite) décrits de manière qualitative dans les passes de sondages ;

Chaque sondage est identifié de manière unique (clé primaire) par son nom (Hole_ID). Pour les analyses, chaque passe numérisée est distinguée par son numéro d'échantillon qui intègre le code Hole_ID du sondage correspondant avec un incrément numérique.

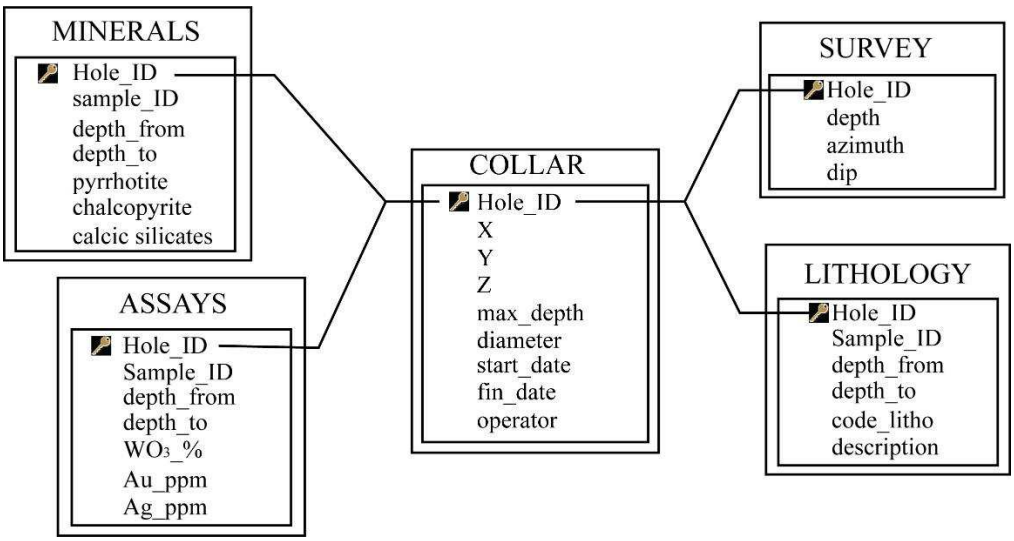


Figure 115 : Structure du modèle logique de données utilisé pour la base de données des sondages

iii. Saisie et harmonisation des données

La saisie des données a été réalisée sous Excel® avant d'effectuer leur mise en forme sous Micromine™. Cette étape a consisté à transférer les descriptions du log géologique pour chaque sondage dans la table « lithology » correspondante. Une grande hétérogénéité des descriptions est présente dans les sondages, notamment dans la nomenclature des roches magmatiques et du minerai. Cette dernière dépend de l'entreprise ayant réalisé le sondage, son auteur, l'année de sondage et du type de corps minéralisé recherché (*annexe 3*).

Au vu de l'hétérogénéité dans la description lithologique des sondages par les différents géologues, il a été nécessaire d'harmoniser ces dernières selon un code. Ce dernier permet de travailler avec un nombre de lithologies différentes corrélables en 3D. Il a été décidé d'utiliser les faciès lithologiques principaux pour réaliser l'harmonisation du log géologique (*tableau 4*).

Codes lithologiques harmonisés		
Nom	Sigle harmonisé	Couleur harmonisée
Aplite	Ap	
Diorite	GRD	
Granodiorite		
Calcschiste (schiste bleuté)	Calcsh	
Calcaire (supérieur ou inférieur)	Calc	
Cornéenne calcique	CC	
Cornéenne schisto-feldspathique	CSF	
Skarn	SK	
Skarnoide		
Quartz	QZ	
Calcite	Ca	
Arsénopyrite	SULF	
Pyrrhotite massive		
Formations superficielles (moraines)	FS	
Non renseigné	NR	

Tableau 4 : Table des codes lithologiques harmonisés

Pour les analyses (*tableau 5*), le choix des seuils a été basé sur les valeurs du *cut off* et de la répartition des teneurs dans les différents corps minéralisés du gisement. La teneur de coupure étant de 0,3 % WO_3, cette valeur a été retenue pour définir le seuil inférieur. L'attribution de valeurs qualitatives aux valeurs quantitatives des analyses permet de mieux appréhender l'évolution des teneurs sur un sondage où toutes les passes minéralisées n'ont pas été analysées.

Codes analyses harmonisées (sondages, plans miniers)		
Nom qualitatif	Sigle	Teneur en WO_3 (%)
Scheelite en traces	Tr	< 0,3 %
Scheelite peu abondante	PA	0,3 < PA < 0,55
Scheelite moyennement abondante	MA	0,55 < MA < 0,8
Scheelite abondante	A	0,8 < A < 1,1
Scheelite très abondante	TA	1,1 < TA

Tableau 5 : Table des codes analyses harmonisés

Les 832 sondages et 2373 rainurages ont été intégrés sous Micromine™ afin de visualiser les informations en 3 dimensions. L'intégrité de la base de données a été contrôlée grâce aux fonctionnalités internes du logiciel. Les valeurs des analyses s'étendent de 50 ppm à 50,44 % WO_3 pour une moyenne située autour de 1,73 % WO_3. La table des analyses dénombre 4920 passes de sondage et 2374 passes de rainurage analysés pour le tungstène ainsi que 63 passes de sondages analysées pour l'or et l'argent. L'histogramme de fréquence des valeurs en tungstène montre qu'il existe deux populations de valeurs en tungstène qui correspondent bien avec les différents types de minerai rencontrés sur le terrain (*figure 116*). Les skarns à silicates calciques et scheelite fine représentent la première famille à faible teneur en tungstène qui se concentre autour de 0,33 % WO_3. Les sulfures massifs à scheelite grossière abondante représentent la catégorie à forte teneurs en tungstène qui s'étale autour de 2,3 % WO_3.

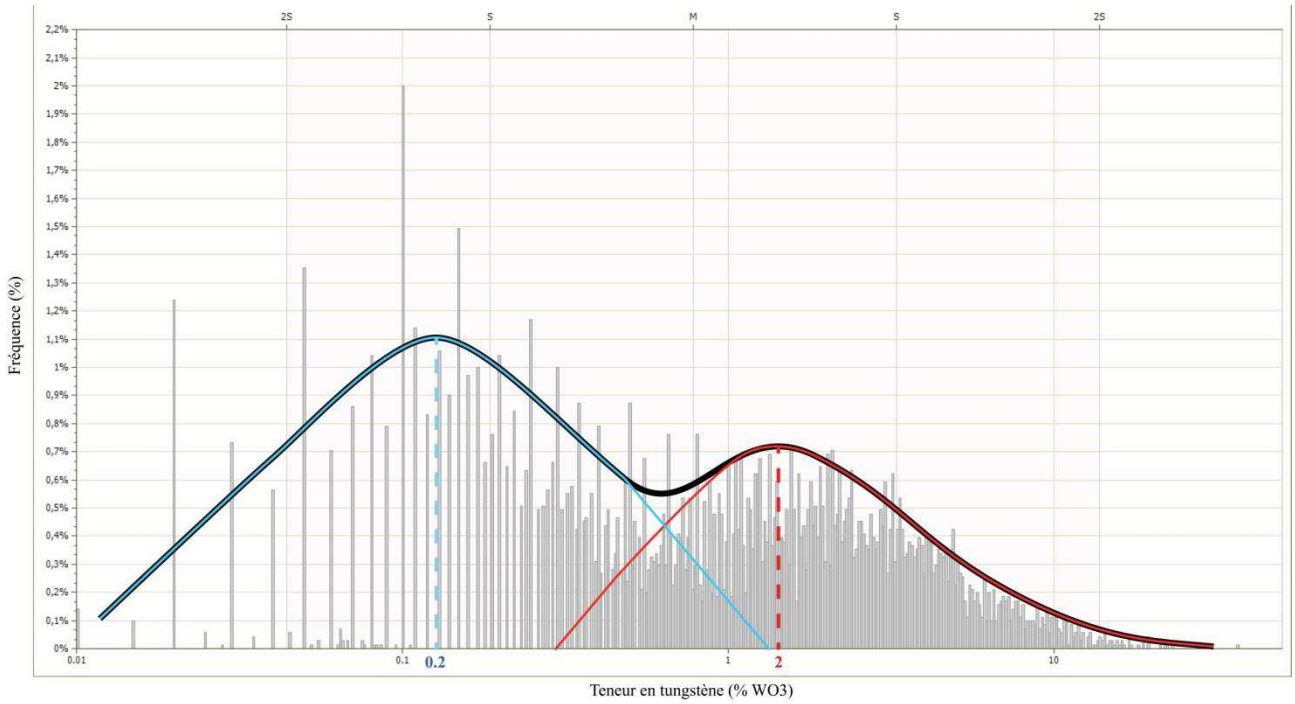


Figure 116 : Histogramme de la fréquence du nombre d'analyses en fonction de la teneur en tungstène obtenue dans les enregistrements de la table « Assays ». 2 populations de valeurs à faible et forte teneur en tungstène se démarquent.

b. Modélisation 3D du gisement sous Micromine™

i. Structure du système d'information géographique

Un Système d'Informations Géographiques (SIG) sous ArcView™ a été créé sur le gisement de Salau dans le but de réunir tous les travaux historiques pour les combiner et pouvoir les utiliser lors de la modélisation 3D (*figure 117*). Il utilise le système de projection de référence "Lambert 93". Il compile des informations :

- géographiques (cartes topographiques IGN au 1/25 000, MNT de détail à 10 m de résolution spatiale réalisé à partir de plans de géomètre, etc…) ;
- géologiques (cartes géologiques à grande échelle au 1/50 000 et de détail au 1/10 000 et 1/2 000 sur le secteur de Salau) ;
- structurales (axe des plis majeurs affectant la série sédimentaire, trajectoires des failles affectant le massif de granodiorite) ;
- sur les travaux d'exploration historiques réalisés sur le secteur : géochimie, géophysique (magnétisme, électromagnétisme, résistivité…), localisation des sondages, indices minéralisés de surface) ;
- sur les anciens travaux miniers : plans des galeries principales et des descenderies, positions des coupes sériées passant par les corps minéralisés…) ;

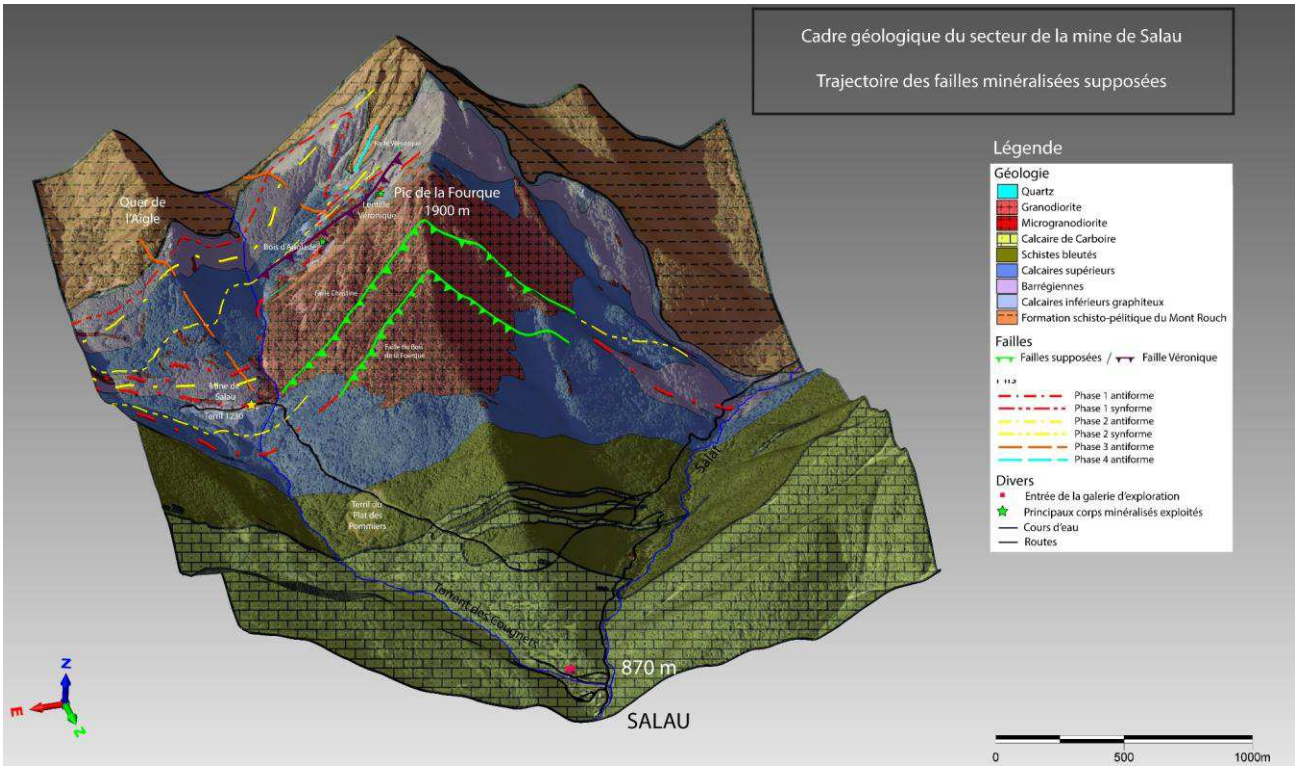


Figure 117 : Représentation 3D du cadre géologique et structural du secteur de Salau (Micromine™) à partir du système d'information géographique constitué sous ArcGis™.

ii. Modélisation des infrastructures de la mine

Les levés de galeries ont principalement été recueillis auprès des archives de la SMA. Ces derniers correspondent aux niveaux les plus importants de la mine donnés en mètres NGF (1165, 1230, 1320, 1430, 1452, 1475, 1530, 1575, 1620), aux sous-niveaux creusés dans le corps minéralisé du Bois d'Anglade et de Véronique (*annexe 4*). Ces plans au 1/250 étaient tenus à jour à chaque dépilage par le géologue de la mine et permettaient d'avoir une vue d'ensemble de la minéralisation. Le tracé des galeries était tenu à jour par un géomètre.

Le principe d'exploitation reposait sur celui des sous-niveaux par tranche montante. Ces derniers étaient tracés dans le minerai puis le stot résiduel entre deux sous-niveaux consécutifs était ensuite abattu (*figure 118*). Après chaque dépilage, la plupart des niveaux étaient remblayés avec les stériles d'exploitation provenant des travers bancs creusés dans la granodiorite ou l'encaissant carbonaté. Des descenderies assuraient la connexion entre les différents étages de la mine et permettaient aux chargeurs-transporteurs de circuler. Ces véhicules convoyaient le minerai vers les accumulateurs correspondant à de grandes cheminées inclinées qui le déversaient dans la galerie de roulage (1320 m). Depuis ce niveau, un locotracteur acheminait le minerai jusqu'au poste de concassage et broyage.

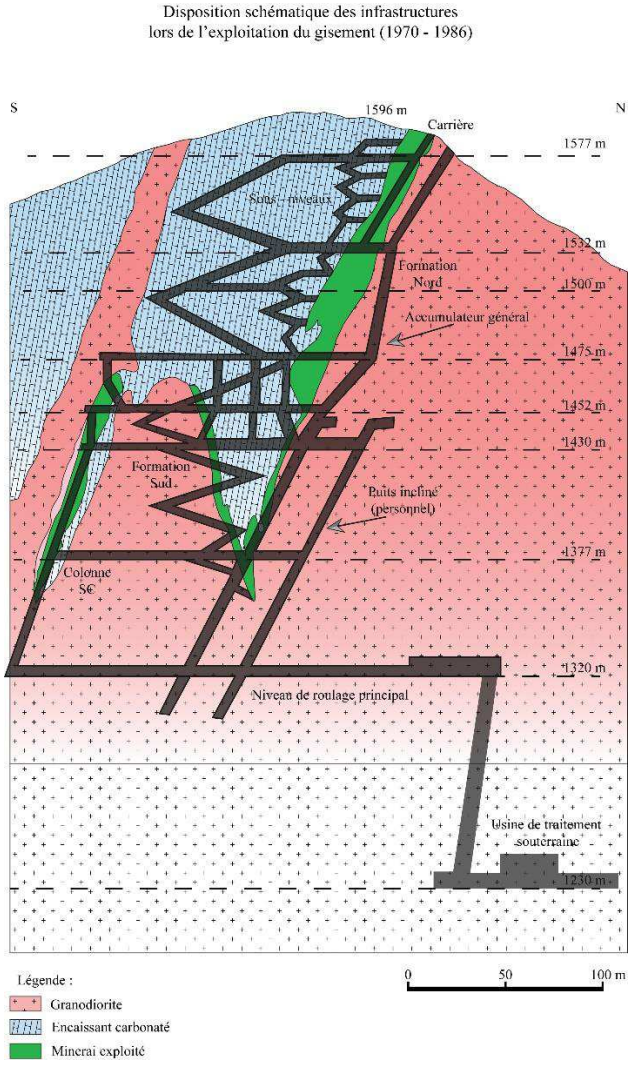


Figure 118 : Dispositif schématique des infrastructures lors de l'exploitation du gisement (1970 – 1986)

Les plans recueillis utilisent comme référence, le système de coordonnées projetées « Lambert Zone 3 ». Leur intégration dans la base de données SIG a nécessité leur conversion en « Lambert 93 ». Le tracé de chaque galerie a ensuite été digitalisé sur le logiciel ArcGIS™. La même méthodologie a été suivie pour les cheminées. Les fichiers digitalisés ont ensuite été importés sous Micromine™ pour être modélisés en 3D. Les tracés de chaque galerie ont été placés à leur côte correspondante. Le même procédé a été employé pour les cheminées.

Une interpolation entre les tracés de chaque niveau (toit et sole) a été réalisée pour en délimiter le volume en 3 dimensions. Les plans inclinés entre les différents niveaux ont été modélisées selon le même principe. La visualisation en 3 dimensions des infrastructures modélisées (*figure 119*) montre les principaux niveaux d'exploitation du gisement de Salau. Ces infrastructures ont permis en partie de guider la modélisation des minéralisations.

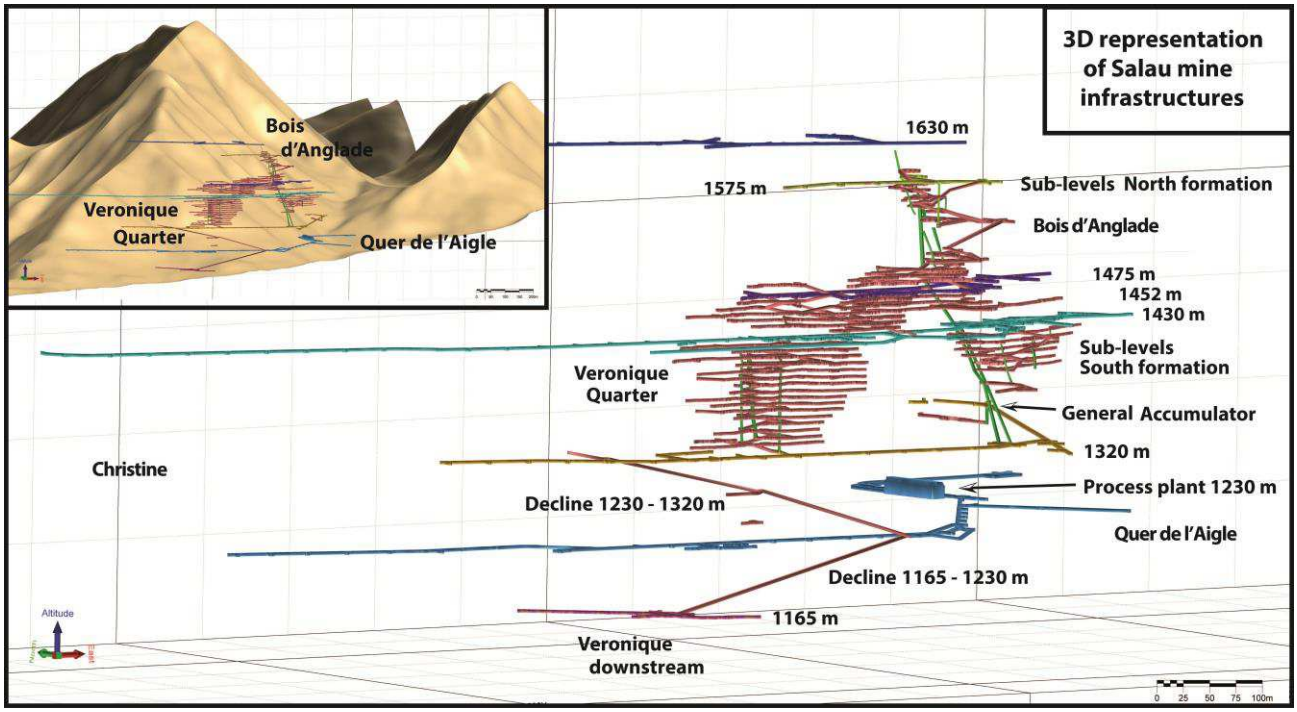


Figure 119 : Représentation 3D des infrastructures (galeries et cheminées) de la mine de Salau, vue vers le NE (Micromine™)

iii. Modélisation 3D des sondages historiques

La base de données de sondages importée sous Micromine™ permet de comprendre comment s'organise l'évolution des teneurs en 3 dimensions (*figure 120*).

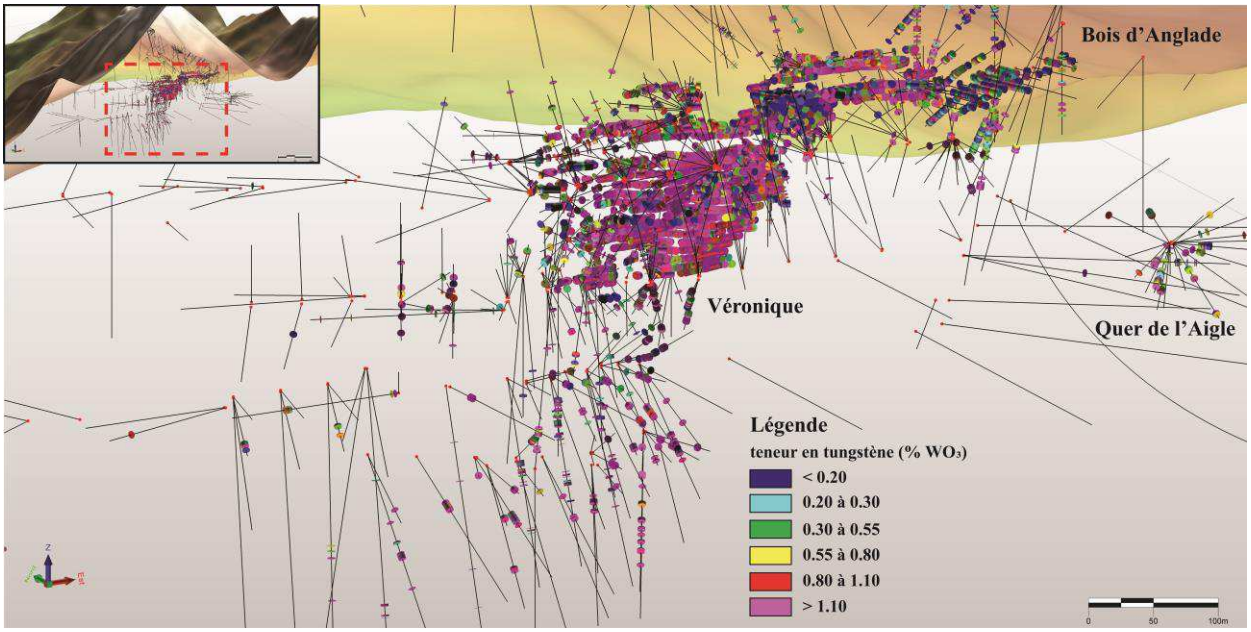


Figure 120 : Visualisation 3D vers le NE des analyses issues de la BDD sur le quartier Véronique (Micromine™)

La plupart des fortes teneurs en tungstène se distribuent au voisinage de la faille Véronique. Leur utilisation combinée à celle des logs lithologiques harmonisés donne une indication sur la structuration géologique au niveau du gisement (*figure 121*). Cette dernière apparait complexe, notamment pour la corrélation entre sondages proches. Ceci s'explique simplement au vu de la morphologie très irrégulière du contact de l'intrusion granodioritique. La formation Sud étant affectée par le passage de la faille Véronique explique également certains décalages décelables en 3 dimensions.

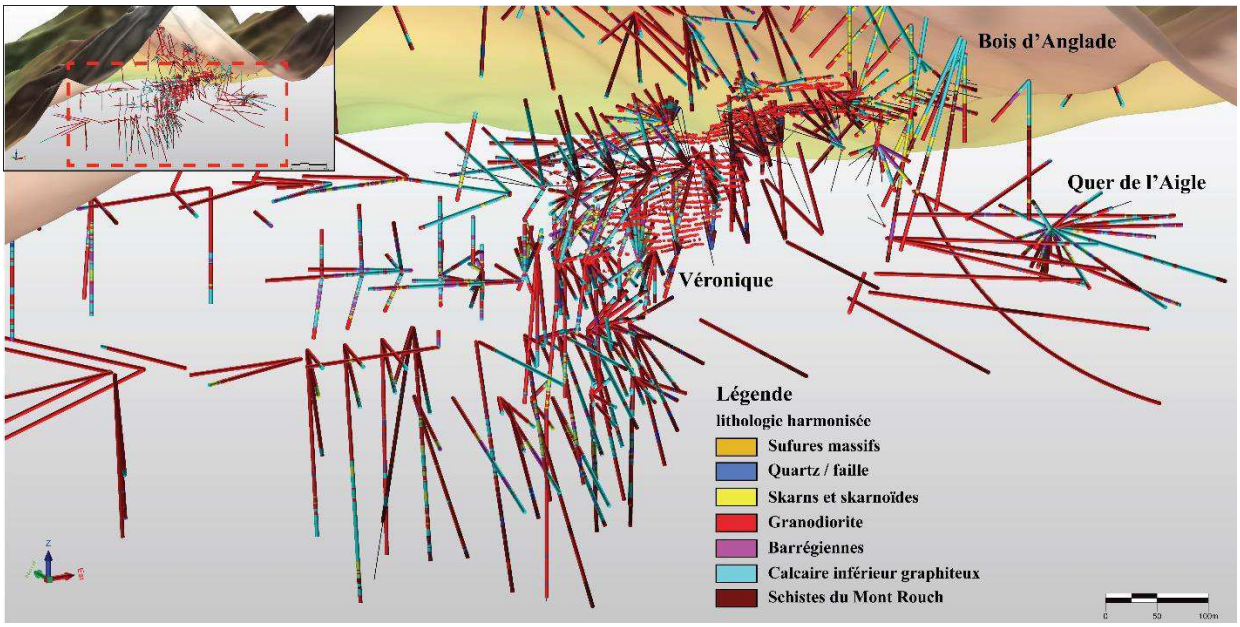


Figure 121 : Visualisation 3D vers le NE de la lithologie harmonisée sur le quartier Véronique (Micromine™)

iv. Modélisation des principaux corps minéralisés

La modélisation 3D des principaux corps minéralisés a été réalisée à partir des sondages intégrés dans la base de données. Elle concerne les corps minéralisés du Bois d'Anglade, du quartier Véronique, de la zone V, de la zone VI et du Quer de l'Aigle. Leur géométrie complexe a nécessité la réalisation de nombreuses coupes sériées pour contraindre au mieux leur étendue. A titre d'exemple, la modélisation de la minéralisation du quartier Véronique a nécessité la réalisation de 48 coupes sériées passant par les sondages numérisés (*figure 122*).

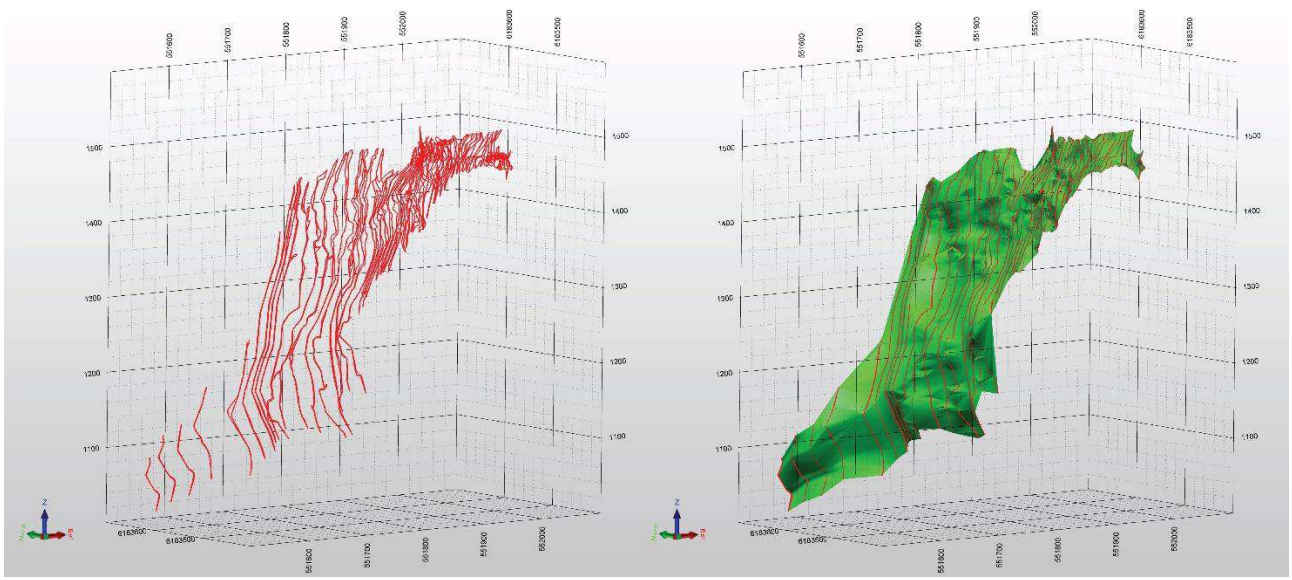


Figure 122 : Représentation 3D des coupes sériées de la minéralisation du quartier Véronique, vue vers le NE (Micromine™)

La digitalisation de l'enveloppe minéralisée globale comprend le minerai à sulfures massifs et le skarn à silicates calciques. Elle a également été guidée par les teneurs en tungstène recoupées en sondage et les passes en dessous de 0,2 % WO_3 n'ont pas été intégrés à la modélisation. La triangulation ou "wireframing" entre les différentes coupes préalablement digitalisées est réalisée de manière automatique. Le logiciel calcule la triangulation selon l'alignement entre les nœuds de chaque section. Des corrections manuelles ont parfois été entreprises lorsque la forme des corps minéralisés devenait trop complexe (Bois d'Anglade, Véronique).

La validation des solides créés prend en compte la vérification des connexions invalides, des triangles d'intersection et des sections ouvertes. L'enveloppe 3D des minéralisations est valide quand ces 3 critères sont nuls. Les volumes suivants ont été obtenus à partir de l'enveloppe des différents corps minéralisés modélisés (*figure 123*) : Bois d'Anglade (432 775 m^3), Quartier Véronique (276 218 m^3), Zone VI (13 205 m^3), Zone V (18 531 m^3), Quer de l'Aigle (15 075 m^3).

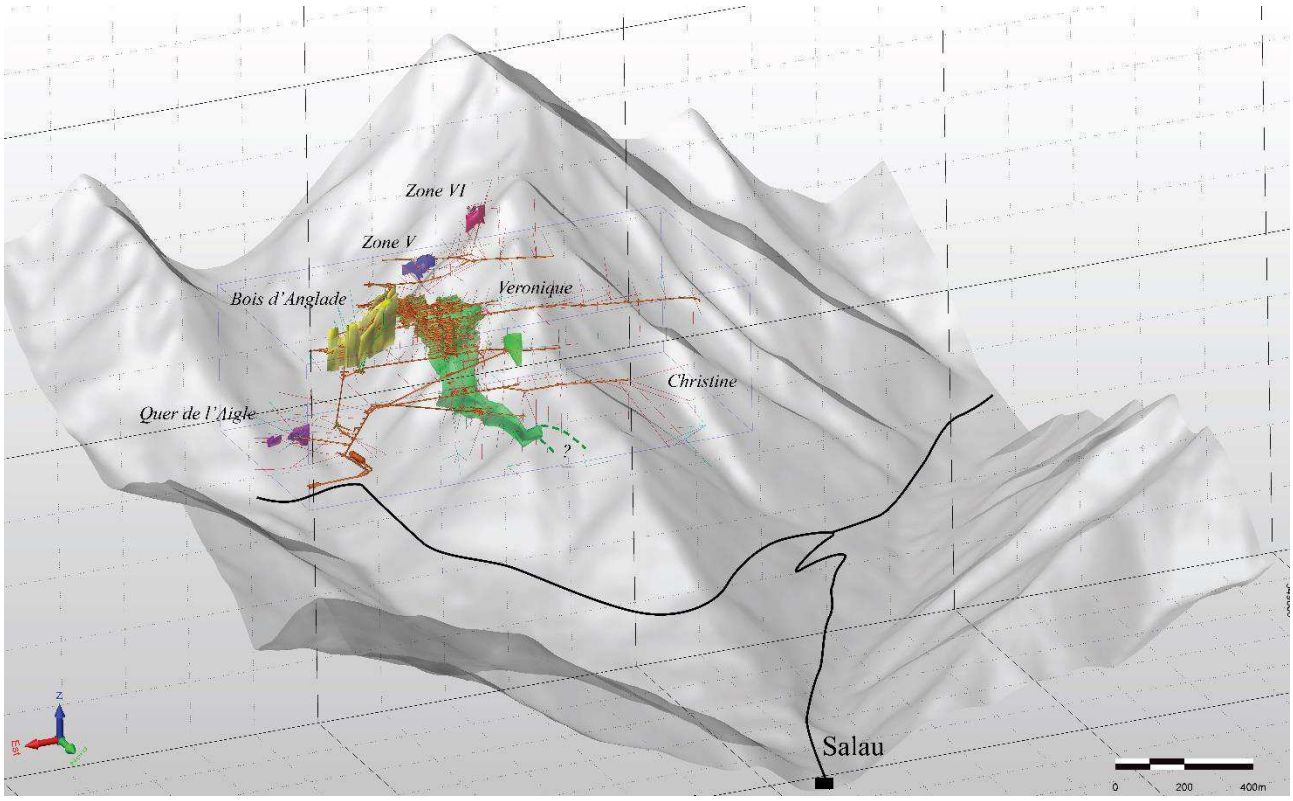


Figure 123 : Représentation 3D des principaux corps minéralisés du gisement de Salau (une couleur différente par corps minéralisé), vue vers le SW (Micromine™)

La modélisation réalisée permet de contraindre la distribution des corps minéralisés par rapport au passage de la faille Véronique, modélisée d'après les relevés en mine (*figure 124*).

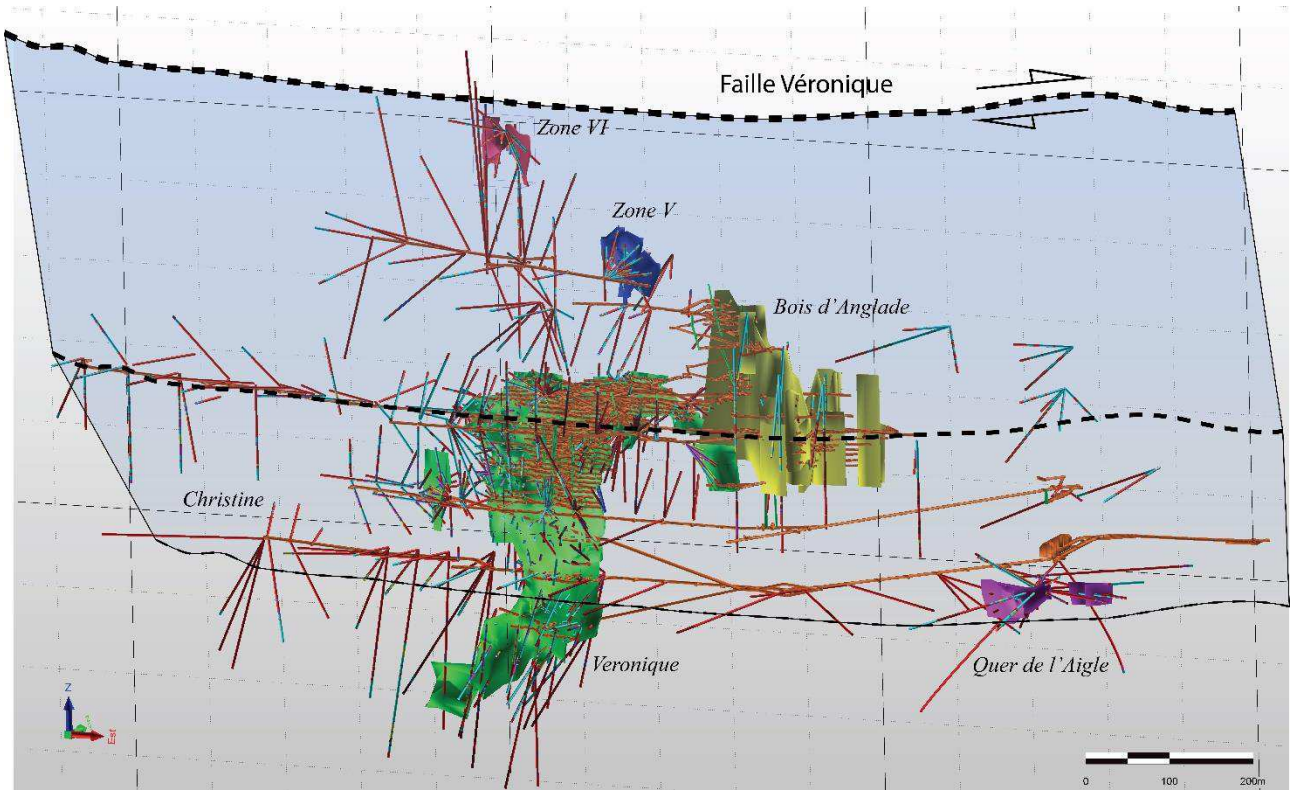


Figure 124 : Vue 3D vers le NW du passage de la faille Véronique par rapport aux différents corps minéralisés modélisés au sein du gisement de Salau. La légende lithologique harmonisée des sondages est détaillée dans le tableau 4.

La faille Véronique relie le quartier Véronique et la formation Sud du Bois d'Anglade, à l'instar ce qui a été observé ponctuellement sur le terrain. Par ailleurs, par projection, elle se propage également au sud des zones V et VI dans le ravin de la Fourque. Ces deux corps minéralisés semblent représenter ses seules manifestations en surface. A l'est du gisement, la faille intersecte la zone du Quer de l'Aigle où elle présente une minéralisation de type brèche à sulfures massifs (*figure 125*). Au niveau de cette zone, la granodiorite forme un contact très irrégulier avec l'encaissant ce qui explique la présence de nombreux golfes abritant des skarns. La faille se prolonge vers l'est sous le massif du Quer de l'Aigle. Une faille satellite E-W est présente 50m au nord de la faille Véronique. Elle est également minéralisée en sulfures massifs et scheelite grossière, mais elle n'est puissance que d'une cinquantaine de centimètres à un mètre.

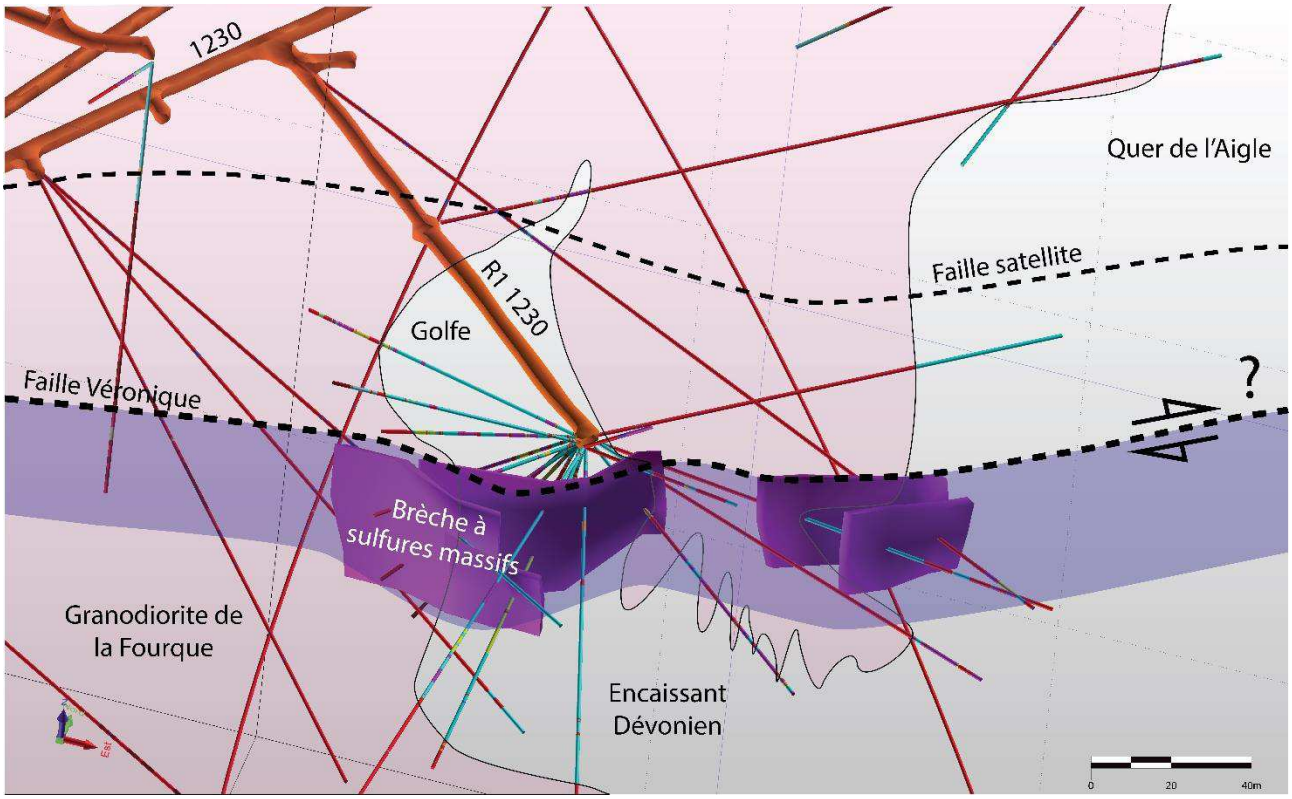


Figure 125 : Vue en 3D vers le NNE du passage de la faille Véronique au niveau des minéralisations du Quer de l'Aigle. La minéralisation à sulfures massifs et scheelite grossière est localisée dans une brèche développée le long de la faille. La légende lithologique harmonisée des sondages est détaillée dans le tableau 4.

Un des faits majeurs de cette modélisation 3D est la visualisation du décalage à l'échelle du gisement qu'elle engendre sur les corps minéralisés du quartier Véronique (*figure 126*). En effet, les deux compartiments de skarnoïdes identifiés par travaux miniers et sondages se retrouvent décalés selon un jeu inverse dextre de plus de 250 m de part et d'autre de la faille Véronique. Elle présente une direction moyenne N100°E 70°N et se matérialise par une brèche cimentée par des sulfures massifs et de la scheelite grossière au contact granodiorite – encaissant. Une seconde faille, satellite de Véronique, a été identifiée par sondage au sud du compartiment de skarnoïdes situé entre les côtes 1230 et 1050m. Elle se matérialise également par une brèche quartzeuse cimentée par des sulfures massifs et de la scheelite grossière. Son jeu semble identique à celui de la faille Véronique. Un autre compartiment de skarnoïdes devrait donc se trouver 200 m en aval au sud de cette faille satellite.

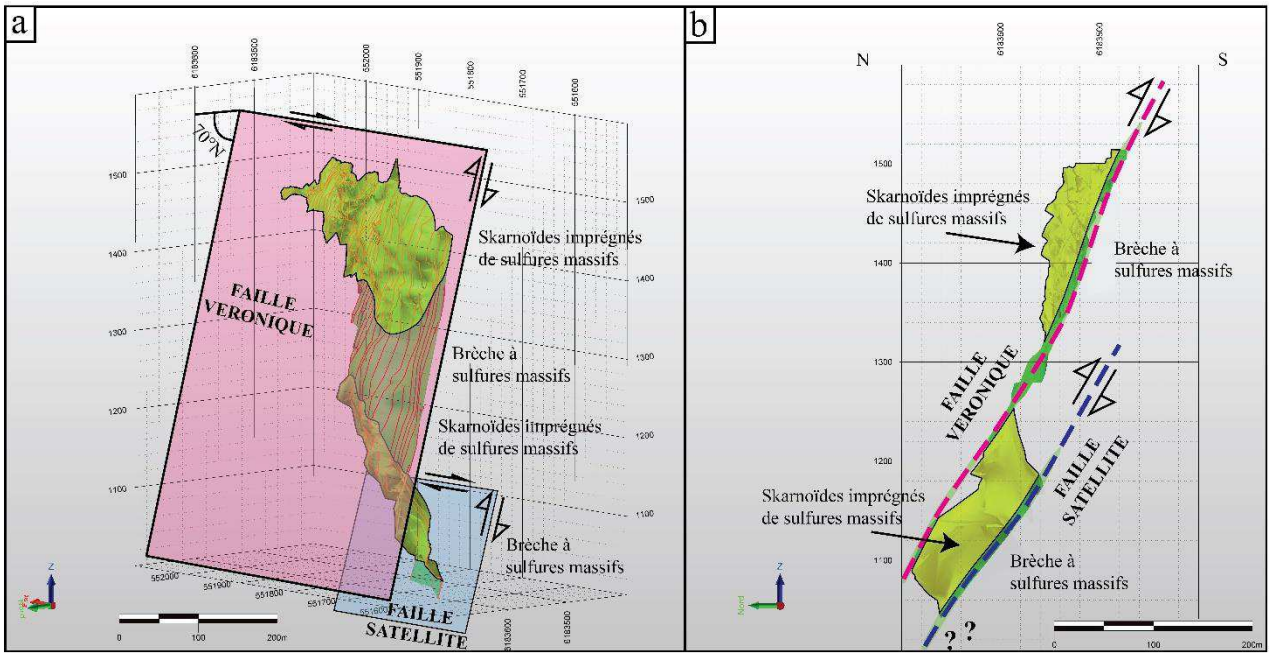


Figure 126 : Représentation 3D des minéralisations de la faille Véronique ; (a) Vue en 3D vers le SE des minéralisations du quartier Véronique. Les deux compartiments de skarnoïdes sont déplacés de plus de 250m selon un jeu inverse dextre ; (b) Vue en coupe N-S des minéralisations du quartier Véronique.

Les derniers sondages effectués par la SMA, dans l'axe de l'aval Véronique sont restés stériles, ce qui a posé un problème à l'époque, pour la compréhension de la géométrie des minéralisations. Une vue en plan (*figure 127*) permet de s'apercevoir que les deux derniers sondages sub-verticaux restés stériles auraient dû être inclinés de 60° vers le nord, par rapport à l'axe de la faille satellite qui encaisse l'extension de la minéralisation à sulfures massifs et scheelite grossière.

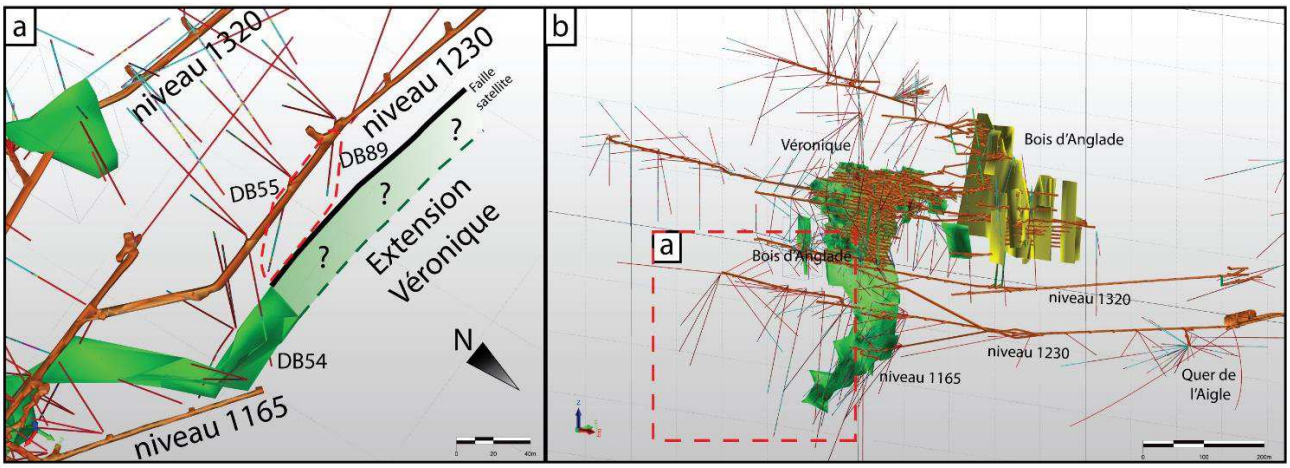


Figure 127 : (a) Représentation en plan de la projection de l'extension probable des minéralisations à l'aval du quartier Véronique ; (b) Vue en 3D vers le NW de l'ensemble des minéralisations du quartier Véronique et du Bois d'Anglade. La localisation du détail (a) est reportée.

c. Estimation de ressources

i. Etude variographique

L'estimation de volumes/teneurs s'est axée sur les corps minéralisés principaux modélisés. Cette estimation permet de donner une idée sur l'ordre de grandeur du volume de ressources valorisables. Pour des questions de rentabilité, la SMA ciblait préférentiellement les minéralisations sulfurées riches en scheelite (> 0,8 % WO_3 en moyenne), au voisinage de la faille Véronique. La conjoncture économique actuelle permet d'envisager le choix d'une teneur de coupure d'environ 0,3 % WO_3 (Suárez Sánchez *et al*., 2015). Ce changement permet d'intégrer dans les calculs, les minéralisations liées au skarn à silicates calciques et scheelite fine qui représente une part considérable du gisement de Salau.

Afin d'estimer la proportion de skarn par rapport aux minéralisations à sulfures massifs dans les corps minéralisés aux abords de la faille Véronique (Derré *et al*, 1980), il a fallu réaliser un modèle de blocs pour le Bois d'Anglade. La part de skarn à silicates calciques et scheelite fine non exploitée (volume/tonnage/teneur) est obtenue par la différence entre le volume calculé avec le présent modèle et la production de la SMA sur ce corps minéralisé.

Les paramètres variographiques sont calculés à partir des analyses en WO_3 depuis la table correspondante dans la base de données des sondages. Dans un premier temps, il a fallu créer les fichiers composite des analyses afin d'avoir des teneurs normalisées sur chaque passe de sondage. Les paramètres choisis sont un intervalle composite de 50 cm (choisi en fonction de la puissance des passes analysées) et la méthode « best fit » afin d'ajuster au mieux ce pas sur la longueur du sondage.

Les paramètres statistiques de base (moyenne, mode, médiane, quartiles) ont été calculés. L'histogramme de distribution (*figure 128*) montre l'existence d'une famille de valeurs répartie selon une loi exponentielle. Par ailleurs, elle montre également que la majorité des valeurs sont situées en dessous de 1 % WO_3. Quelques valeurs « pépite » autour de 8 % et 10 % WO_3 ressortent légèrement, elles sont associées aux sulfures massifs montrant des teneurs élevées en scheelite.

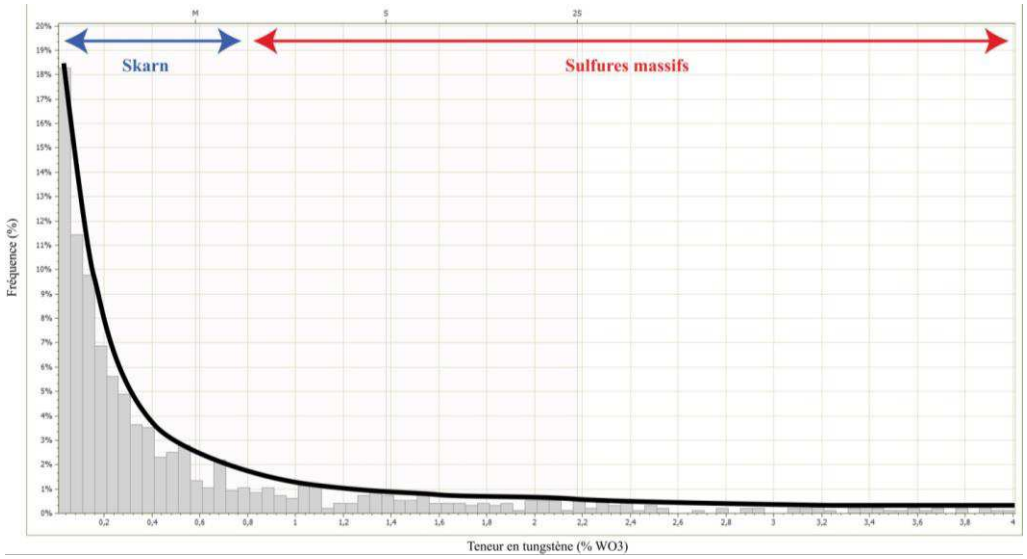


Figure 128 : Répartition statistique des valeurs composite (% WO3) issues de la table analyse sur les sondages du Bois d'Anglade

Le modèle de variogramme est calculé à partir de ces valeurs. Les critères géologiques et structuraux montrent cartographiquement que le corps minéralisé du Bois d'Anglade présente une direction principale de continuité selon l'orientation N 265 85°S (*figure 127*). Le calcul intègre ce paramètre. Un lag de 20 mètres et une distance maximale de 100 mètres ont été pris en considération. Le modèle de variogramme résultant est sphérique et possède une portée de 48 mètres (*figure 129*). A partir de cette distance, les valeurs ne sont plus corrélées entre elles. Il est recommandé de prendre les deux tiers du palier ou la moitié de la portée pour évaluer la maille de sondage adaptée. Dans le cas présent, la valeur retenue est de 24 mètres pour ce type de corps minéralisé.

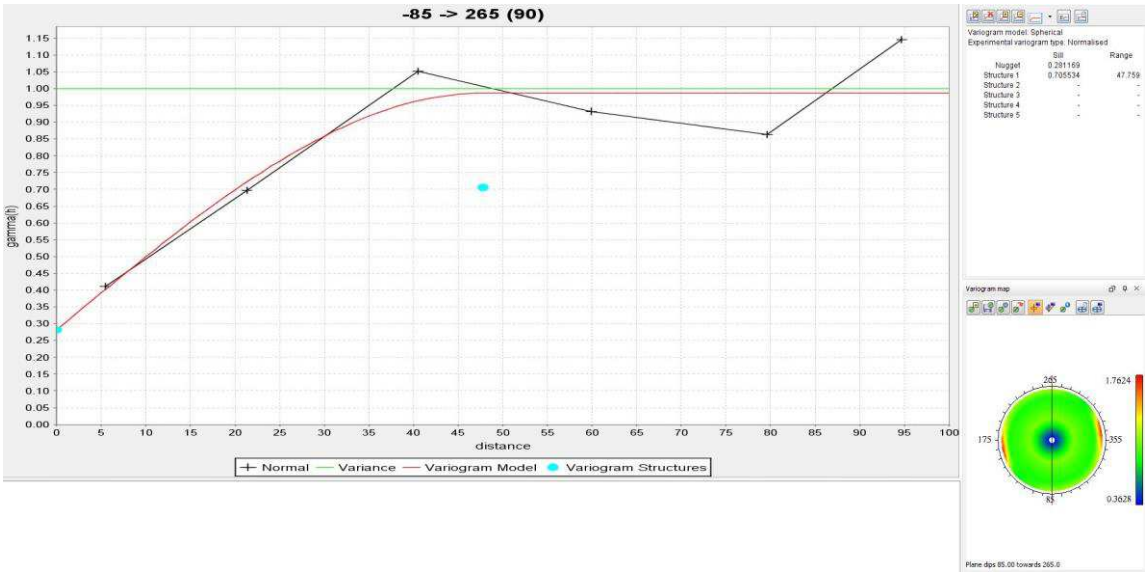


Figure 129 : Variogramme sphérique expérimental retenu pour le Bois d'Anglade selon la direction majeure de continuité N 265 E, -85°S

Les teneurs sont moins bien corrélées selon la direction N 175 qui montre une variance plus élevée avec l'augmentation de la distance. La maille optimale de sondages calculée (24 m) est semblable à celle employée par les mineurs à l'époque pour ce type de corps minéralisés (de l'ordre d'une vingtaine de mètres).

ii. Création d'un modèle de blocs

Un modèle de blocs a été construit sur le corps minéralisé du Bois d'Anglade dans le but de quantifier la part de skarn par rapport à celles des sulfures massifs en tenant compte des variabilités locales de teneurs dans le minerai. Le résultat permettra de visualiser l'impact de la variation de la teneur de coupure sur le volume de minéralisation économique.

Le variogramme préalablement défini est utilisé pour définir la maille des blocs élémentaires. La taille des blocs a été dimensionnée en fonction des paramètres d'une potentielle réexploitation. La dimension des corps minéralisés a également été prise en compte (globalement 80 m de longueur, 5 à 6 m de largeur et 150 à 200 m de hauteur) Une maille cubique de 5 m de côté avec des subdivisions de 2,5 m de côté est retenue. Il a aussi été choisi de ne pas considérer les blocs qui ne sont pas totalement contenus dans l'enveloppe afin de ne pas surestimer le volume minéralisé (*figure 130*).

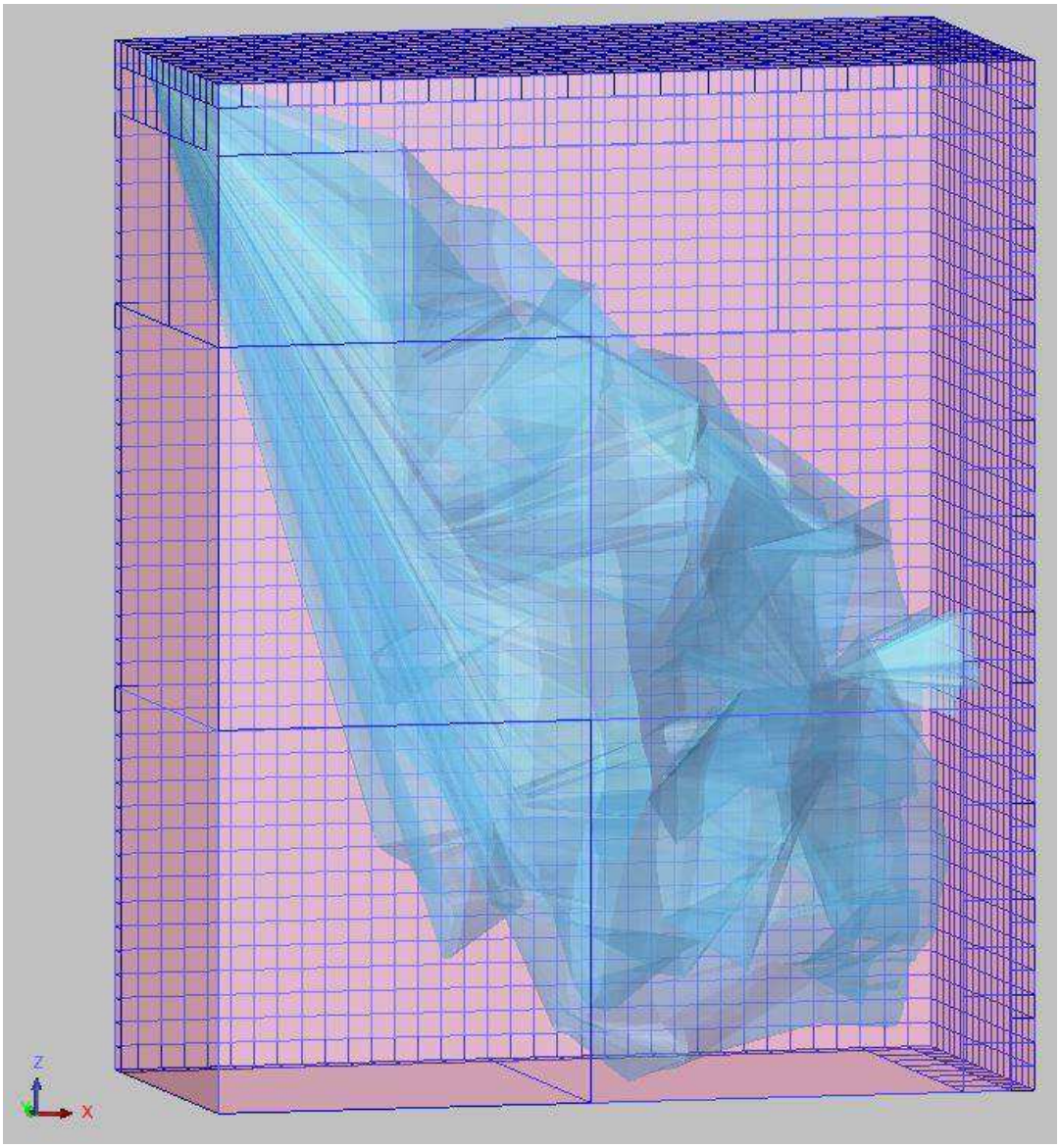


Figure 130 : Représentation 3D du bloc model appliqué à l'emprise rectangulaire de l'enveloppe minéralisée du Bois d'Anglade en bleu, vue vers le Nord.

Le modèle de blocs créé est appliqué à l'emprise rectangulaire de l'enveloppe minéralisée. L'enveloppe interpolée est définie en tant que minéralisation qui donne les limites du modèle et du calcul. Un attribut définit cette dernière comme « matériel », son intérieur est nommé « minerai ». L'estimation est appliquée à l'enveloppe minéralisée précédemment spécifié (*figure 131*).

Le calcul du volume du corps minéralisé modélisé est de 432 775 m^3. Le volume de minéralisation approché par le modèle de blocs est de 433 578 m^3. Le volume minéralisé estimé par la modélisation des blocs est donc en cohérence avec l'enveloppe minéralisée numérisée à partir des coupes sériées.

L'enveloppe 3D considérée prend en compte les sulfures massifs et le skarn à silicates calciques, possédant deux densités différentes. Une densité pondérée par le volume a donc été calculée. Selon Guiraudie *et al*., 1964 ; les densités des différents corps minéralisés sont de 3,15 pour les skarns à silicates calciques (pauvres en scheelite) et de 4,4 pour les sulfures massifs (riches en scheelite).

Il a été exploité 483 825 t de minerai à 1,15 % WO_3, soit 5 564 t WO_3 représentant 109 960 m^3 de minerai riche en scheelite. Le volume de skarn à silicates calciques et scheelite fine est donc de *433 578 – 109 960 = 323 618* m^3.

Le calcul de la densité pondérée par le volume est : $\frac{(323\,618 * 3{,}15) + (109\,960 * 4{,}4)}{433\,578}$ donnant une densité moyenne pour l'ensemble de 3,47. Cette valeur est utilisée pour convertir le volume de minerai en tonnage.

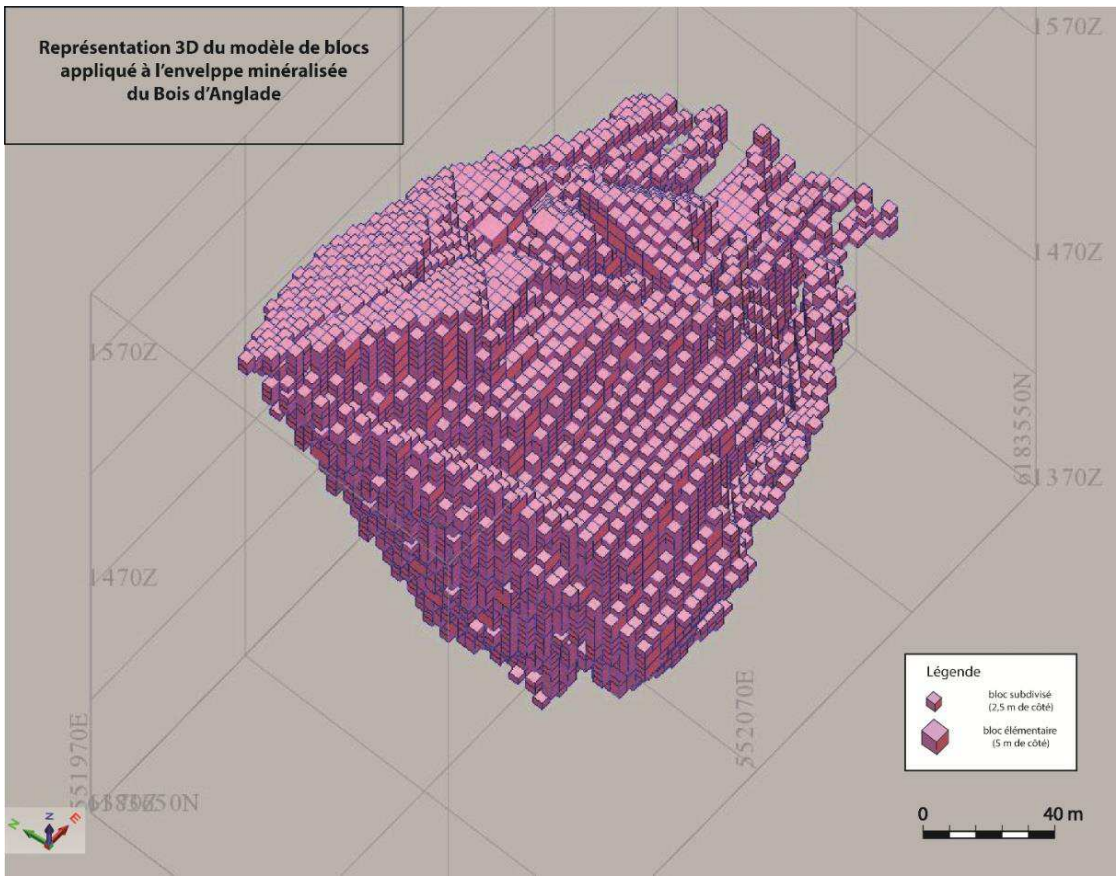


Figure 131 : Représentation 3D du modèle de blocs sur l'enveloppe minéralisée du Bois d'Anglade, vue vers le NE

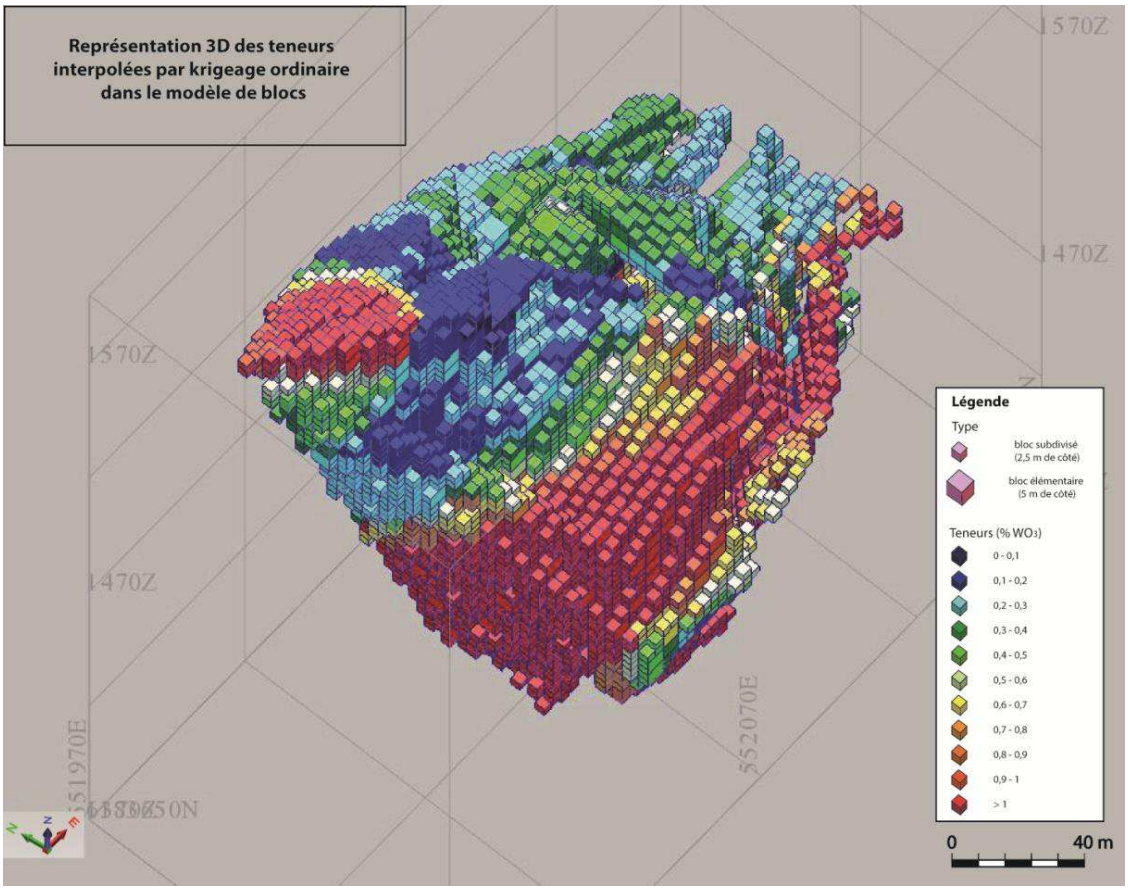


Figure 132 : Représentation 3D des teneurs en WO3 interpolées par krigeage ordinaire dans le modèle de blocs, vue vers le NE

Le modèle de variogramme défini précédemment a été appliqué pour calculer la teneur en WO_3 dans chaque bloc (*figure 132*). L'ellipsoïde retenu est paramétré avec une direction N 265, un plongement de 0 et un pendage de - 85° Sud. Ces valeurs correspondent à la direction majeure de continuité structurale du corps minéralisé du Bois d'Anglade déduite des observations géologiques. Les ratios axe majeur / semi-majeur est de 1,5 et celui de l'axe majeur / mineur est de 2. Le rayon de recherche maximale est étendu à 500 m horizontalement et verticalement.

La figure 133 montre en coupes traversant le modèle de blocs, la richesse du minerai au contact de la faille Véronique dans la formation Sud. L'interpolation des teneurs dans les blocs a été réalisée selon 2 méthodes (krigeage ordinaire et inverse de la distance au carré) afin de les comparer. La différence (delta) entre ces 2 techniques, montre que 75 % des valeurs interpolées ont un écart compris entre -0,2 et + 0,3 %. Les résultats de l'interpolation semblent donc cohérents entre eux. Le krigeage ordinaire, réputé pour être la meilleure méthode d'estimation linéaire en raison de sa plus faible variance, a été retenu pour calculer les ressources.

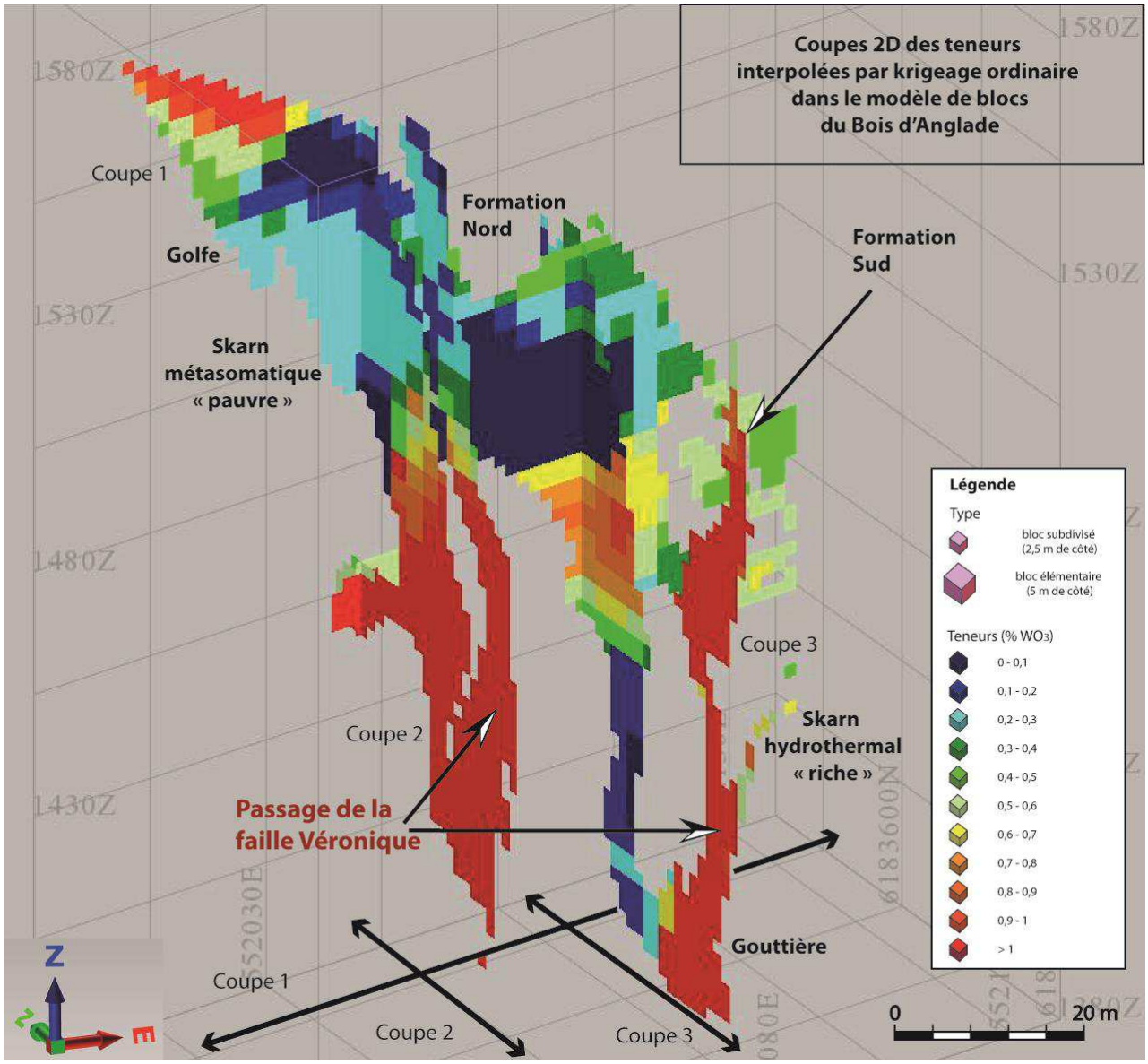


Figure 133 : Coupes 2D des teneurs interpolées par krigeage ordinaire dans le modèle de blocs du Bois d'Anglade

Le rapport de ressources permet de récapituler les paramètres issus de l'interpolation du modèle de blocs et de donner les valeurs pour construire la courbe tonnage/ teneur. Le tonnage total de minerai est de 1 504 516 t à 0,76 % WO_3, soit 11 434 t WO_3, en considérant toute la gamme de teneurs dans les blocs. En appliquant un *cut off* de 0,3 % WO_3, le calcul par krigeage ordinaire donne un tonnage de 993 179 t de minerai à 1,06 % WO_3, soit 10 527 t WO_3. Le calcul par inverse de la distance au carré donne un tonnage de 1 031 186 t de minerai à 1,06 % WO_3, soit 10 930 t WO_3. En retranchant la part de minerai déjà exploitée historiquement (5 564 t WO_3), le calcul montre qu'il reste environ 4 960 t WO_3, correspondant au skarn à scheelite fine dans le corps minéralisé du Bois d'Anglade.

Le skarn représente 47 % du tonnage total du corps minéralisé. Les minéralisations de type « fond de golfe » représentent par conséquent des cibles majeures en considérant les paramètres économiques actuels (teneur de coupure de 0,3 % WO_3). Cette proportion entre les différents types de minéralisations est corroborée par l'étude croisée du plan du niveau 1452 (*figure 134*) et de la coupe synthétique du Bois d'Anglade (*figure 135*). La part de skarn concernant le tonnage de minerai donne des résultats de 46 et 45 % respectivement. Les résultats en 2D et 3D semblent cohérents et valident les valeurs obtenues dans le modèle de blocs.

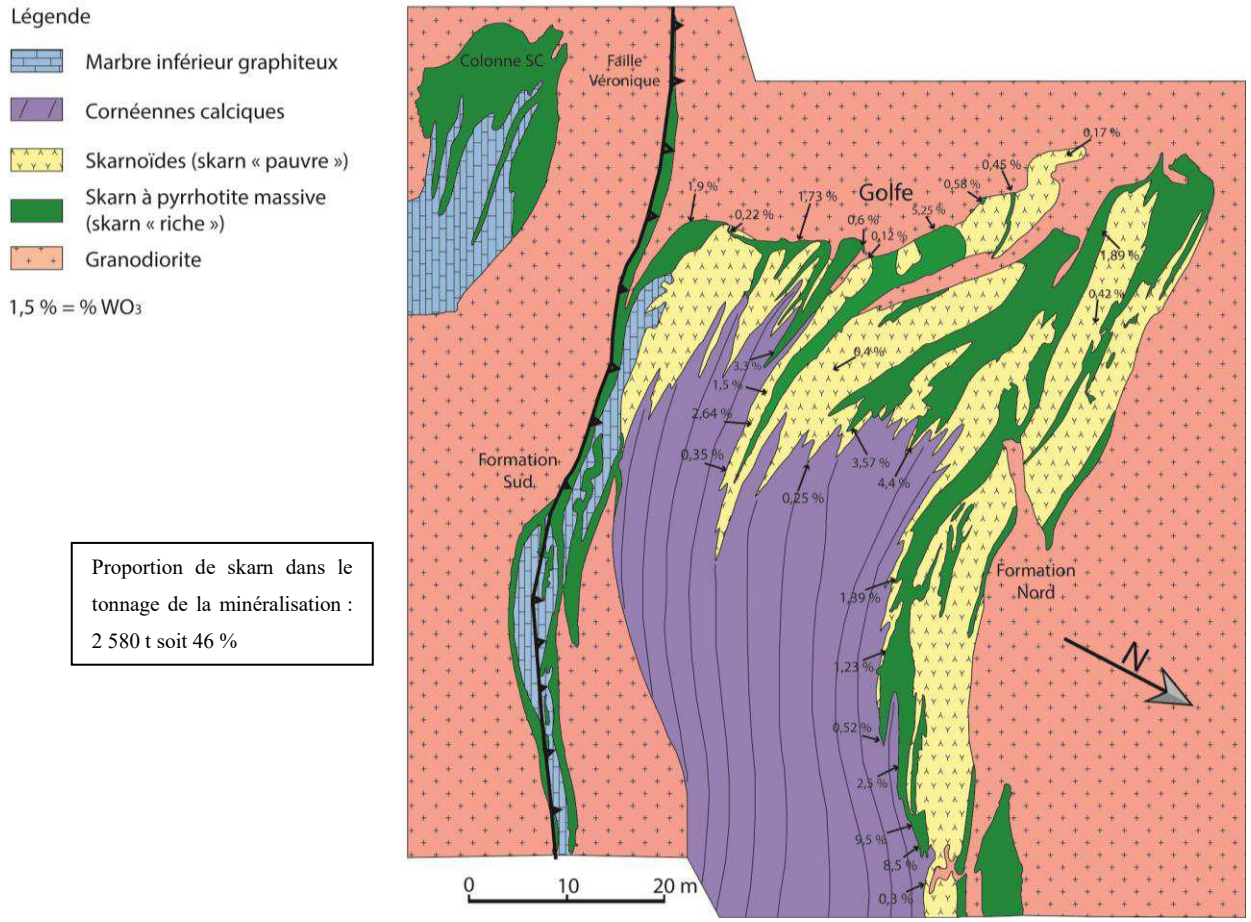


Figure 134 : Carte de l'interprétation géologique du niveau 1452 m pour le corps minéralisé du Bois d'Anglade

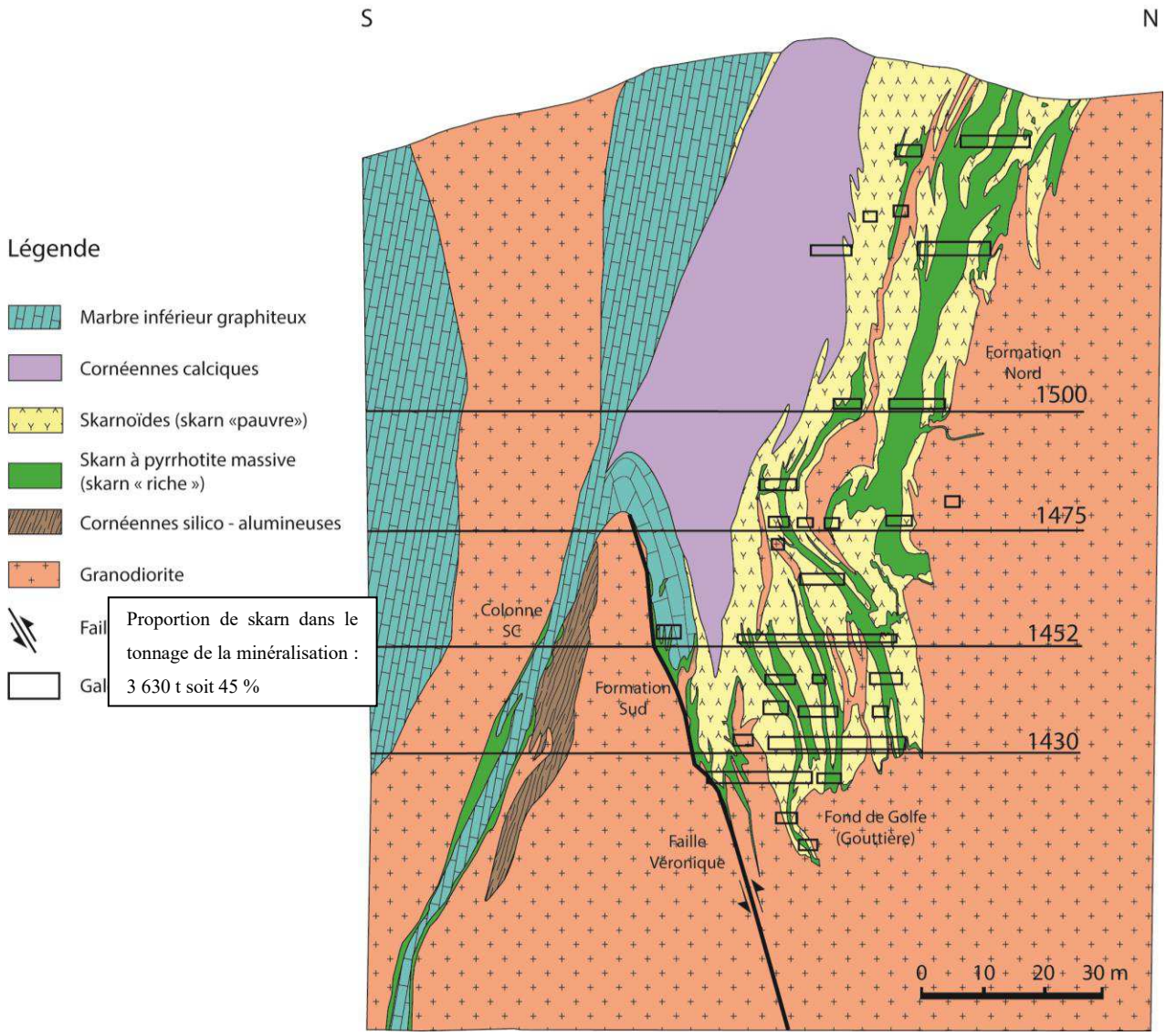


Figure 135 : Coupe N-S synthétique à travers la zone du Bois d'Anglade

A partir du modèle de blocs, il est possible de construire la courbe tonnage/ teneur pour les corps minéralisés de type « fond de golfe » (*figure 136*). Elle montre l'influence de la variation de la teneur de coupure sur le tonnage de minerai exploitable et la teneur moyenne associée. Ce graphique se lit en plaçant un curseur vertical sur l'axe des abscisses représentant la teneur de coupure en % WO_3. Pour connaitre le tonnage de minerai et la teneur moyenne correspondante, il suffit de lire ces valeurs en se référant à la courbe associée à chaque information.

La tranche de minerai avec des teneurs s'échelonnant entre 0,2 et 0,8 % WO_3 correspond aux skarns qui représentent une part de même importance que la fraction de sulfures massifs et scheelite grossière associée aux teneurs supérieures à 0,8 % WO_3.

Cette figure montre aussi que le choix du *cut off* entre 0,2 % et 0,3 % WO_3 est critique pour ce type de corps minéralisés. Cette variation de 0,1 % se traduit par la prise en compte ou l'exclusion de 200 000 t de minerai. Des travaux supplémentaires doivent être réalisés pour déterminer avec précision la teneur de coupure dans le gisement qui est un paramètre critique.

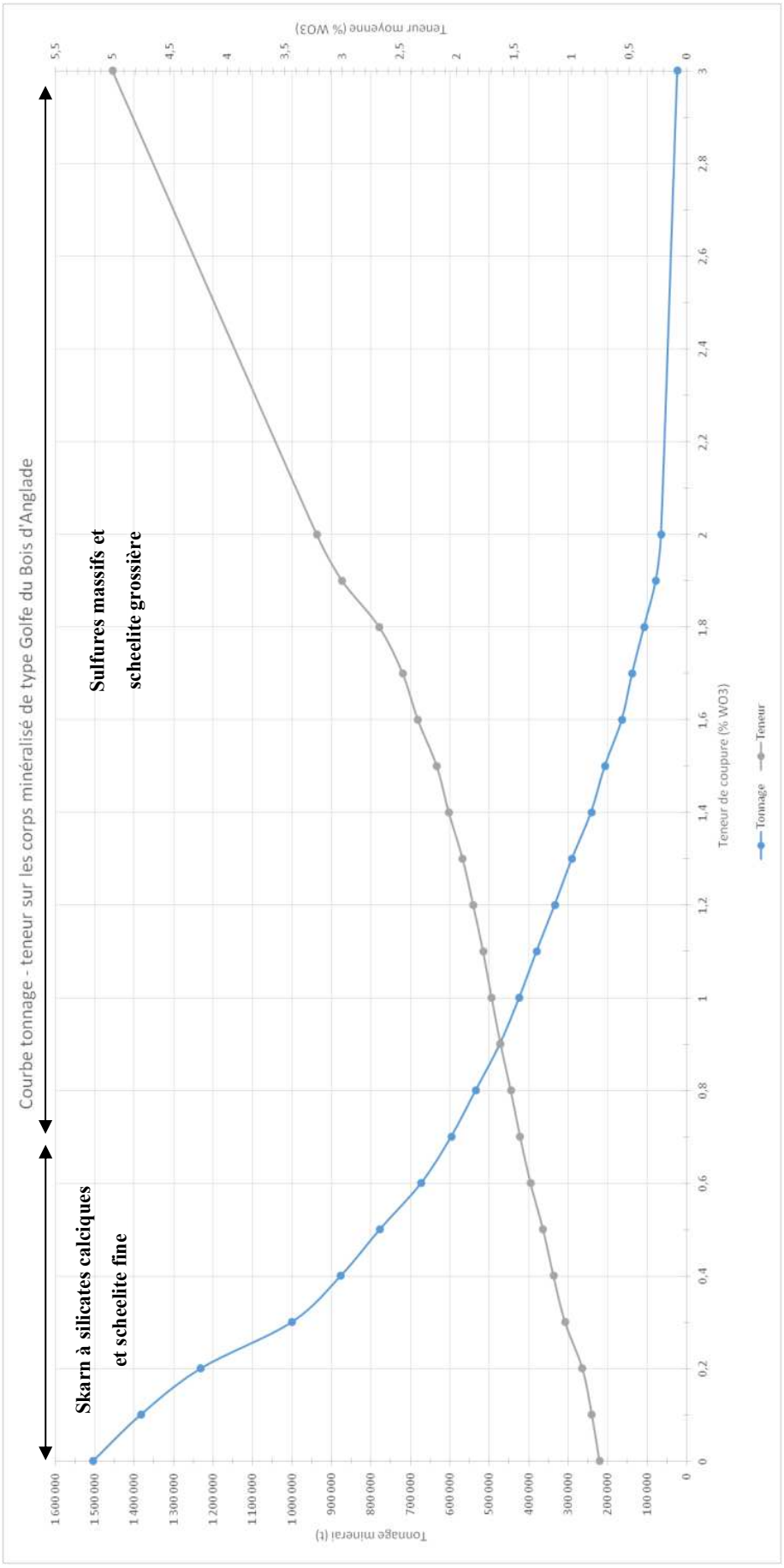


Figure 136 : Courbe tonnage - teneur du corps minéralisé de type "fond de Golfe" du Bois d'Anglade

iii. Estimation des ressources potentielles et synthèse 3D du gisement

Evolution des ressources / réserves durant l'exploitation (1970-1986)

A l'ouverture de la mine en 1970, les ressources estimées étaient de 580 000 t de minerai à 0,9 % WO_3, soit 5 200 t WO_3 grâce aux travaux d'exploration menés par le BRGM. Les quatre premiers corps minéralisés découverts par le BRGM furent ceux du Bois d'Anglade (Formation Nord, Golfe, Formation Sud, Colonne SC) (Derré *et al.*, 1980).

En 1976, 419 349 tonnes de minerai avec une teneur moyenne de 1,41 % ont été exploitées pour produire 5 360 tonnes de WO_3, à partir des 4 principaux corps minéralisés (*tableau 6*).

Production des différents corps minéralisés exploités (1976)			
Corps minéralisés	**Tonnage minerai (t)**	**Teneur moyenne WO_3 (%)**	**Tonnage WO_3 (t)**
Formation Nord	222 806	1,06	2362
Golfe	44 000	1,09	480
Formation Sud	96 543	1,39	1342
Colonne SC	56 000	2,1	1176
Total	**419 349**	1,41	5360

Tableau 6 : Production des différents corps minéralisés exploités (1976) (Derré et al., 2014)

En 1975, la SMA découvre la lentille Véronique à partir d'une campagne de sondages fond sur une anomalie géophysique. L'estimation des ressources correspond à un volume minéralisé de 350 000 t à 1,83 % WO_3, correspondant à 6 500 t WO_3.

L'exploitation du gisement entre 1970 et 1986 totalise une production de 13 950 t WO_3. Les principaux corps minéralisés exploités furent le Bois d'Anglade (6 740 t WO_3) et la lentille Véronique (6 600 t WO_3).

Ré-estimation des ressources potentielles basée sur les paramètres économiques actuels

L'estimation des ressources potentielles s'est appuyée sur toutes les données qui ont pu être réunies sur le gisement de Salau à ce jour : métallotectes, sondages, analyse structurale, estimations historiques, morphologie des corps minéralisés, géophysique, indices minéralisés.

Toutes ces observations, permettent d'envisager un potentiel de l'ordre de **11 800 à 15 600 t WO_3** au niveau de la partie sud du massif de la Fourque, dans les travaux réalisés par la SMA. L'estimation se décompose ainsi :

En pondérant les densités en fonction des différents corps minéralisés (3,15 pour le skarn et 4,4 pour les sulfures massifs ; Guiraudie *et al*., 1964), il est possible de calculer le tonnage de minerai à partir des volumes modélisés :

- Véronique : essentiellement composée de sulfures massifs (80 %) --> (0.8 * 276 217 m^3) * 4.4 + (0.2 * 276 217m^3) * 3.15 = 972 283 t + 174 016 t = 1 146 299 t de minerai
- Bois d'Anglade : skarn (75 %) et sulfures massifs (25 %) --> (0.25 * 433 578 m^3) * 4.4 + (0.75 * 433 578 m^3) * 3.15 = 925 271 t + 662410 t = 1 504 516 t de minerai
- Quer de l'Aigle: skarn (30 %) et sulfures massifs (70 %) --> (0.7 * 15 074 m^3) * 4.4 + (0.3*15 074 m^3) = 46 428 t + 14 244 t = 60 672 t de minerai
- Zone V and Zone VI: (skarn 40 %) et sulfures massifs (60 %) --> (0.6 * 31 735 m^3) * 4.4 + (0.4 * 31 735 m^3) * 3.15 = 83 780 t + 39 986 t = 123 766 t de minerai

Total: **2 835 253 t** de minerai.

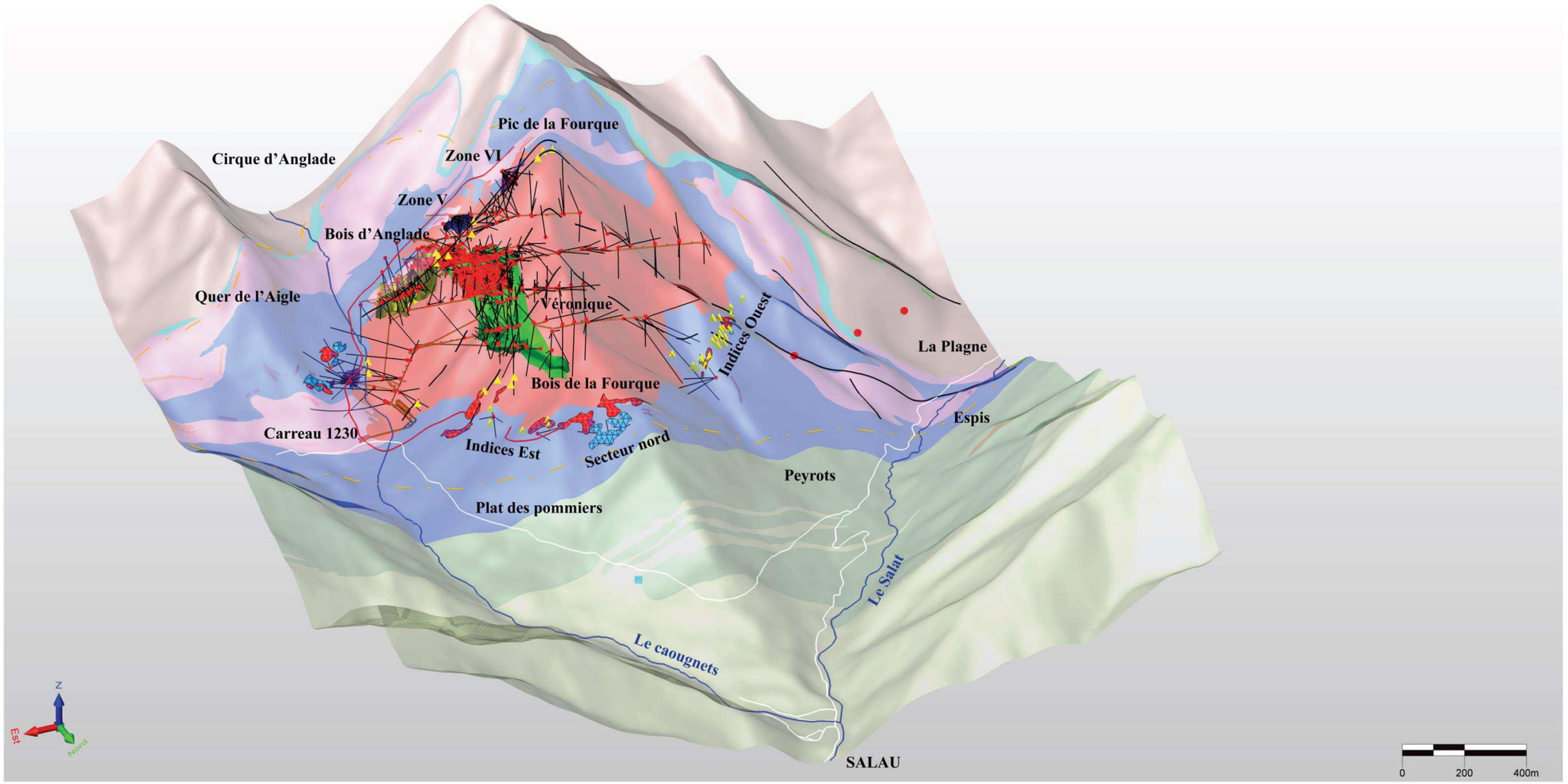
La teneur moyenne approximative en tungstène des corps minéralisés peut être approximée grâce aux données historiques de production et d'estimation (en utilisant un *cut off* de 0.3 % WO_3 ainsi que des barres d'erreurs minimum-maximum) :

- Véronique : 1 146 299 t pour 1.2 - 1.5 % WO_3 = 13 755 - 17 194 t WO_3
- Bois d'Anglade : 993 179 t pour 1,06 % WO_3 = 10 527 t WO_3
- Quer de l'Aigle : 60 672 t pour 0.8 - 1 % WO_3 = 485 - 606 t WO_3
- Zone V et Zone VI : 123 766 t pour 0.8 - 1 % WO_3 = 990 – 1 237 t WO_3

Total (avant soustraction de l'exploitation historique) : **25 757 – 29 564 t WO_3**.
Total (après soustraction): **11 807 – 15 614 t WO_3**.

Cette estimation potentielle représente une hypothèse préliminaire de travail basée sur l'interprétation des documents et des données ayant pu être récupérés à ce jour. Elle intervient de manière précoce dans le processus d'estimation détaillée des ressources en cours et il ne faut lui attribuer qu'une valeur très approximative. L'étude de modélisation 3D, actuellement en cours et menée en partenariat avec CSA Global, va permettre de calculer et de classifier précisément les ressources

Par ailleurs, plusieurs arguments (lithologiques, structuraux, conceptuels) montrent également qu'il pourrait exister des corps minéralisés à découvrir autour de l'intrusion granodioritique de la Fourque et dans l'extension de l'auréole de métamorphisme de contact qui s'étend vers l'ouest jusqu'en Espagne (*figure 137*). D'autres cibles comme la lentille Christine avec **3,5 % WO_3 sur 1,85 m** (sondages S3 et DB91) et d'extension inconnue ou les tailings (retraitement) pourraient également contribuer à augmenter le potentiel.



Légende

éléments administratifs

- routes
- rivières

indices minéralisés

- skarn à scheelite
- SEDEX à galène et sphalérite
- filonnets de pyrrhotite

éléments structuraux

- faille observée
- faille supposée

isogrades de métamorphisme

- grenat, pyroxène, vésuvianite
- albite, trémolite, biotite
- biotite

anomalies magnétiques

- négative
- positive

lithologie harmonisée

- Quartz / faille
- Skarns et skarnoïdes
- Granodiorite
- Sills de microdiorite et microgranite
- Calcaire de Carboire
- Schistes bleutés
- Calcaire supérieur
- Barrégiennes
- Calcaire inférieur graphiteux
- Schistes du Mont Rouch

Figure 137 : Vue 3D vers le SW de la distribution des corps minéralisés et des indices issus du modèle réalisé à l'échelle du gisement de Salau

Chapitre V

ETUDE MINERALOGIQUE, MICROCHIMIQUE ET ISOTOPIQUE

V. Etude minéralogique, microchimique et isotopique

a. Secteur de la mine d'Anglade

La minéralogie observée dans les roches encaissantes dépend de leur situation par rapport à l'auréole de métamorphisme de contact engendré par la granodiorite de la Fourque et leur distance à la faille Véronique. Il est ainsi possible de distinguer cinq groupes présentant une minéralogie différente : (1) l'auréole de métamorphisme externe et interne, (2) les exoskarns, (3) les endoskarns, (4) les minéralisations à sulfures massifs à scheelite et (5) les assemblages tardifs ou particuliers.

i. L'auréole de métamorphisme externe et interne

L'auréole externe, s'étendant de cinquante à plusieurs centaines de mètres de distance de l'intrusion granodioritique, est marquée par l'apparition de biotite dans les lits pélitiques des Barrégiennes et de trémolite ainsi que de clinozoïsite dans ses niveaux carbonatés.
Dans l'auréole interne, la formation des Barrégiennes est transformée en « cornéennes calciques » avec des assemblages de calcite, quartz, clinozoïsite, clinopyroxène, grenat, vésuvianite zonée, wollastonite, microcline, titanite, apatite et graphite. Dans les calcaires (supérieurs et inférieurs) transformés en marbres, les assemblages sont à quartz, calcite, plagioclase, amphibole, clinopyroxène, clinozoïsite et biotite. La calcite recristallise avec une taille de grain plus importante qui marque le front de marmorisation.

ii. Les exoskarns

La minéralogie des skarns/skarnoïdes et du cortège sulfuré dépend en partie de la nature de la roche encaissante, c'est pourquoi nous avons distingué les skarns développés aux dépens des calcaires et les skarnoïdes développés aux dépens des Barrégiennes.

Les skarns développés aux dépens des calcaires

Les skarns développés aux dépens des calcaires inférieurs graphiteux sont majoritairement à pyroxène et grenat. Ils présentent un aspect souvent massif ou zoné. Là où ces skarns ont été préservés des sulfures massifs postérieurs, la scheelite I, fine (10 – 200 µm) et très disséminée, est en cristaux allongés (< 0,2 mm). Elle occupe les interstices avec du quartz, de la calcite, de l'arsénopyrite à section losangique et de la pyrrhotite disséminée. La pyrrhotite disséminée, à grain fin et d'aspect terne est située en bordure de la granodiorite, en liserés ou en chapelets dans les skarns à grenat et pyroxène. La teneur en tungstène de ces skarns est de l'ordre de 0,1 à 0,4 % WO_3.

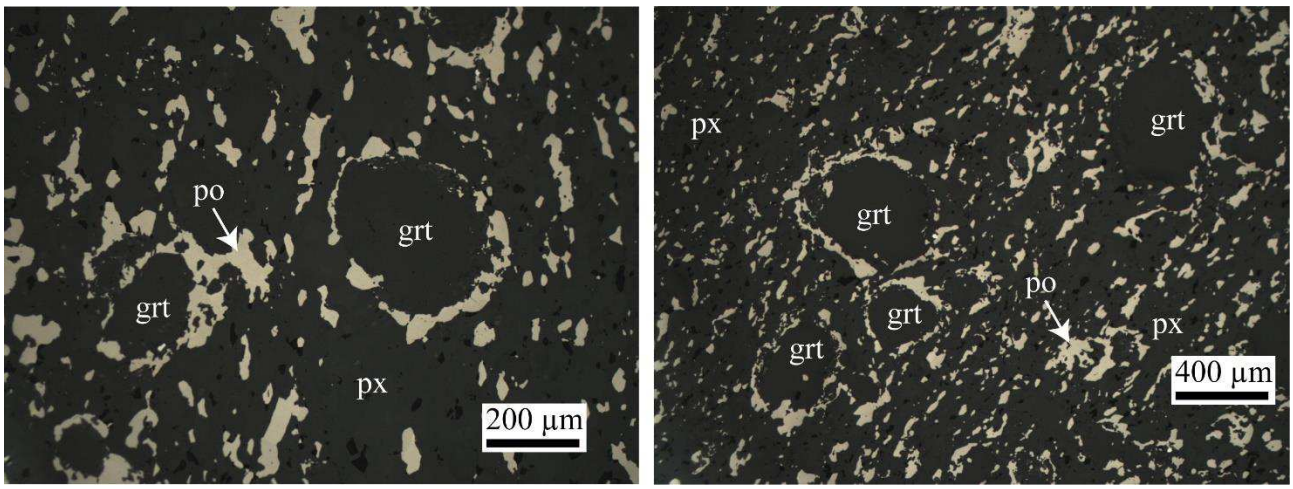


Photo 41 : Skarn massif à grenat et pyroxène avec de la pyrrhotite disséminée dans les joints de grains (Golfe / lumière réfléchie / lame mince polie TP053).

Le pyroxène y apparaît en cristaux allongés millimétriques à centimétriques avec une tendance automorphe et une texture entrecroisée conservant d'importants espaces intergranulaires. Parfois, ce pyroxène peut présenter une texture en peigne avec des gerbes parallèles ou en éventail de cristaux allongés pluricentimétriques (jusqu'à 3 cm). Les analyses à la microsonde électronique montrent qu'il s'agit d'hédenbergite (0 - 12 % de diopside, 2 - 10 % de johansenite, les teneurs en Al_2O_3, TiO_2 et Na_2O sont négligeables ; d'après Derré *et al.*, 1980). La scheelite fine I est souvent associée à ce pyroxène, elle apparait en petits cristaux arrondis de moins de 250 µm de diamètre. La contemporanéité de ces deux minéraux est marquée par les textures d'intercroissance qu'ils présentent. Par ailleurs, dans les skarns zonés, cette scheelite fine I apparait uniquement dans la zone à hédenbergite (III ; *photo 42*) (Soler, 1977).

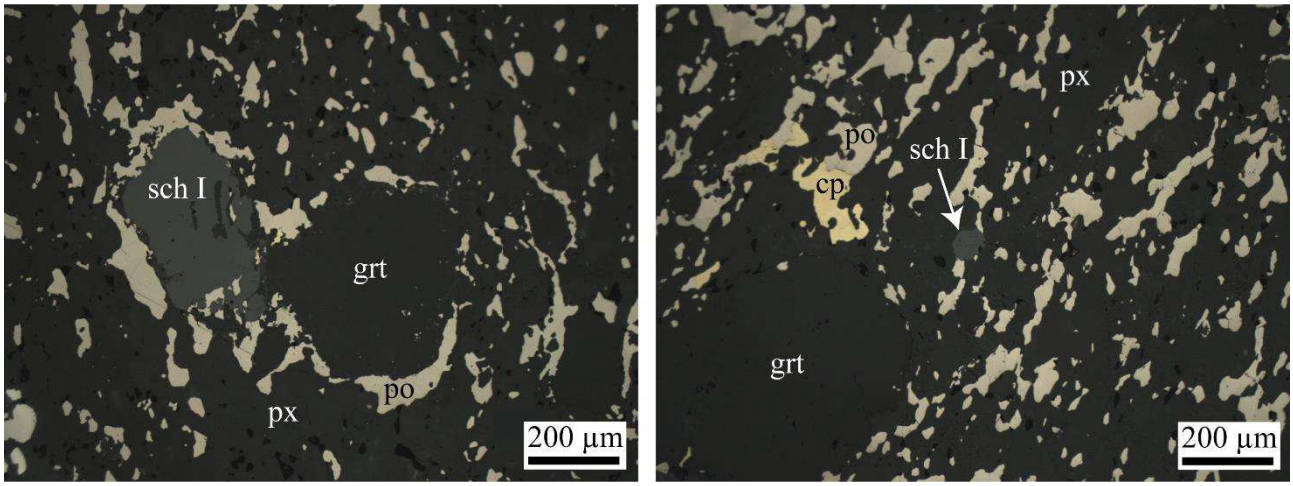


Photo 42 : Scheelite fine (< 250 µm) dans les skarns à grenat, pyroxène et sulfures disséminés (Formation Sud / lumière réfléchie / section polie 169p et 164p).

Macroscopiquement, le grenat est rouge pâle et souvent anisotrope en lames minces. Il forme des cristaux millimétriques à centimétriques avec une tendance automorphe et montre une texture polygonale conservant de petits espaces intergranulaires. Son anisotropie est variable et peut apparaitre dans des zones cristallographiques ou selon des secteurs plus ou moins réguliers (Fonteilles *et al.*, 1989). Ce grenat rose pâle

est du grossulaire (Gr_{72-82}, And_{11-15}, $Alm+Sp_{6-19}$) (*figure 139*), ses teneurs en fluor sont généralement de l'ordre de 0,6 % à 1,2 % (Derré *et al*., 1980). Il contient parfois des résidus de pyroxènes. La scheelite fine I n'a jamais été observée en association avec ce grenat.

Les skarnoïdes développés aux dépens des Barrégiennes

Les skarnoïdes clairs et sombres développés aux dépens des Barrégiennes sont formés de pyroxènes en cristaux équidimensionnels millimétriques, avec une taille de grain plus importante que celui des cornéennes calciques. Leurs compositions sont intermédiaires (40-80 % d'hédenbergite) entre celles des pyroxènes dans les cornéennes calciques (diopside à 20-40 % d'hédenbergite) et celles des hédenbergites dans les skarns (*figure 138*). Leur teneur en hédenbergite est croissante depuis les skarnoïdes clairs (salite) vers les skarnoïdes sombres (ferro-salite) (Derré *et al*., 1980). Les teneurs en MnO (< 0,3 %) sont faibles dans les pyroxènes des skarnoïdes clairs et plus élevées (1 %) dans ceux des skarns sombres. Le grenat des skarnoïdes est plus riche en grossulaire et andradite et plus pauvre en almandin que celui des skarns (*figure 139*).

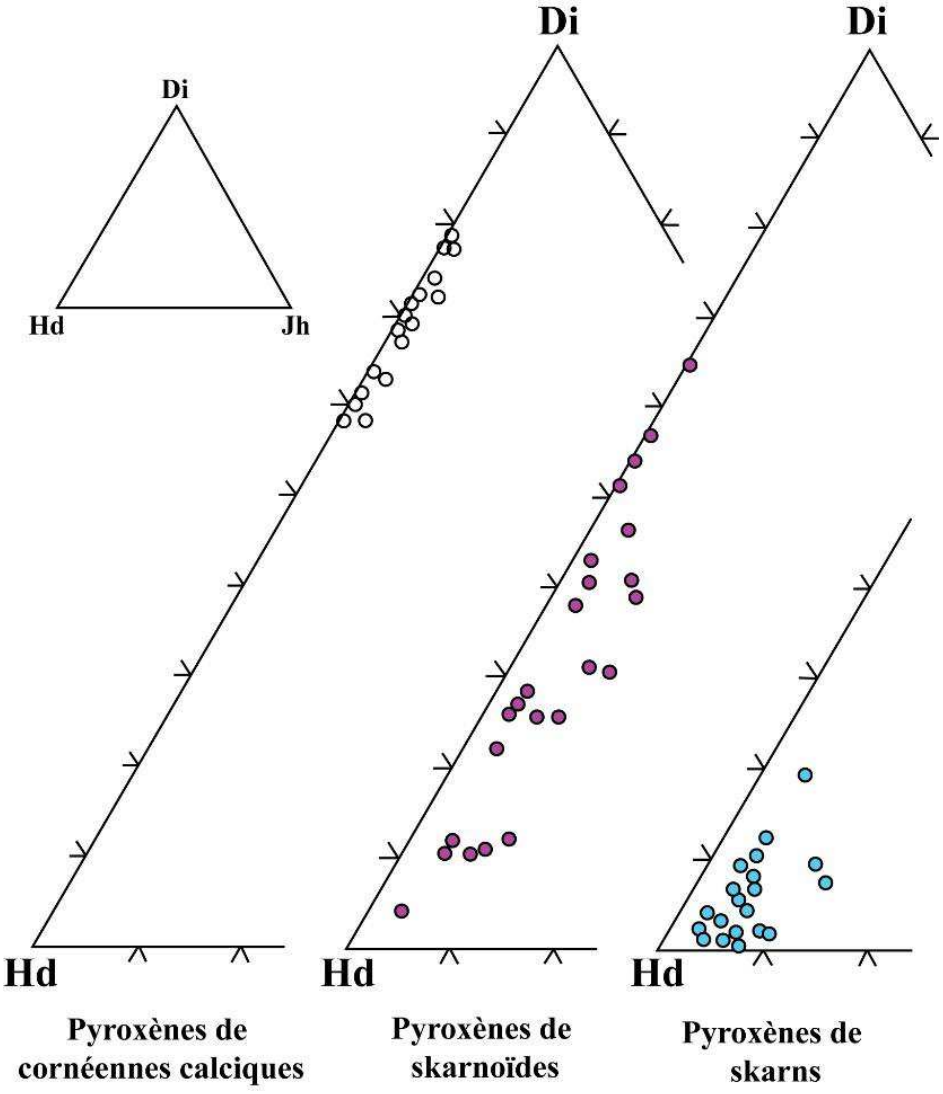


Figure 138 : Composition des pyroxènes observés dans les différentes roches (en % molaire). Données obtenues par microsonde électronique de Soler, 1977 et Zahm, 1987 (modifié d'après Fonteilles et al., 1989)

Le stade rétrograde dans les skarns et les skarnoïdes est marqué par l'apparition de minéraux hydroxylés aux dépens des silicates calciques anhydres formés au stade prograde. Le grossulaire est remplacé par un assemblage à épidote – calcite – quartz et l'hédenbergite est transformé en amphibole ferrifère (ferroactinote). Ces transformations rétrogrades sont très irrégulières et peuvent avoir lieu le long de veinules ou parfois de manière plus massive. Des sulfures disséminés (pyrrhotite et arsénopyrite), apparaissent dans les joints de grains des lits de calcite (*photo 44*).

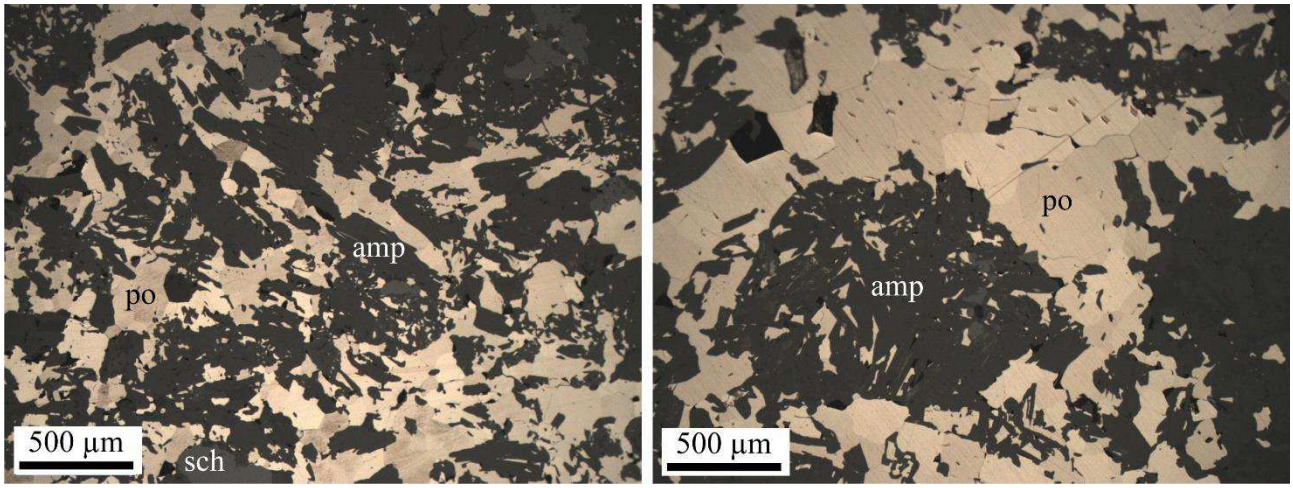


Photo 43 : Déstabilisation des pyroxènes en amphiboles (ferroactinote) lors de l'altération rétrograde dans les skarns de la formation Nord. La pyrrhotite massive emballant ces minéraux est issue de stades ultérieurs décrits ci-après (Golfe / lumière réfléchie / section polie TP053).

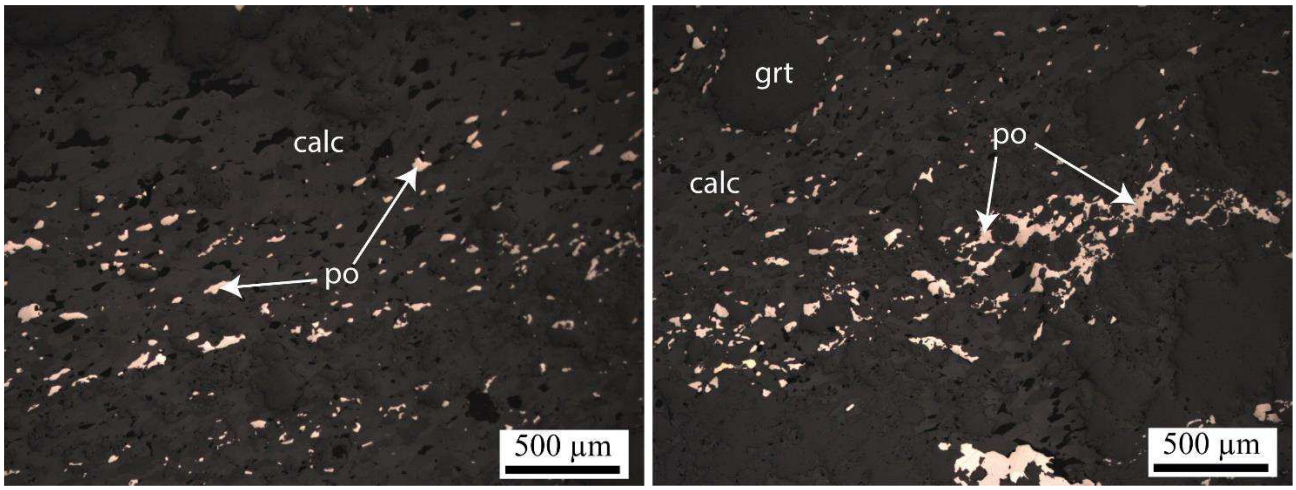


Photo 44 : Pyrrhotite disséminée dans les lits de calcite des skarnoïdes (Formation Nord / lumière réfléchie / lame mince polie TP057 – skarnoïde à pyrrhotite disséminée).

Un grenat tardif, d'un rouge franc distinct du grossulaire rouge pâle, a été observé à certains endroits du gisement sous forme de filons, de vacuoles, de géodes ou d'amas plus fréquemment dans le quartier Véronique que dans le Bois d'Anglade (*figure 140a*). Il se développe à partir des roches silicatées (endoskarn, skarn ou skarnoïde) et préférentiellement à l'interface avec les roches carbonatées encaissantes. Dans les skarnoïdes, ce grenat forme des amas décimétriques dans le rubanement.

En lame mince, ce grenat est postérieur à l'assemble hydroxylé rétrograde (épidote – amphibole) développé aux dépens des silicates calciques anhydres (grossulaire – hédenbergite) qu'il recoupe sous forme de minces veines (*figure 140b*). Il est isotrope en lame mince et est souvent accompagné par du quartz noir, une amphibole verte (hornblende) et de la scapolite (méionite) (Fonteilles *et al.,* 1989). La puissance des filons est généralement centimétrique et le quartz noir est concentré aux épontes. Ce grenat tardif est un grossulaire mais avec un large domaine de composition (Gr_{45-70}, And_{3-10}, Alm_{10-40}, Sp_{8-24}), toutefois avec des teneurs plus faibles en grossulaire et en fluor (0 – 0,4 %) que le grenat rouge pâle des skarns et skarnoïdes (*figure 141*). Il est interprété par ces auteurs comme la fin de l'étape de mise en place des skarns.

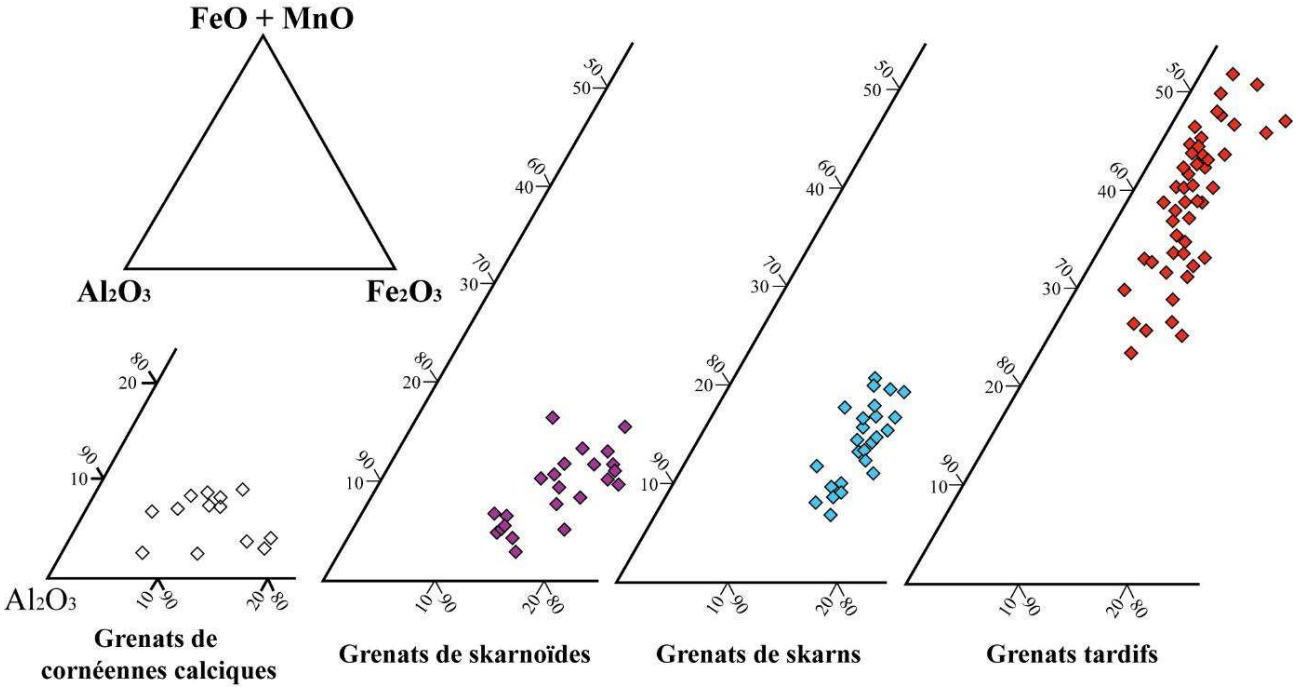


Figure 139 : Composition des différents grenats observés (en % molaire). Données acquises à la microsonde électronique et compilées de Soler, 1977; Kaelin, 1979 and Zahm, 1987 (modifié d'après Fonteilles et al., 1989)

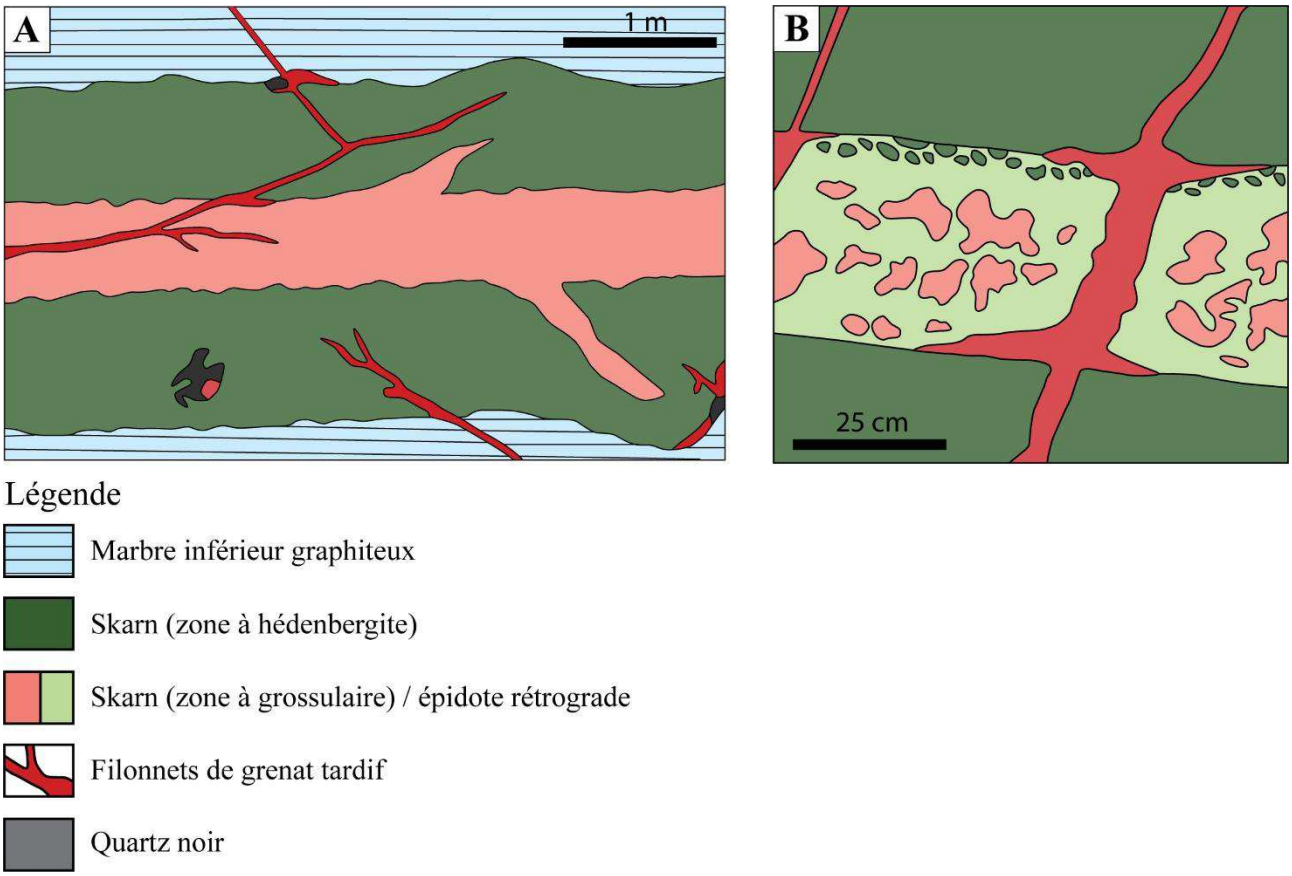


Figure 140 : (A) Schéma de la distribution du grenat tardif dans un skarn zoné développé aux dépens des marbres / (B) Relations entre l'assemblage précoce à grossulaire/pyroxène, rétromorphosé en épidote et les veines de grenat tardif les recoupant (modifié d'après Fonteilles et al., 1989).

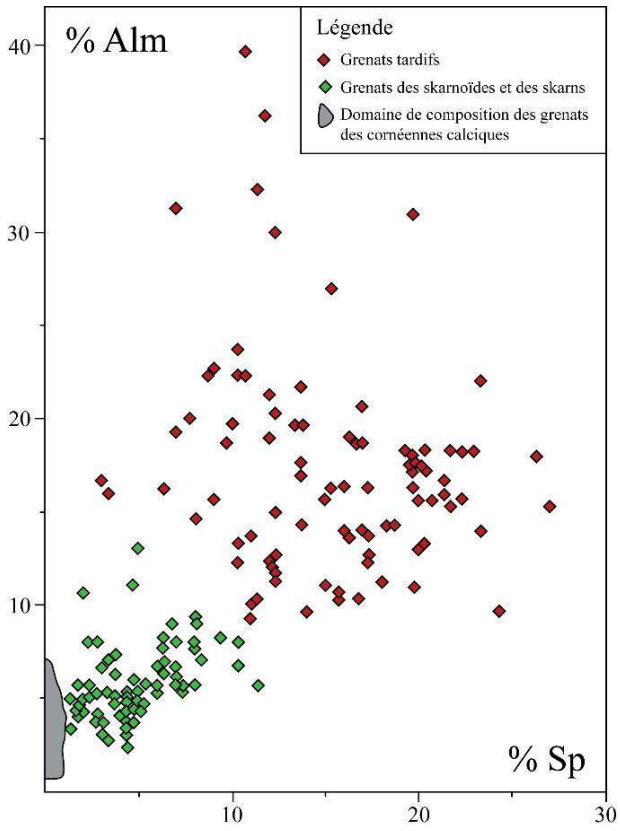


Figure 141 : Composition des différents grenats observés (en % molaire). Données acquises à la microsonde électronique et compilées de Soler, (1977) ; Kaelin, (1979) et Zahm, (1987) ; (modifié d'après Fonteilles et al., 1989)

iii. Les endoskarns

Les endoskarns formés aux dépens de la bordure de granodiorite montrent un assemblage à épidote, amphibole et titanite. De l'allanite constitue souvent le cœur des cristaux d'épidote. De petites apatites (< 50 µm) sont également souvent observées associées à l'épidote qui est le minéral le plus abondant. L'amphibole présentant un habitus fibreux est une ferroactinote (avec des teneurs en MnO proches de 1 %). Du quartz blanc et de la calcite en grandes plages peuvent être associés à l'amphibole. A partir des observations texturales réalisées au microscope, il apparait que l'épidote et l'amphibole sont des minéraux secondaires de la paragenèse rétrograde hydroxylée. Ils se développent respectivement aux dépens des plagioclases et des pyroxènes, observés en reliques.

iv. La minéralisation à sulfures massifs et scheelite grossière

Les roches situées latéralement et sur le passage des failles tardives orientées Est-Ouest (dont la faille majeure Véronique) avec un pendage de 70°N à sub-vertical, présentent un cortège à sulfures massifs très spécifique. Cette paragenèse se situe chronologiquement après le développement des skarns/skarnoïdes à grenat, pyroxène, scheelite fine, arsénopyrite losangique et leur assemblage rétrograde (épidote, amphibole, calcite, pyrrhotite disséminée). Ces sulfures constituent le ciment d'une puissante (jusqu'à 4 m) brèche filonienne localisée au niveau des failles alors qu'à distance de celle-ci, ils se manifestent dans les skarns et les skarnoïdes sous forme d'imprégnations et de filonnets. Ces minéraux recoupent toujours clairement la granodiorite et les assemblages précédemment cités. On peut y observer deux stades successifs sub-contemporains :

- des filonnets de quartz noir – tourmaline (± arsénopyrite ± wolframite) associés à un greisen ;
- des lentilles de scheelite grossière abondante au sein de sulfures massifs à pyrrhotite dominante centrés sur la faille Véronique, qui représentent l'essentiel du minerai exploité dans le gisement.

Les filonnets à quartz noir et tourmaline

Une altération de bordure de type greisen à quartz et muscovite peut être observée de part et d'autre de filonnets à quartz noir et tourmaline recoupant la granodiorite. De l'arsénopyrite en amas centimétriques à décimétriques et de la wolframite peuvent accompagner la tourmaline. Ces filonnets s'observent à de nombreux endroits dans la mine (Lecouffe, 1987). La granodiorite est silicifiée au contact de ces filonnets. Dans les filonnets les plus fins, la tourmaline apparait au microscope en amas serrés de fines baguettes, partiellement incluses dans le quartz au cours de sa croissance. L'altération, moins poussée que pour les filons ouverts, se caractérise par une disparition totale des biotites et par le développement de grandes paillettes de muscovites orientées suivant le réseau des plagioclases.

A proximité de la faille Véronique, les tourmalines apparaissent réorientées et boudinées dans le quartz. Le filonnet montre des figures d'extension en marche d'escalier (RV 434). La même observation peut être faite en R1 1230 où un large filon de quartz à tourmaline, déformé, montre en lames minces, des figures de fracturation et de broyage, ainsi que des tourmalines parallélisées et boudinées. Ces filons ont subi les déformations provoquées par la faille Véronique, montrant qu'ils précèdent les sulfures massifs (*photo 45*).

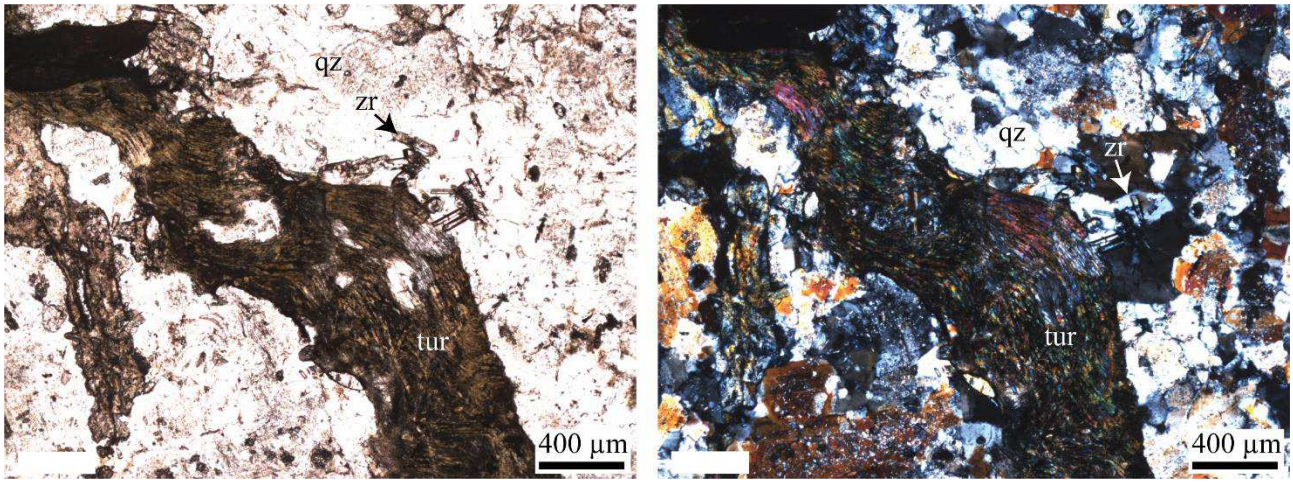


Photo 45 : Filonnets de quartz noir à tourmaline cisaillée recoupant la granodiorite de la Fourque. La granodiorite est altérée et dépourvu de plagioclases et de biotite (Véronique 1320 / LPNA à gauche et LPA à droite/ lame mince polie S311b).

Par ailleurs, Derré *et al*., 2014, note qu'une albitisation des plagioclases, qui semble synchrone de la mise en place de ces filonnets de tourmaline, est observée à différents endroits dans la granodiorite.

Le cortège sulfuré de la faille Véronique

➢ Les minéralisations développées aux dépens des marbres inférieurs graphiteux et des skarns

Ces minéralisations constituent une bande minéralisée verticale (3-4 m de puissance en moyenne et d'extension hectométrique, voir chapitre précédent) située au contact granodiorite-marbre rubané graphiteux inférieur qui représente un système de failles en relais qui constituent la faille Véronique (Kaelin, 1982 ; Lecouffe, 1987). Elle se présente le plus souvent sous forme d'une brèche filonienne, à éléments d'encaissant (granodiorite, marbres, skarns, skarnoïdes), cimentée par des sulfures massifs.

Les minéraux identifiables macroscopiquement sont de la pyrrhotite massive, dominante, en grains de quelques millimètres cimentant des clastes centimétriques de globules de quartz, de la scheelite abondante en grains grossiers de quelques millimètres à un centimètre de diamètre (*photo 46* et *photo 47*). Des plages centimétriques de chalcopyrite sont localisées en bordure de la zone minéralisée du côté de la granodiorite. De l'arsénopyrite est concentrée en masses décimétriques à métriques, le plus souvent à proximité du contact avec le marbre. La pyrrhotite massive à gros cristaux centimétriques brillants se rencontre majoritairement dans les

zones foliées. Elle enveloppe les gros cristaux de scheelite (100 µm – 2 mm), les amandes de quartz déformé, les pyroxènes et les cristaux d'arsénopyrite.

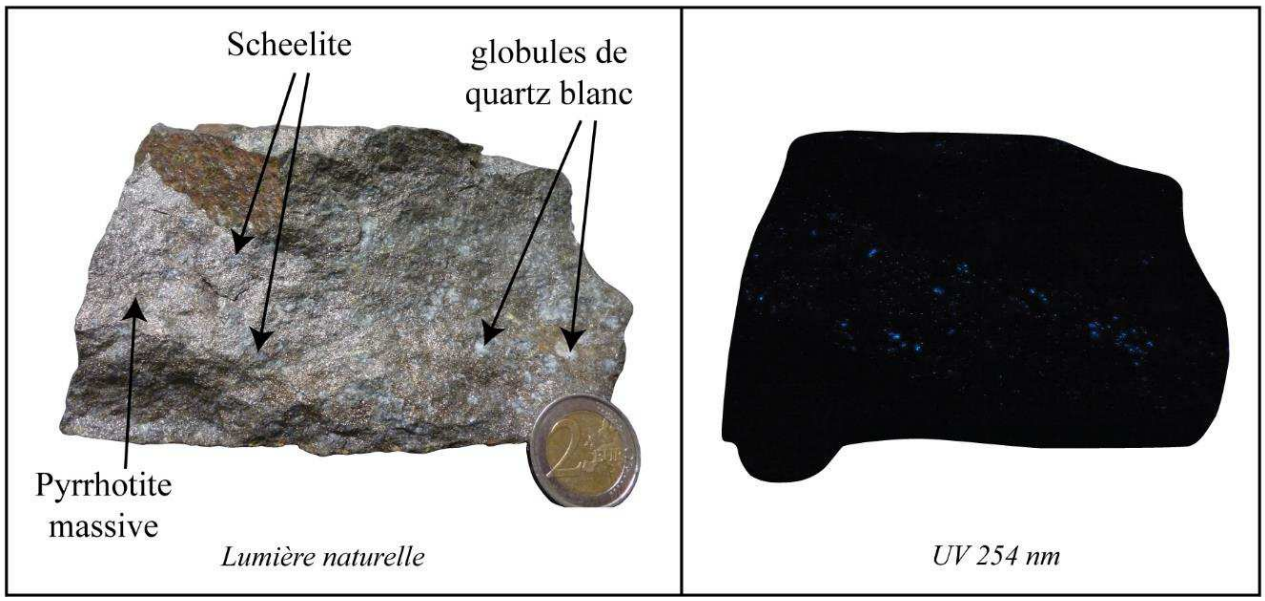


Photo 46 : Minéralisation typique du minerai sulfuré associé aux marbres inférieurs graphiteux rubanés (les zones sans scheelites correspondent aux parties proximales du contact avec la granodiorite).

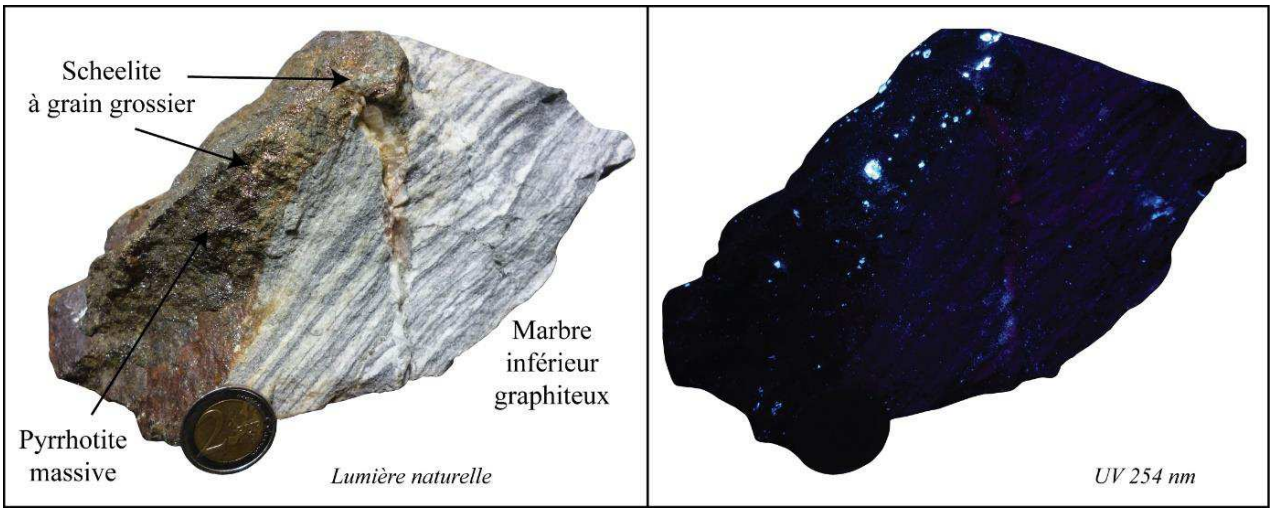


Photo 47 : Minéralisation typique du minerai sulfuré développé dans les marbres inférieurs graphiteux rubanés

L'observation au microscope montre dans les plages de pyrrhotite, la présence de chalcopyrite le plus souvent légèrement tardive, parfois en filonnets dans les joints de grains de la pyrrhotite. Les minéraux associés à la chalcopyrite varient dans les différents corps minéralisés.

La scheelite est nettement précoce, recoupée par la plupart des sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite, bismuth natif), à l'exception de l'arsénopyrite, qui se présentent alors en fines veinules dans la scheelite ou en ciment de cristaux de scheelite et de nodules de quartz blanc (*photo 48* et *photo 49*).

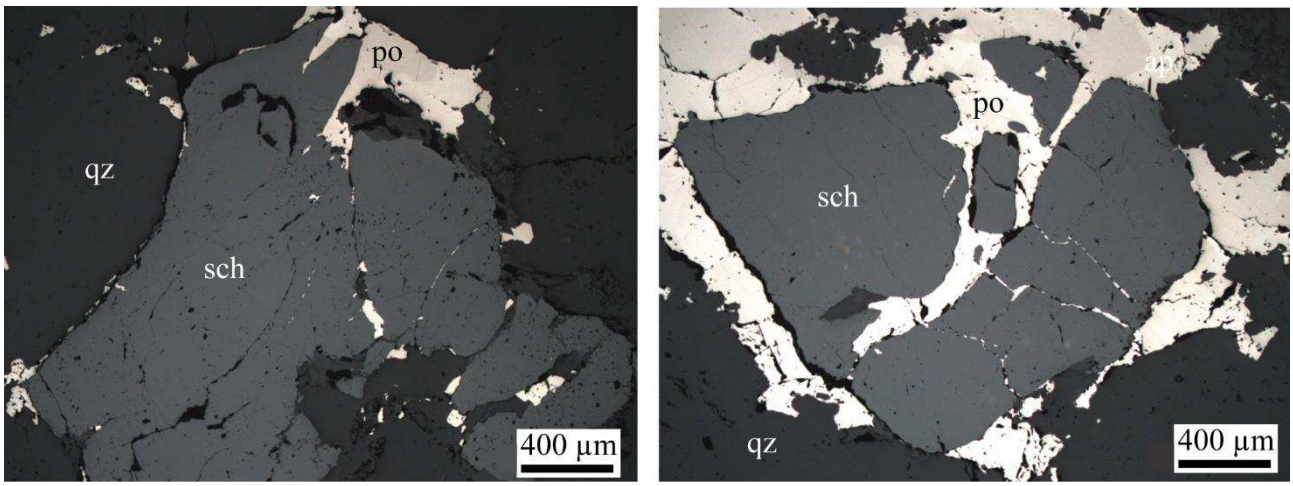


Photo 48 : Scheelite grossière (> 1 mm) cataclasée et émoussée, recoupée par de la pyrrhotite en grandes plages (Véronique 1230 R15 Est / lumière réfléchie / section polie 209p).

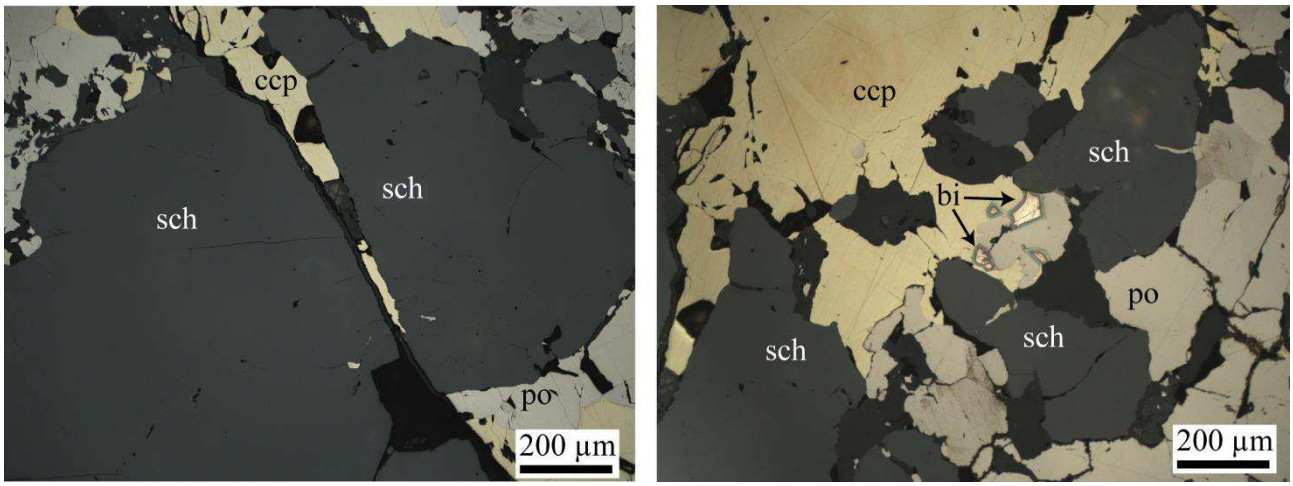


Photo 49 : Scheelite grossière (> 1 mm) cataclasée et émoussée, recoupée par un assemblage de pyrrhotite et chalcopyrite en grandes plages ainsi que de bismuth natif (80 µm) (Véronique 1185 / lumière réfléchie / section polie 258p).

Les arsénopyrites se trouvent fréquemment en amas dans les marbres imprégnés de sulfures au voisinage de la faille Véronique. Elles sont surtout abondantes dans les quelques centimètres proches du contact avec le marbre et se dispersent ensuite dans la minéralisation. L'arsénopyrite est souvent automorphe ou massive et fracturée. Les fractures sont remplies de pyrrhotite, de chalcopyrite, de galène, de bismuth natif, d'électrum et de bismuthinite (*photo 50*). Elle parait donc le sulfure le plus précoce. La scheelite grossière et l'arsénopyrite massive ne montrent jamais de critères de recoupement et semblent donc sub-contemporains.

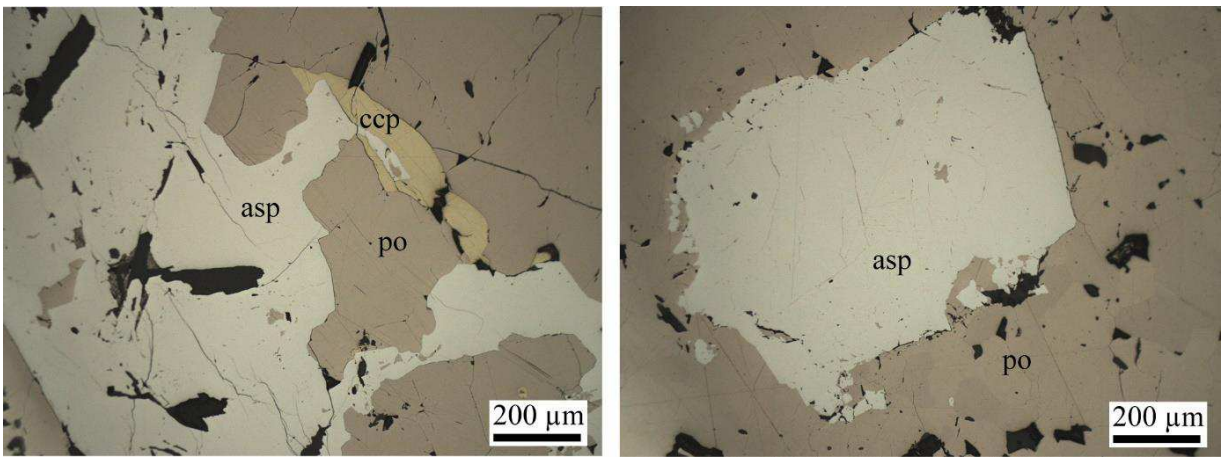


Photo 50 : Arsénopyrite recoupée par de la pyrrhotite massive. La chalcopyrite est tardive et se présente sous forme de filonnets dans la pyrrhotite massive (Colonne SC / lumière réfléchie / section polie FT6)

De grosses apatites automorphes hydrothermales (80 µm – 200 µm), néoformées, abondantes montrent des contacts nets avec la pyrrhotite massive et la chalcopyrite, ainsi que des inclusions, dénotant une contemporanéité de ces minéraux (*photo 51*, *photo 52* et *photo 53*). A l'inverse, les apatites magmatiques de la granodiorite de la Fourque sont complètement fracturées et altérées (*photo 54*).

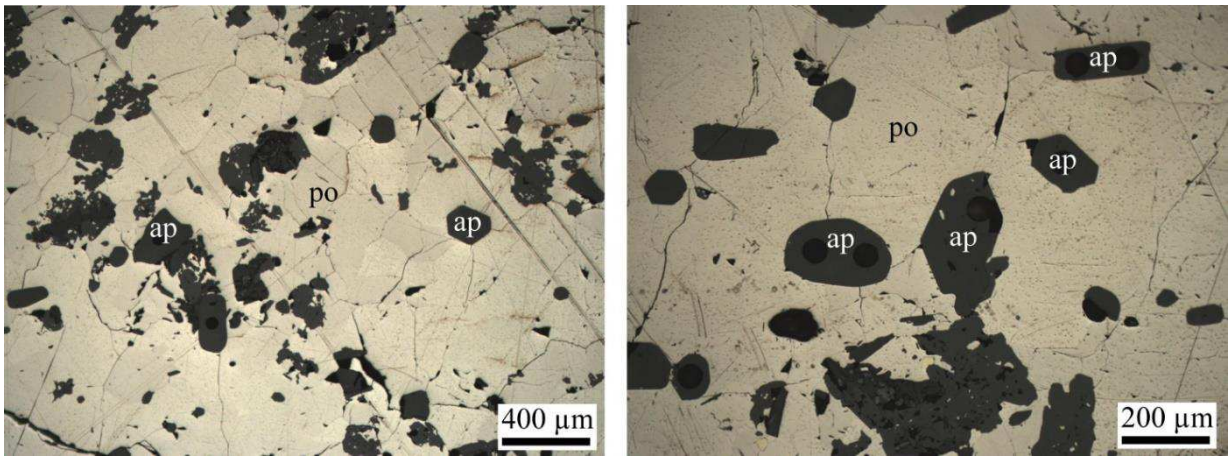


Photo 51 : Apatites hydrothermales hexagonales automorphes (> 150 µm) montrant des contacts nets et contemporains de l'assemblage de pyrrhotite en grandes plages (Colonne SC / lumière réfléchie / section polie FT19 dans des marbres imprégnés de sulfures massifs).

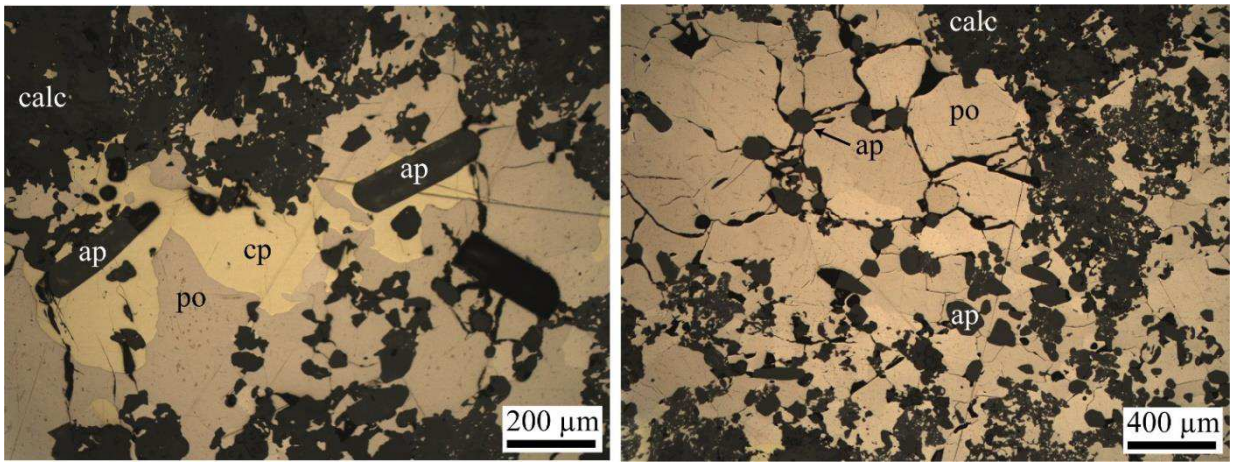


Photo 52 : Apatites hydrothermales hexagonales automorphes (> 150 µm) montrant des contacts nets et contemporains de l'assemblage de pyrrhotite et chalcopyrite en grandes plages (Formation Nord / lumière réfléchie / section polie FT15 dans des marbres imprégnés de sulfures massifs)

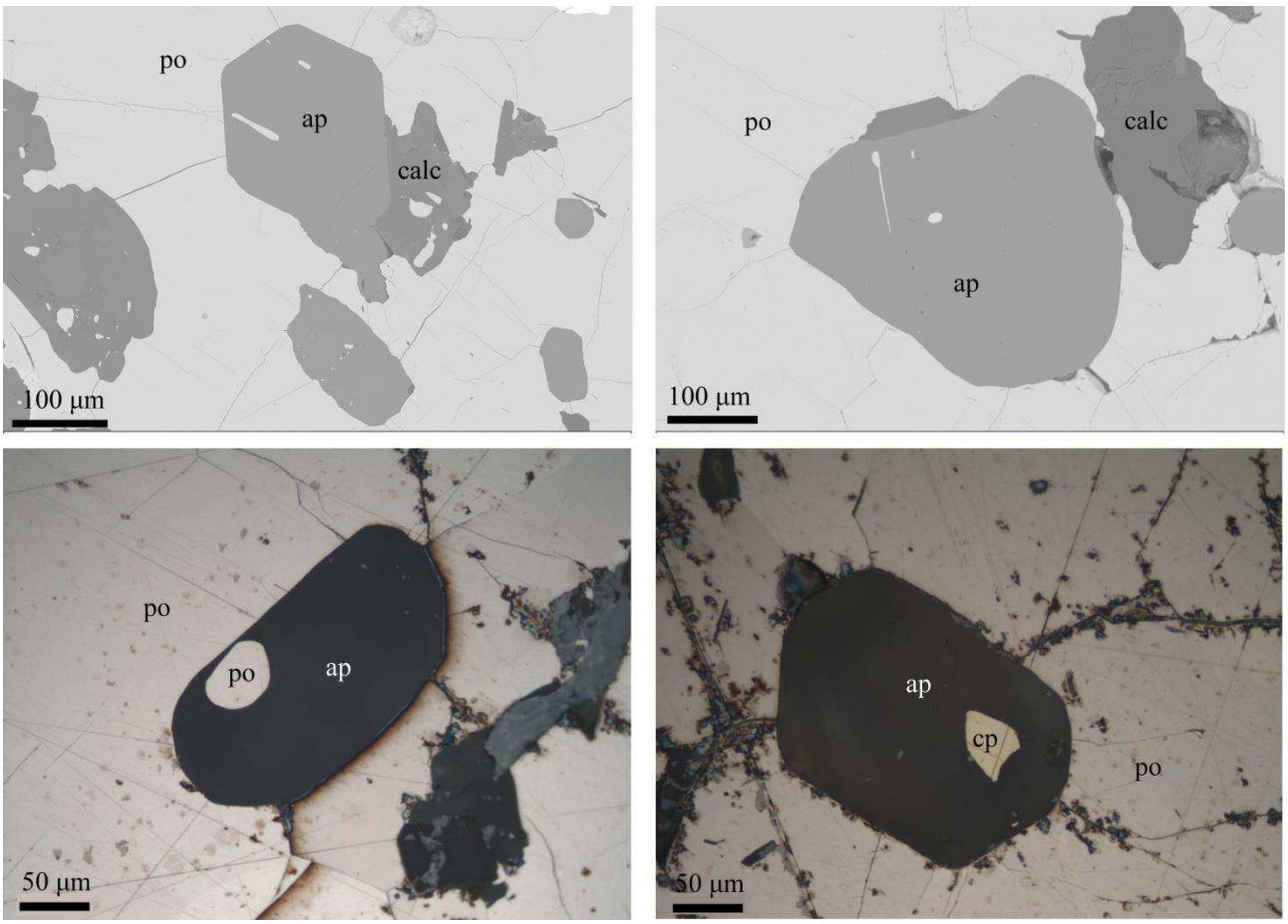


Photo 53 : Apatites hydrothermales hexagonales automorphes (> 150 µm) montrant des inclusions de pyrrhotite en grandes plages qui dénotent de la contemporanéité de ces deux minéraux (Colonne SC / MEB et lumière réfléchie / section polie FT19 dans des marbres imprégnés de sulfures massifs).

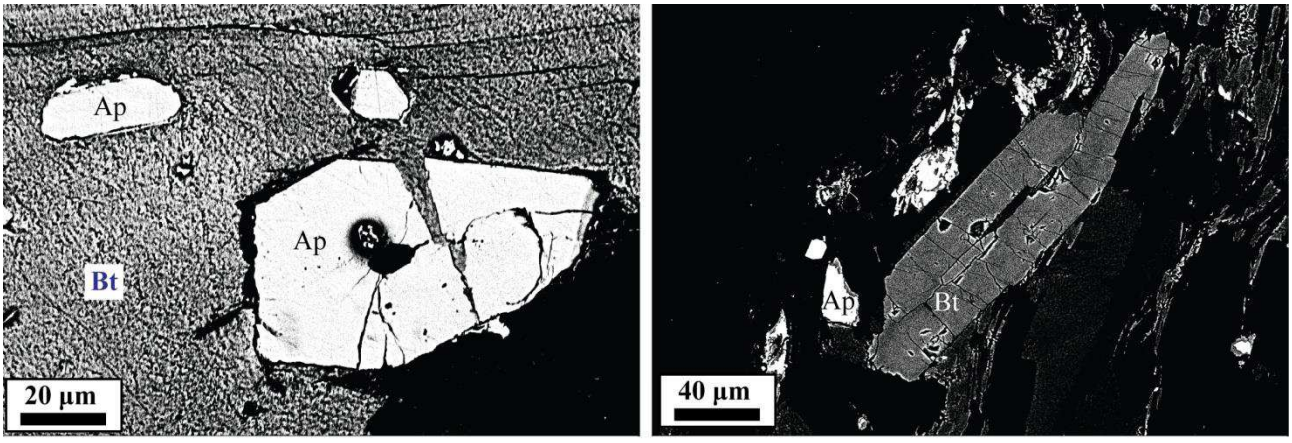


Photo 54 : Apatites magmatiques fracturées et altérées et biotites dans la granodiorite de la Fourque (Crête de la Fourque / MEB / lames minces polies TP130 et TP126).

Le bismuth natif, relativement abondant, se présente en dehors de l'arsénopyrite, en petites plages (10 – 50 µm) incluses dans la pyrrhotite et la chalcopyrite. Il existe assez rarement, associé au bismuth natif ou à la bismuthinite, un minéral (20µm x 10µm) à pouvoir réflecteur plus bas que l'arsénopyrite, pléochroïque et anisotrope. Selon Lecouffe, (1987) ; il s'agit de bismutite $Bi_2(CO_3)O_2$.

Une autre association particulière à galène et laitakarite (Bi_4Se_2S) liée au bismuth natif apparait dans les chantiers inférieurs de Véronique Sud. La laitakarite a été soupçonnée par ses caractéristiques au microscope métallographique et par les analyses au MEB qui ont montré la présence de sélénium et de bismuth avec quelques pics sur le soufre, le tellure et le plomb (Lecouffe, 1987) et confirmé récemment par des analyses à la microsonde électronique. Ce séléniure de bismuth se retrouve en inclusions dans l'arsénopyrite, la chalcopyrite, la pyrrhotite massive, la scheelite ou la gangue quartzeuse (*photo 55*).

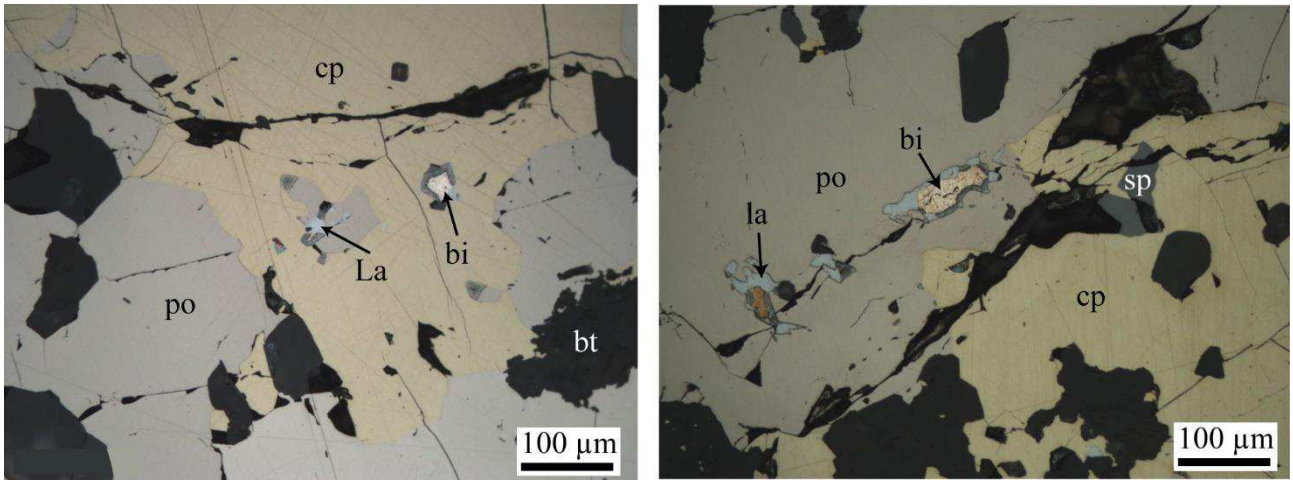


Photo 55 : Assemblage de pyrrhotite massive, de chalcopyrite en grandes plages, de sphalérite, de bismuth natif (80 µm) et de laitakarite (< 50 µm) (Véronique 1185 / lumière réfléchie / section polie 258p).

Les inclusions de galène peuvent être seules ou groupées dans le bismuth natif. Lorsque la galène est abondante, c'est le bismuth natif qui forme des inclusions dans de la galène. Cette particularité, témoigne de leur contemporanéité. La galène possède une nuance bleue particulièrement nette par rapport aux galènes habituelles et ne présente pas d'arrachements triangulaires. Des analyses à la microsonde ont montré qu'elle était plus ou moins fortement sélénifère (5 – 10 % poids Se) (Lecouffe, 1987).

L'assemblage à séléniure de bismuth – galène sélénifère est spécifique du minerai développé aux dépens des marbres inférieurs graphiteux rubanés entre les niveaux 1230 et 1320 du quartier Véronique. Il n'a pas été observé en d'autres points de la mine. Cette paragenèse correspond à des conditions de température de l'ordre de 300°C (Dutrizac, 1976).

Dans cette paragenèse, l'or se présente sous forme de plages fines à grossières d'électrum (10 – 100 µm) qui montre une couleur jaune poussin laissant présager une teneur d'environ 80 % or – 20 % argent. Il est quasi systématiquement associé au bismuth natif et au séléniure de bismuth. Par ailleurs, il est souvent accompagné

de plages de chalcopyrite massive et de sphalérite. Il se trouve préférentiellement dans les fractures de l'arsénopyrite mais aussi dans celles de la scheelite grossière, de la pyrrhotite ou en inclusions dans la chalcopyrite.

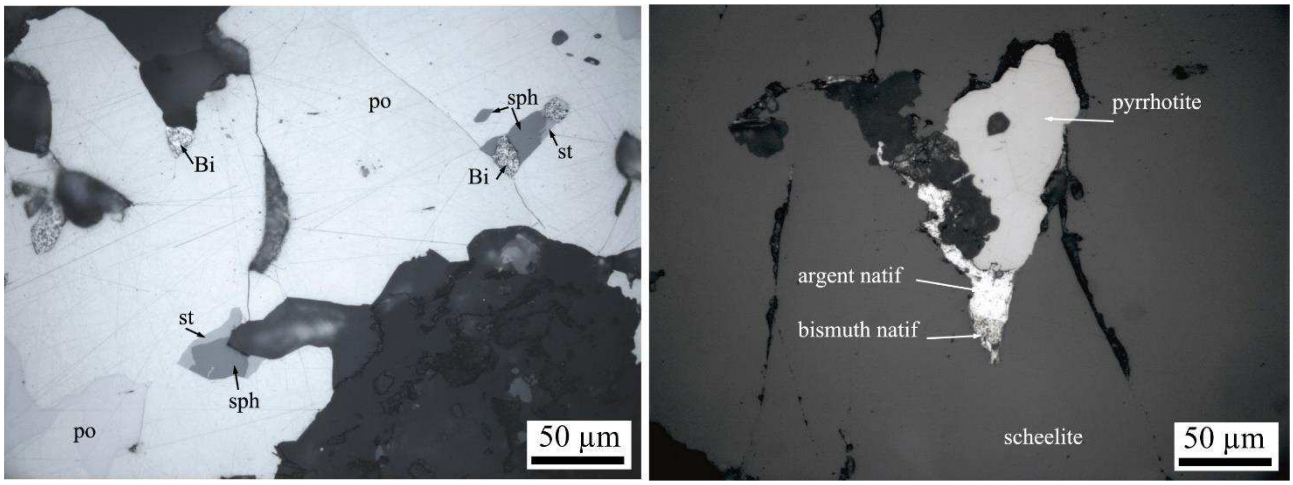


Photo 56 : Plages présentant un assemblage à sphalérite, bismuth natif, stannite ainsi qu'un assemblage à argent natif et bismuth natif en inclusion dans la pyrrhotite massive (Formation Sud / lumière réfléchie / section polie FT8 – brèche de sulfures massifs cimentant le marbre inférieur – passage de la faille Véronique)

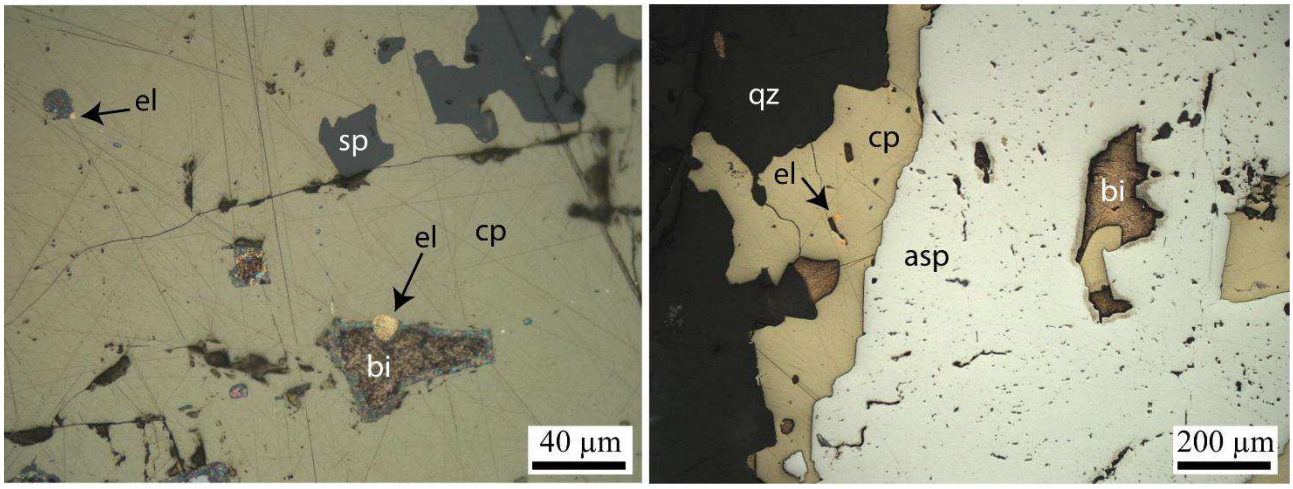


Photo 57 : Assemblage à électrum, bismuth natif et sphalérite en inclusion dans la chalcopyrite massive recoupant des arsénopyrites précoces (Colonne SC / lumière réfléchie / section polie SC1 et FT14 – brèche de sulfures massifs dans les marbres inférieurs).

Le minerai de la colonne SC, montre de l'arsénopyrite automorphe et cataclasée et de la hessite (Ag_2Te) ainsi qu'une association à électrum, bismuth natif et chalcopyrite bien exprimée. Les fragments de l'arsénopyrite sont disloqués et cimentés par de la pyrrhotite massive, de la chalcopyrite, du bismuth natif et de la laitakarite. La chalcopyrite renferme des lamelles de mackinawite et de cubanite (*photo 58*). L'argent est nettement plus abondant dans l'électrum du SC (40 % Ag - 60 % Au) que dans l'électrum du DV 1165 (15 % Ag - 85 % Au). Cela se corrèle bien avec la présence de hessite (Ag_2Te) dans les parties supérieures de Véronique (SC, Formation Sud). Une occurrence de bismuth natif a été observée par Lecouffe, (1987) dans lequel la hessite se présente en inclusions poecilitiques et contenant de fines inclusions de clausthalite (PbSe). Les relations entre ces minéraux montrent qu'ils semblent être cogénétiques.

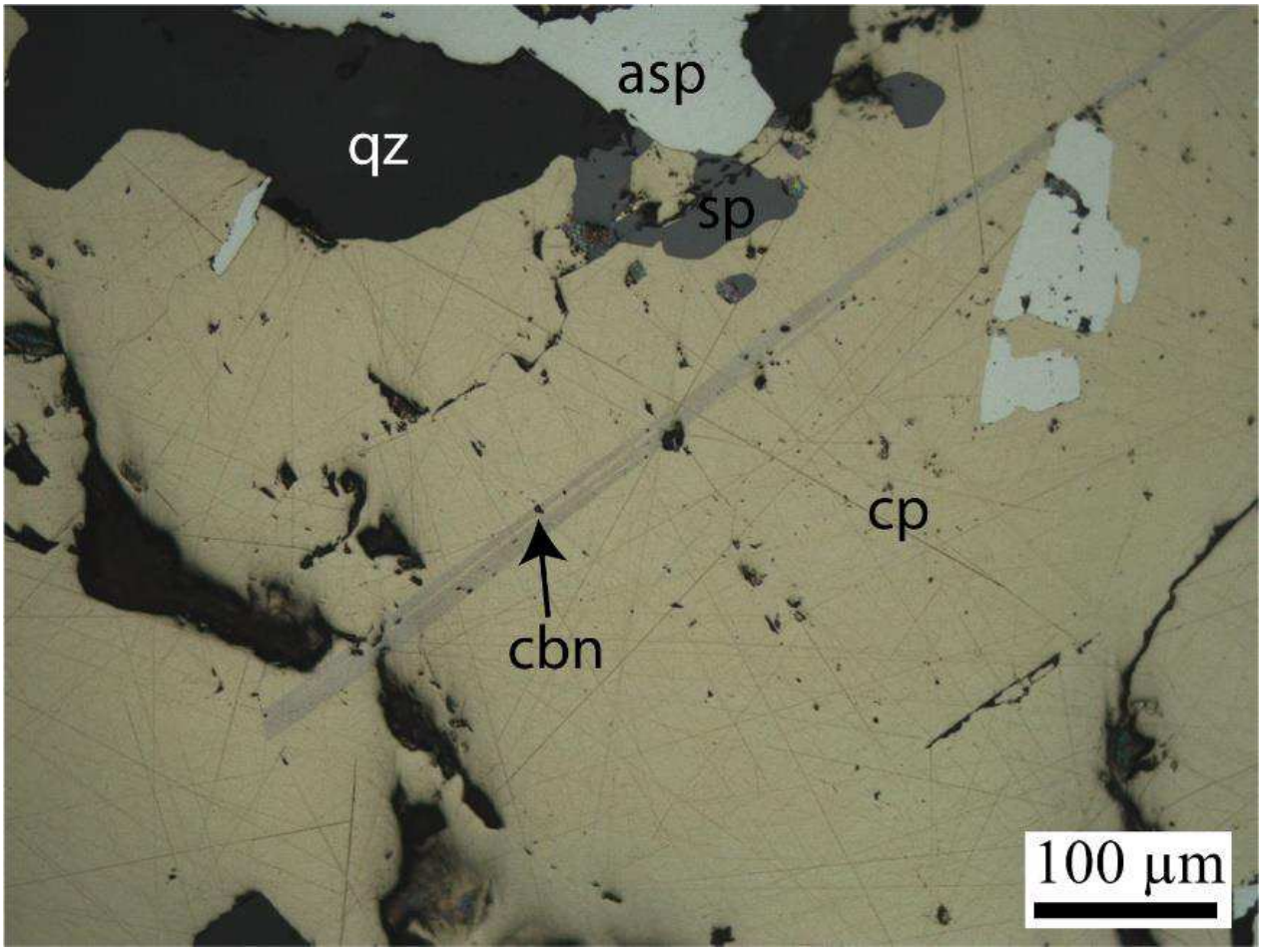


Photo 58 : Lamelle de cubanite dans la chalcopyrite massive associée à de la sphalérite et recoupant de l'arsénopyrite précoce en grandes plages (Colonne SC / lumière réfléchie / section polie SC1 – marbre inférieurs recoupés par la faille Véronique – brèche cimentée par des sulfures massifs).

Il existe de la pyrite sporadiquement en de nombreux endroits. Deux faciès ont été différenciés sur des critères morphologiques, minéralogiques et chronologiques. Le premier faciès est précoce sur l'histoire de la faille Véronique, l'autre est tardif.

Dans certains échantillons de marbres pyriteux, la pyrite sédimentaire à section hexagonale automorphe en reliques est recoupée et fragmentée par la pyrrhotite massive (*photo 59*). Ce faciès précoce est xénomorphe dans la gangue silicatée, mais automorphe avec des sections hexagonales dans la pyrrhotite. Elle contient en petites inclusions secondaires de la pyrrhotite, de la chalcopyrite, de la galène, de la bismuthinite, du bismuth natif, de la sphalérite et des minéraux de gangue. Elle montre fréquemment des inclusions de quartz fortement corrodées.

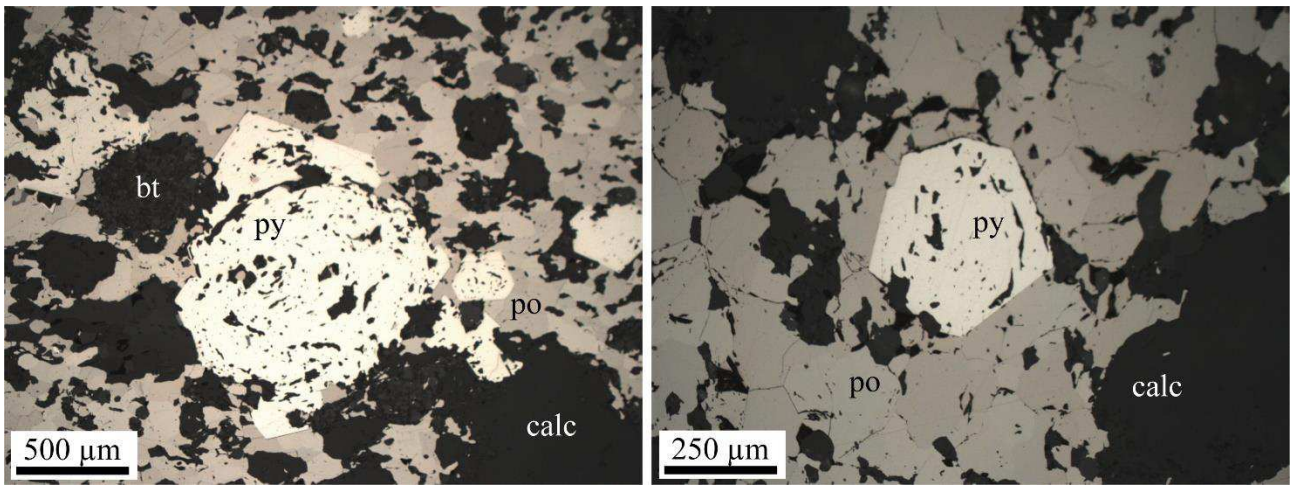


Photo 59 : Reliques de pyrite sédimentaire hexagonale automorphe fragmentée et recoupée par la pyrrhotite massive (Véronique 1185 / lumière réfléchie / section polie 258p – marbre pyriteux recoupé par la faille Véronique).

Le faciès tardif est une pyrite xénomorphe, développée de part et d'autre de fines cassures dans la pyrrhotite dont elle suit les clivages (*photo 60*). On la trouve également en remplissages de microfissures, de joints interminéraux, voire de microbrèches. Elle est souvent accompagnée par de la marcassite xénomorphe plus concentrée au centre des filons. Lorsqu'elle envahit plus massivement la roche, elle contient souvent de la chalcopyrite. Elle se trouve également en bordure de la pyrrhotite qui apparait partiellement dissoute sur quelques millimètres le long de ses clivages. Ce faciès tardif résulte donc d'une altération tardive de la pyrrhotite.

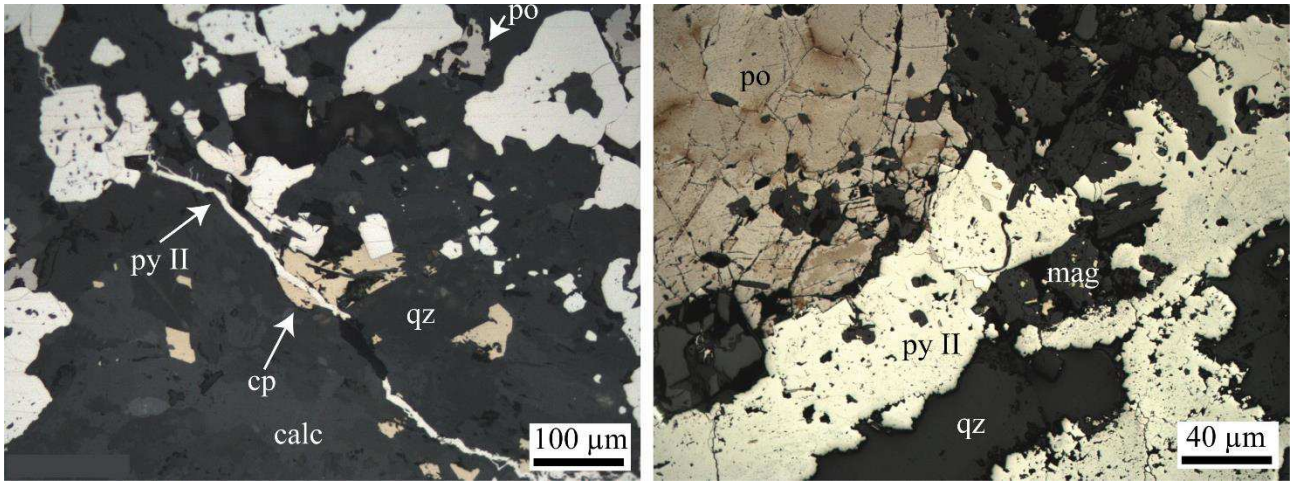


Photo 60 : Filonnet de pyrite tardive recoupant les sulfures massifs et contenant en inclusion des reliques de pyrrhotite, de chalcopyrite et de magnétite (Véronique 1230 et formation Sud / lumière réfléchie / section polie 269p et FT19 – marbre inférieur recoupé par la faille Véronique)

➢ Les minéralisations développées aux dépens des cornéennes calciques et des skarnoïdes

Ce type de minéralisation sulfurée est typique des chantiers exploités avant la découverte de Véronique (Formation Nord, Golfe). Toutes les observations montrent une paragenèse extrêmement simple avec pyrrhotite, chalcopyrite et sphalérite. L'arsénopyrite et le bismuth natif sont très rares. Seule la mackinawite existe sous forme de traces microscopiques dans la chalcopyrite. Les observations réalisées sur les scheelites sont les mêmes que celles faites pour les scheelites grossières dans les marbres inférieurs. Elle est la plupart du temps recoupée par des filonnets de sulfures ou emballée par ces derniers (pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite ; *photo 61*).

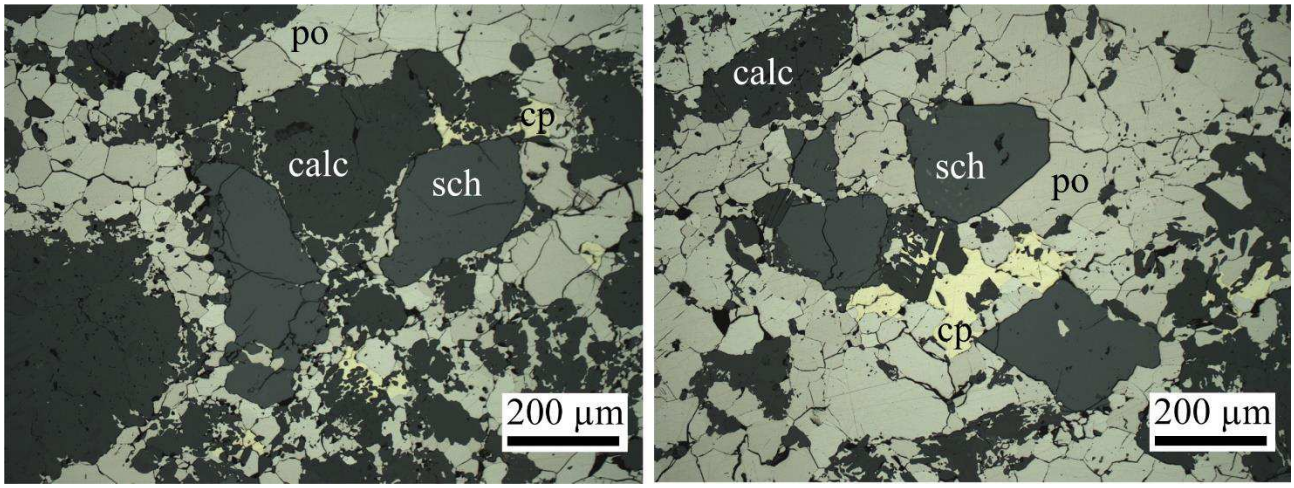


Photo 61 : Scheelites grossières corrodées et emballées par l'assemblage de pyrrhotite massive et de chalcopyrite dans une brèche de cornéennes calciques au cœur de la faille Véronique (Véronique 1475 / lumière réfléchie / section polie TP488).

Les échantillons du quartier Véronique (au cœur de la faille) pris dans du minerai rattaché à ce type de minéralisations montrent une paragenèse plus riche avec en plus du bismuth natif et de la galène en petites plages dans la pyrrhotite. De la hessite a également été observée dans la partie supérieure de Véronique nord (Lecouffe, 1987). Il existe une variante ponctuelle à filonnets de chalcopyrite dans la pyrrhotite, la gangue ou la scheelite, associé à de la mackinawite et de la cubanite.

En dehors de ces deux types de minéralisations développées aux dépens des marbres inférieurs graphiteux (ou des skarns) et des cornéennes calciques (ou des skarnoïdes), il existe également un type particulier de minéralisations développé dans les parties intragranitiques des failles de type Véronique.

➢ Les minéralisations liées aux parties intragranitiques des failles

Dans cette minéralisation sulfurée, les minéraux visibles à l'œil nu forment des cristaux de tailles plus importantes (2 - 3 centimètres) que dans les minéralisations associées aux marbres inférieurs graphiteux rubanés. La pyrrhotite et la chalcopyrite sont les sulfures les plus abondants, le bismuth natif est beaucoup plus rare que dans les marbres inférieurs graphiteux rubanés ou les skarns et l'arsénopyrite est assez rare. Le bismuth natif, souvent associé avec de l'électrum, se trouve le plus souvent en fines plages (10 - 100 µm) associé à la laitakarite dans la chalcopyrite, mais aussi parfois dans la pyrrhotite (*photo 62* et *photo 63*).

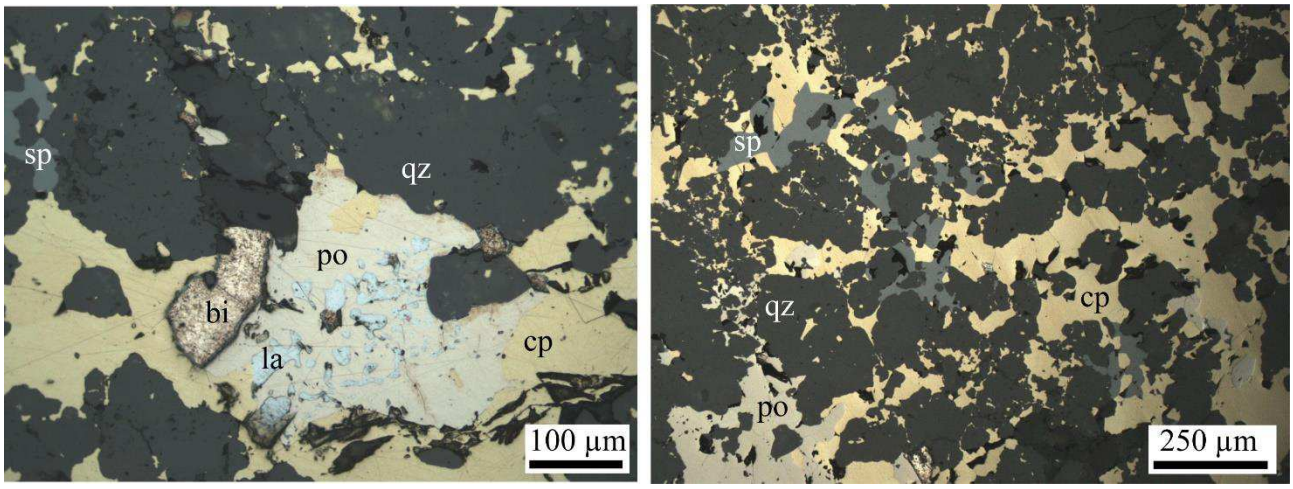


Photo 62 : Assemblage de pyrrhotite, chalcopyrite et sphalérite en grandes plages avec des inclusions de bismuth natif et de laitakarite recoupant les grains de quartz cataclasés dans la granodiorite sur le passage de la faille Véronique (Véronique 1165 / lumière réfléchie / section polie 279p).

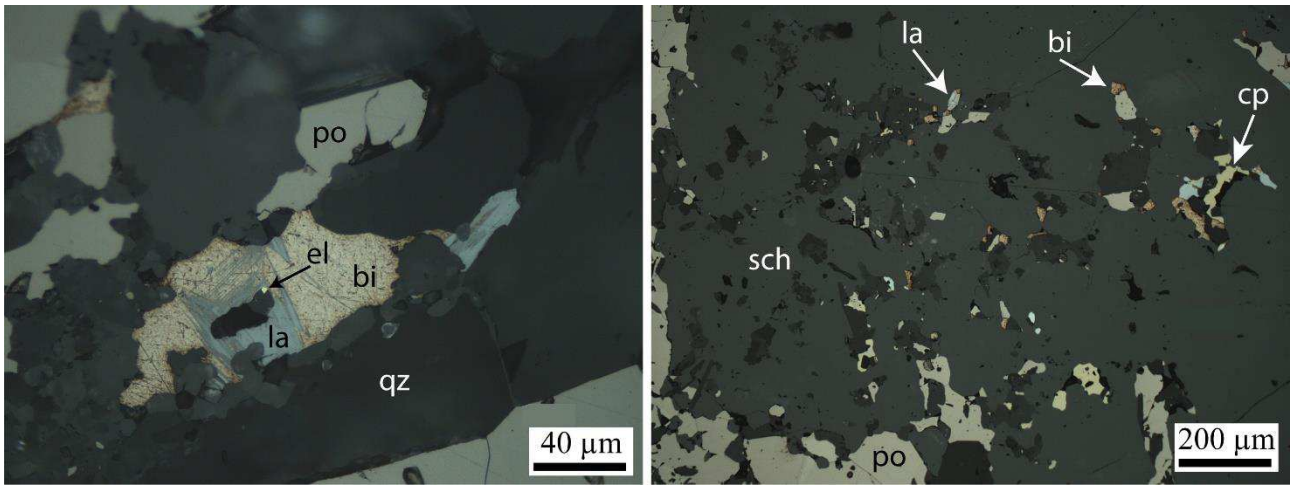


Photo 63 : Assemblage de bismuth natif, laitakarite, électrum, pyrrhotite massive et chalcopyrite recoupant des grains de quartz cataclasés ou une scheelite grossière (> 1 mm) (Véronique 1230 / lumière réfléchie / section polie TP738).

Comme les minéralisations développées dans les marbres inférieurs et les cornéennes calciques, la scheelite grossière est recoupée par de fines veinules de sulfures ou emballée par ces derniers (pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite). Elle semble ici également cogénétique de l'arsénopyrite massive.

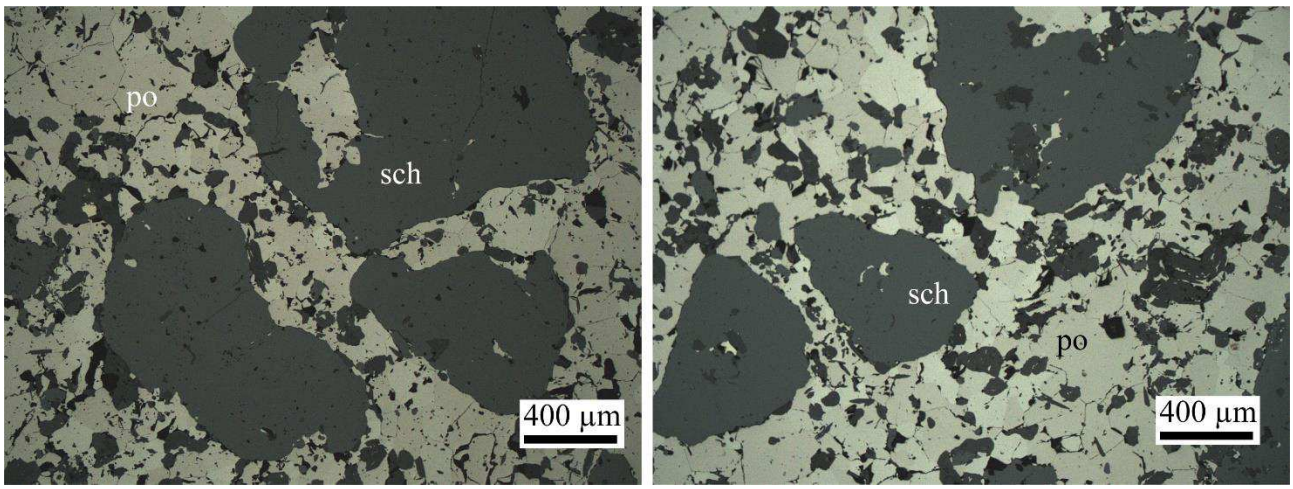


Photo 64 : Scheelites très grossières corrodées et emballées dans la pyrrhotite massive (Véronique 1230 / lumière réfléchie / section polie TP738).

Des plages de sphalérite accompagnent souvent la chalcopyrite massive et forment des amas globuleux ou des inclusions dendritiques (recoupe R1 1230). Parfois un peu de stannite apparaît dans la chalcopyrite en bordure de la sphalérite, sous la forme de petits amas de quelques dizaines de micromètres.

La mackinawite est fréquente en petites lamelles irrégulières dans la chalcopyrite. La cubanite est présente localement sous forme de lamelles bien développées et régulières qui traversent entièrement les cristaux de chalcopyrite. Ces lamelles résulteraient de la transformation à basse température (250 – 300°C) de cristaux mixtes de haute température (Ramdhor, 1969).

L'or est présent sous forme d'électrum avec une couleur jaune bien prononcée. Il est souvent associé au bismuth natif mais forme des plages plus petites que dans les marbres inférieurs graphiteux (10 – 25 µm).

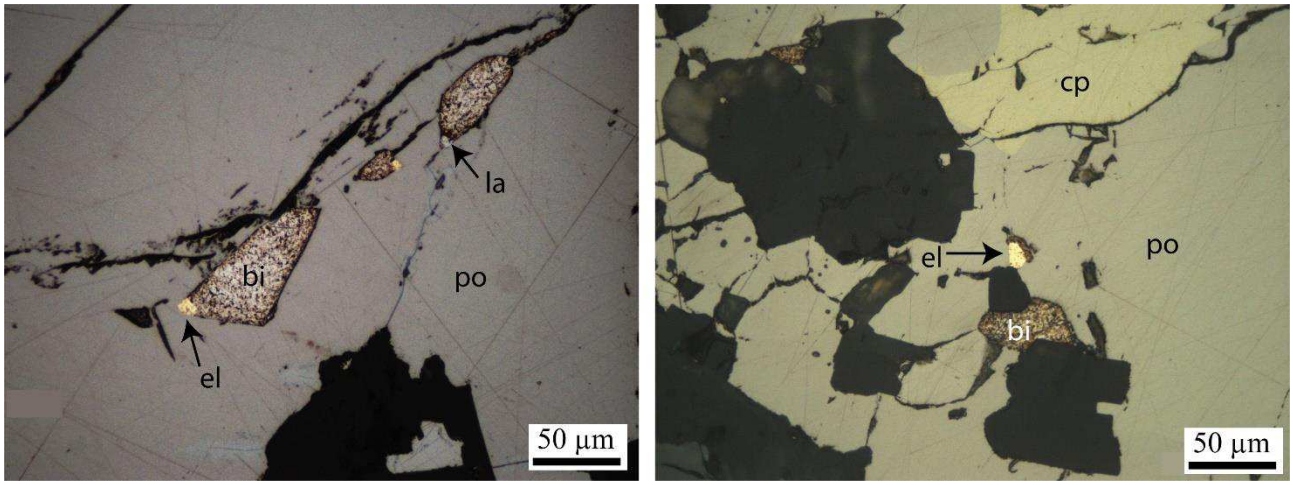


Photo 65 : Assemblage à électrum, bismuth natif et laitakarite en inclusion dans la pyrrhotite massive et la chalcopyrite (Véronique 1281 / lumière réfléchie / lame mince polie TP495).

D'un point de vue chronologique, la chalcopyrite et les minéraux associés sont systématiquement postérieurs à l'arsénopyrite, qu'ils recoupent et souvent à la pyrrhotite. Dans les secteurs laminés, la chalcopyrite cristallise

préférentiellement près des nodules durs (quartz, clastes) et dans des zones protégées. Elle apparait parfois dans des fentes de tension avec de la pyrrhotite et de la calcite. Ces critères indiquent qu'elle est synchrone de la formation des zones laminées et donc de la faille Véronique.

Cette minéralisation sulfurée, similaire à celle des marbres inférieurs graphiteux, s'en distingue surtout de par une moins grande abondance du bismuth, de l'arsénopyrite et la présence fréquente de mackinawite bien exprimée. En outre, il n'a pas été observé de galène sélénifère.

Synthèse sur les différentes minéralisations sulfurées observées

La scheelite grossière (200 µm – 1 cm), abondante et économiquement essentielle, et l'arsénopyrite sont systématiquement recoupées ou emballées par le cortège de sulfures et donc légèrement antérieurs à ceux-ci. L'électrum, le bismuth natif et la chalcopyrite sont toujours tardifs par rapport à l'arsénopyrite dans les minéralisations développées aux dépens des marbres inférieurs graphiteux rubanés et les minéralisations liées aux failles intragranitiques, une caractéristique qui permet de regrouper ces deux types de minerai dans un même épisode minéralisateur.

Dans le secteur de la mine d'Anglade, les paragenèses sulfurées décrites précédemment peuvent être regroupées en 2 types avec les minéraux discriminants suivants :

- type I : dans les cornéennes calciques ou les skarnoïdes, à chalcopyrite, mackinawite et sphalérite ;
- type II : dans les marbres inférieurs graphiteux ou les skarns et les failles intragranitiques, avec électrum, cubanite, séléniures et tellurures de bismuth, hessite. Elle est beaucoup plus complexe et développée mais cependant rarement représentée en totalité dans un même corps minéralisé.

Trois minéraux sont communs à ces quatre assemblages : la chalcopyrite, le bismuth natif et l'électrum. C'est ce dernier minéral qui caractérise vraiment la paragenèse de type II et marque la différence avec les minéralisations développées aux dépens des cornéennes calciques ou skarnoïdes (type I). Il est important de souligner le caractère réducteur de la matière organique présente sous forme de graphite abondant dans les marbres inférieurs graphiteux rubanés qui pourrait en partie expliquer l'exclusivité de la présence de cet assemblage complexe dans ce niveau spécifique.

Selon la lithologie et le niveau du gisement où elle est observée, la paragenèse de type II peut varier. Il est ainsi possible de distinguer quatre assemblages différents selon la localisation :

- dans la colonne SC : chalcopyrite, cubanite, mackinawite, bismuth natif, hessite, électrum argentifère ;
- dans la partie inférieure de Véronique dans les marbres inférieurs graphiteux : bismuth natif, électrum, séléniures de bismuth, chalcopyrite ;
- dans les zones laminées par la faille Véronique : sphalérite, stannite, chalcopyrite, bismuth natif, galène, électrum très rare ;
- dans les failles intragranitiques : chalcopyrite, sphalérite dendritique, bismuth natif, électrum.

v. Assemblages particuliers ou tardifs

Filons de quartz noir à scheelite

L'observation en lame mince de ces filons montre des minéraux déformés (*photo 66*). Le quartz forme de grandes plages de plusieurs millimètres à extinction roulante, quand il n'est pas partiellement ou totalement recristallisé. L'arsénopyrite et la scheelite qui étaient initialement automorphes, sont fréquemment fragmentées et la scheelite recoupe l'arsénopyrite.

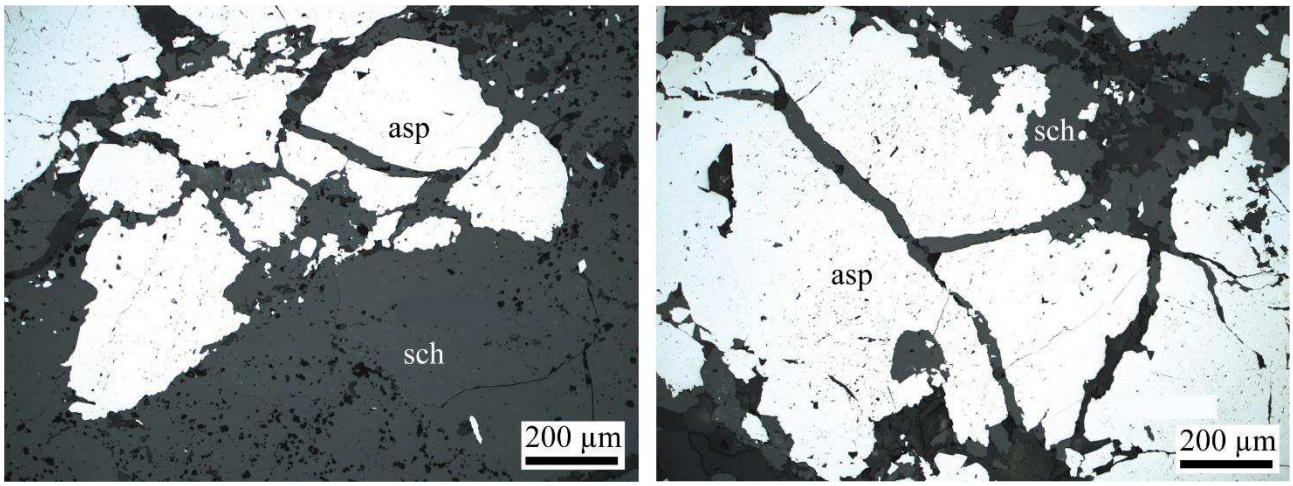


Photo 66 : Filonnet de quartz noir à scheelite et arsénopyrite cisaillé et déformé à proximité de la faille Véronique. (Véronique 1430 / Lumière réfléchie / section polie 156p).

Greisen à quartz-muscovite

Une greisenisation affecte fréquemment la granodiorite au voisinage des zones de cisaillement E-W recoupant le massif de la Fourque. Les biotites sont altérées en chlorite et les plagioclases sont envahis suivant leurs clivages, par de très fines paillettes de micas blancs. Certains micas blancs plus développés, remplacent totalement les feldspaths qui ne sont plus reconnaissables que par leur forme. Il est ainsi possible d'observer des minéraux où seul le cœur est altéré, et d'autres où se distingue une auréole d'altération avec un cœur et des bords moins atteints.

Fentes de tension à quartz – calcite – chlorite

Ces fentes de tension subhorizontales tardives décimétriques sont remplies par de gros cristaux parfois géodiques de quartz, de la pyrrhotite en très gros cristaux, de la chalcopyrite, de la cobaltite, de la calcite automorphe, de la chlorite pulvérulente, de l'adulaire et plus rarement de la sphalérite. Ces minéraux apparaissent cogénétiques. Ces ouvertures se situent le plus souvent le long de la faille Véronique et soulignent son mouvement inverse. De la scheelite automorphe peut s'y trouver de manière rare. Des fractures à épidote peuvent recouper et décaler la minéralisation et quelques cristaux d'apophyllite, de prehnite et de laumontite

peuvent en occuper le cœur. Des géodes à calcite et cobaltite peuvent également se trouver au cœur de ces veines. La plupart du temps, elles se caractérisent par un minéral rose formant de petits points en surface des géodes, il s'agit de cobaltocalcite, formée aux dépens de la cobaltite et de la calcite (*photo 67*).

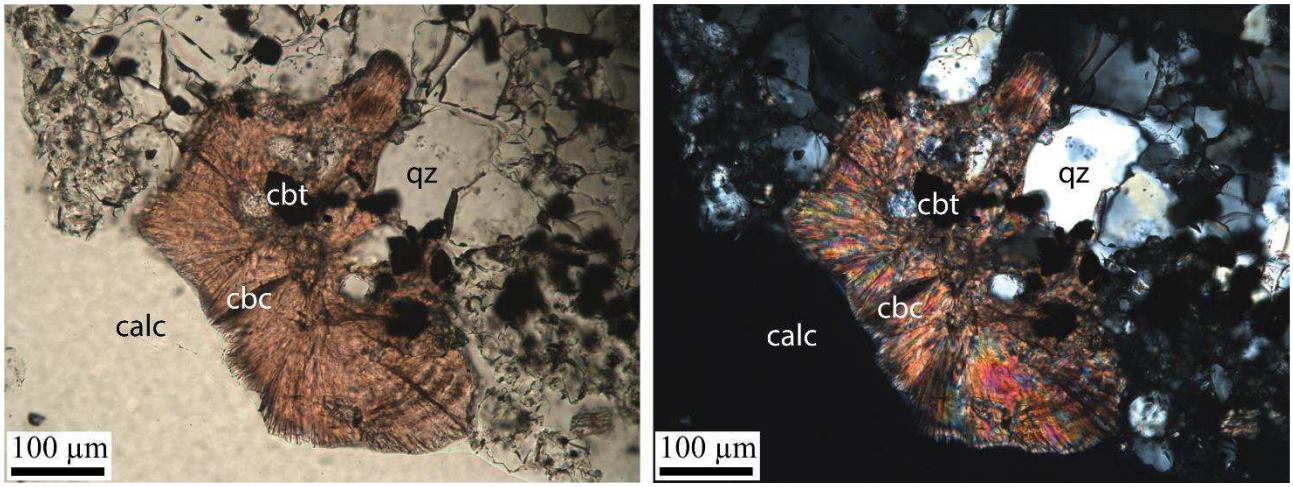


Photo 67 : Cobaltocalcite développée aux dépens de cobaltite et de calcite dans une fente de tension à quartz-calcite-chlorite (Véronique 1230 / LPNA à gauche et LPA à droite / lame mince polie SAL RM).

Grenat andradite

Des grenats de type andradite ont été observés en association avec un assemblage à hédenbergite – pyrrhotite – pyrite – quartz – calcite dans la recoupe R1 du niveau 1230 au niveau du Quer de l'Aigle (Zahm, 1987). Ce rare cortège minéralogique est restreint à des filonnets et des vacuoles recoupant les skarns. Il a été proposé que cette association soit le résultat d'une évolution locale dans un système fermé (Fonteilles *et al.*, 1989).

vi. Synthèse paragénétique

Les assemblages minéralogiques du gisement de Salau sont complexes à comprendre du fait de la superposition de deux évènements minéralisateurs successifs différents. On peut résumer l'histoire paragénétique de ces dernières en 3 stades paragénétiques distincts (*figure 142*).

Premièrement, l'intrusion de la Fourque engendre le développement de skarns à silicates calciques aux dépens des formations carbonatées de la série dévonienne de Salau. Durant le stade prograde, un assemblage à grossulaire, hédenbergite et diopside se forme par métasomatisme à haute température. Au cours du stade rétrograde, un assemblage à wollastonite, vésuvianite et scheelite fine apparait dans les skarns. Des altérations se produisent alors et les grenats et pyroxènes du stade prograde sont respectivement partiellement rétromorphosés en épidote (clinozoïsite) et en amphibole (ferroactinote). Des sulfures disséminés (arsénopyrite losangique, pyrrhotite) viennent également se loger dans les joints de grains des silicates calciques. Par ailleurs un grenat (andradite) se met en place sous forme de filons recoupant les skarns à silicates calciques et marque la fin de ce stade rétrograde. Dans l'auréole externe, les réactions minéralogiques liées à l'intrusion de la granodiorite de la Fourque sont marquées par l'apparition de biotite, trémolite et d'albite dans les niveaux pélitiques des Barrégiennes. Les Barrégiennes sont également transformées en cornéennes calciques dans l'auréole de métamorphisme et les calcaires inférieurs sont transformés en marbres inférieurs.

Ensuite, au cours d'un deuxième stade lié à une fracturation intense au niveau de la bordure sud de l'intrusion de la Fourque, des filons à quartz noir et tourmaline se mettent en place en recoupant la granodiorite. Ils y développent une altération de type greisen et sont parfois accompagnés d'arsénopyrite. De la wolframite a même été observée par Lecouffe, (1987). Successivement à ces filonnets, un assemblage à grande quantité de scheelite grossière et sulfures massifs avec pyrrhotite dominante (pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite, galène, électrum, bismuth natif, laitakarite, argent natif) se met systématiquement en place à proximité des zones faillées de direction E-W à pendage de 70°N. Ces sulfures envahissent les roches adjacentes (granodiorite, marbres, cornéennes calciques, skarn, skarnoïdes). De nombreuses apatites hydrothermales automorphes sont associées à ces sulfures massifs dans le minerai. La composition du cortège sulfuré dépend du site d'observation et notamment de la roche encaissante. Les niveaux graphiteux sont les plus riches en électrum. Des fentes de tension subverticales à quartz, chlorite et calcite marquent le jeu inverse des failles.

Enfin, le troisième stade correspond à des assemblages tardifs, la plupart du temps dans des géodes (adulaire, titanite et laumontite, apophyllite) développés au niveau de failles tardives.

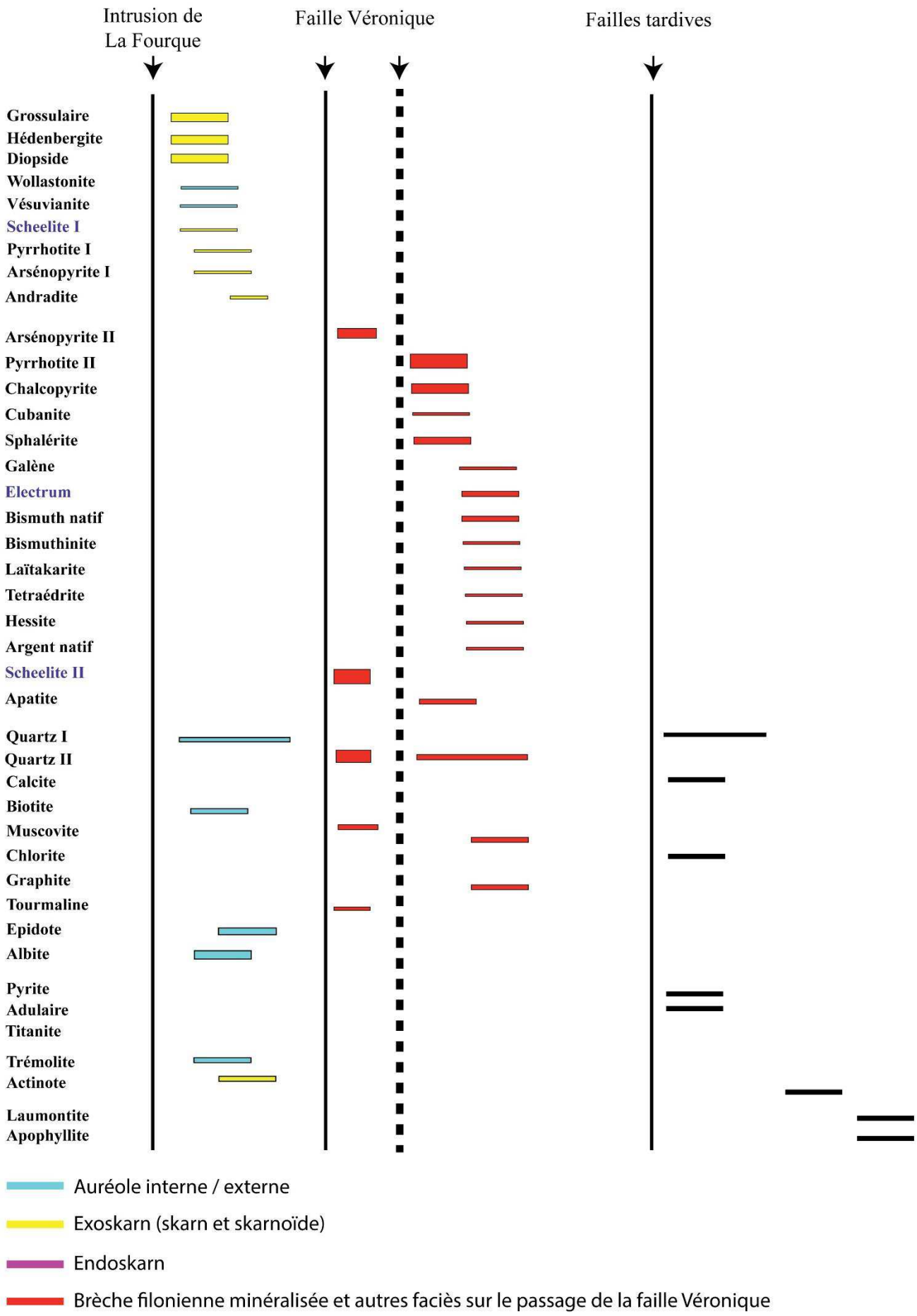


Figure 142 : Tableau paragénétique de synthèse compilant les observations réalisées sur les différents types de minéralisations du gisement de Salau.

b. Aurenère

Au niveau de l'indice à tungstène et or d'Aurenère (Espagne), les corps minéralisés présentent les mêmes aspects qu'au niveau du Bois d'Anglade à Salau. En effet, nous avons vu qu'à l'échelle de l'affleurement, cet indice est constitué de skarns à silicates calciques, imprégnés ou recoupés par des de la scheelite grossière et des sulfures massifs. L'étude en section polie de ces minéralisations a permis de réaliser les observations suivantes.

Au niveau de l'isograde à biotite de l'auréole de métamorphisme de contact (Derré *et al*., 1980), les marbres et les cornéennes calciques ont été complètement remplacés par un agrégat de silicates et de sulfures disséminés. Le quartz et la muscovite sont généralement accompagnés par de la chlorite ou de la biotite qui mimétisent le rubanement des marbres et des cornéennes calciques. Le quartz et les phyllosilicates forment souvent des niveaux concordants avec le rubanement des roches encaissantes, où la taille de grain du quartz est fine.

Au niveau de l'indice espagnol d'Aurenère, les silicates calciques (grenat, pyroxène) de skarns se trouvent dans les fractures de pyrites sédimentaire automorphe (*photo 68*). Une matrice de pyrrhotite massive enveloppe généralement ces silicates calciques corrodés.

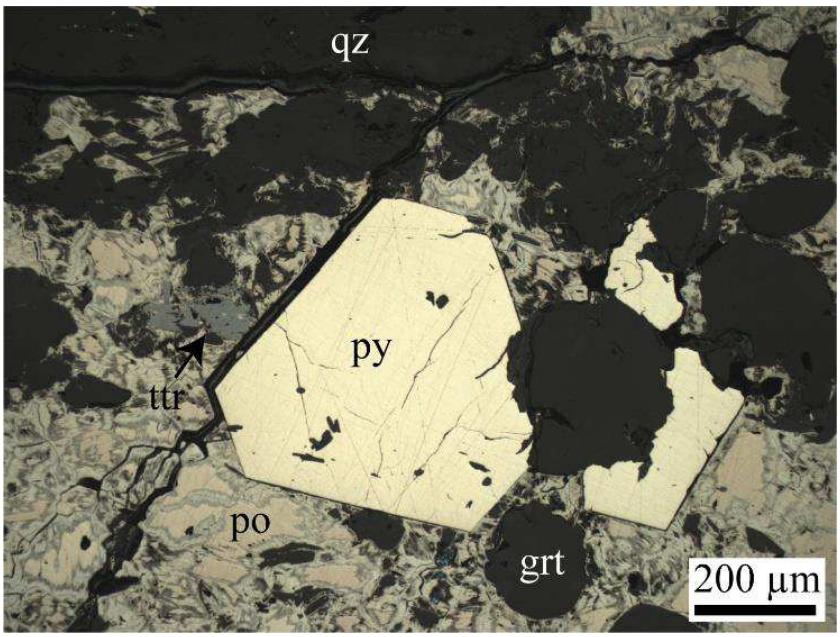


Photo 68 : Pyrite sédimentaire précoce recoupée par les grenats et la pyrrhotite massive dans les skarns proches du contact avec la granodiorite (Aurenère / lumière réfléchie / section polie TP721).

La scheelite grossière (> 200 µm) corrodée se localise généralement au sein d'une matrice de pyrrhotite massive dans des niveaux quartzeux à biotite, alternant avec des niveaux à diopside, actinote et épidote (*photo 69*). Ces niveaux correspondent à d'anciens niveaux pélitiques et carbonatés dans la roche encaissante.

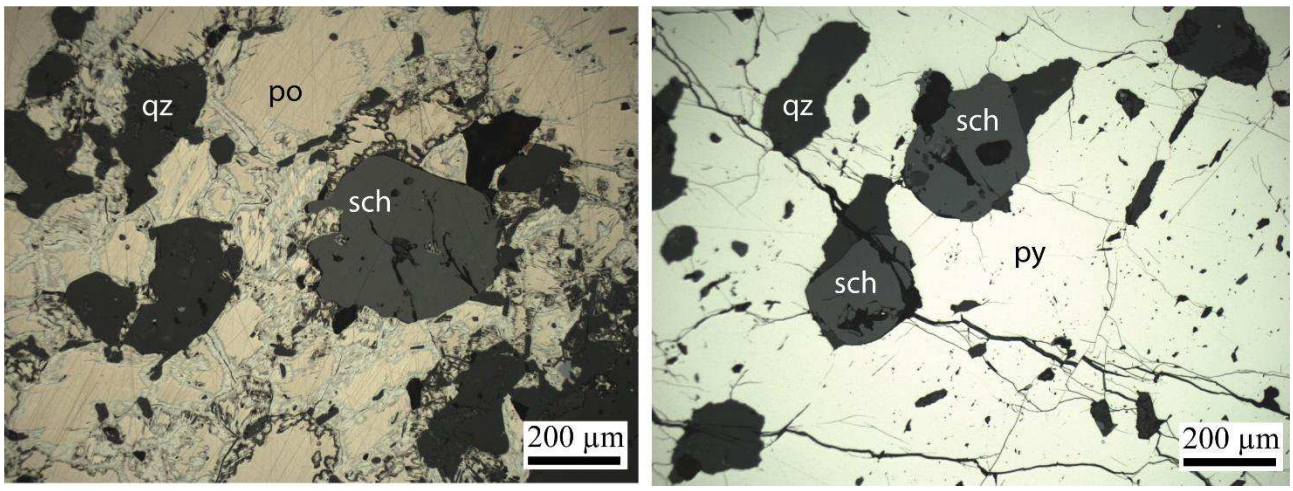


Photo 69 : Scheelites grossières corrodées et fracturées, emballées dans la pyrrhotite massive et la pyrite dans les skarns proches du contact avec la granodiorite (Aurenère / lumière réfléchie / section polie TP721).

La minéralisation se compose d'un cortège sulfuré important et varié. L'arsénopyrite est en cristaux automorphes cataclasés et cicatrisés par des sulfures massifs sous forme de filonnets (pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite ; *photo 71*). La pyrrhotite est massive en cristaux allongés suivant le rubanement des skarns. La chalcopyrite et la sphalérite forment de petites à grandes plages (500 µm - 1 mm) associées à la pyrrhotite massive.

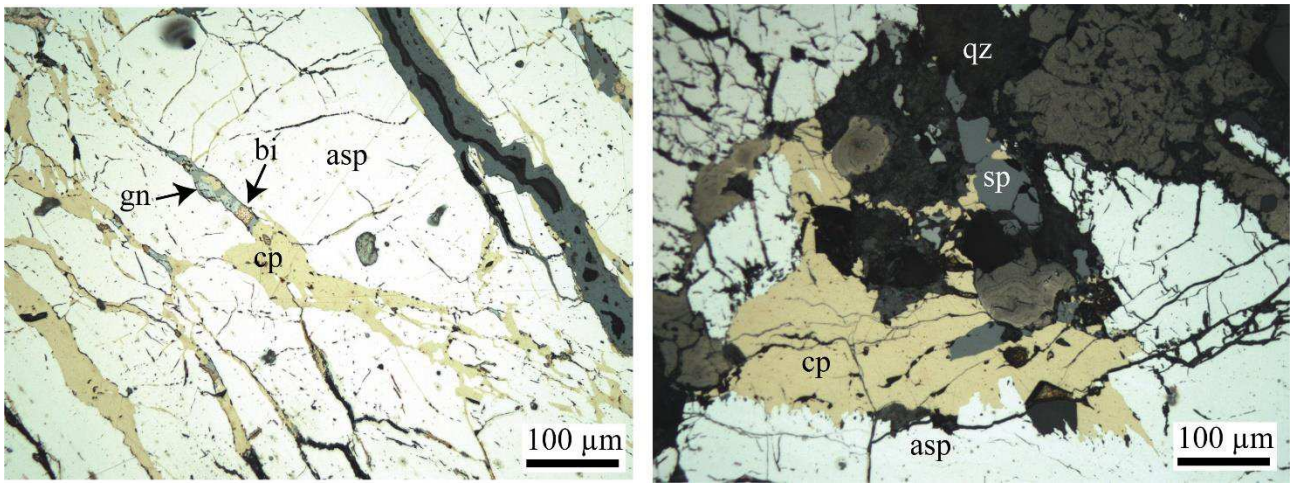


Photo 70 : Assemblage à bismuth natif, galène, sphalérite et chalcopyrite au sein de fractures recoupant l'arsénopyrite massive dans les marbres proches du contact avec la granodiorite (Aurenère / lumière réfléchie / section polie TP722).

Le bismuth natif, l'électrum, la tétrahédrite et la kobellite accompagnent la pyrrhotite, la chalcopyrite ou la sphalérite et sont souvent en inclusions sur la bordure des plages de chalcopyrite ou dans les fractures de l'arsénopyrite (*photo 71, photo 72* et *photo 73*). L'électrum, quasi systématiquement associé au bismuth natif, forme la plupart du temps des plages de 5 à 50 µm). La tétrahédrite (50 à 100 µm) et la kobellite (10 à 20 µm) sont en intime association avec le bismuth natif.

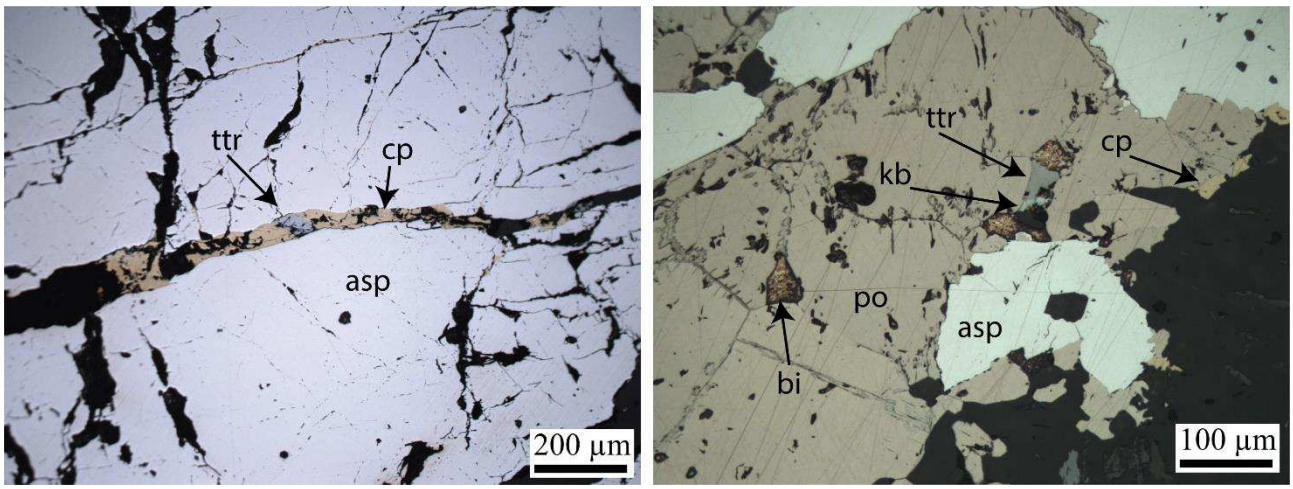


Photo 71 : Assemblage à bismuth natif et tétrahédrite dans la pyrrhotite massive et la chalcopyrite au sein de fractures recoupant l'arsénopyrite massive dans les marbres proches du contact avec la granodiorite (Aurenère / lumière réfléchie / section polie TP725b).

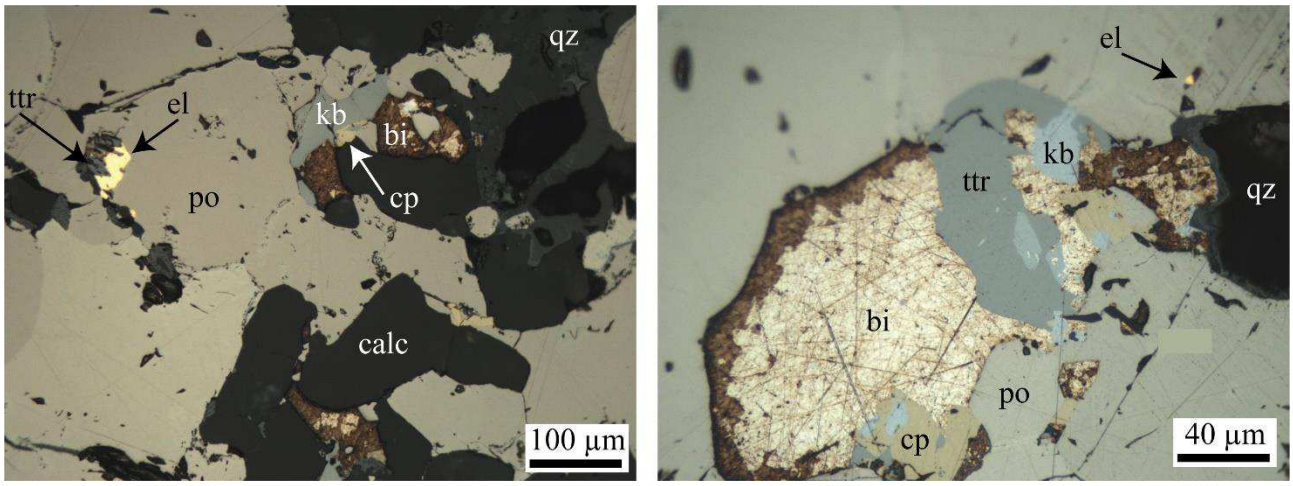


Photo 72 : Assemblage à électrum, bismuth natif, tétrahédrite et kobellite en inclusions dans la pyrrhotite massive et la chalcopyrite en grandes plages au sein d'une brèche quartzeuse dans les marbres proches du contact avec la granodiorite (Aurenère / lumière réfléchie / section polie TP724).

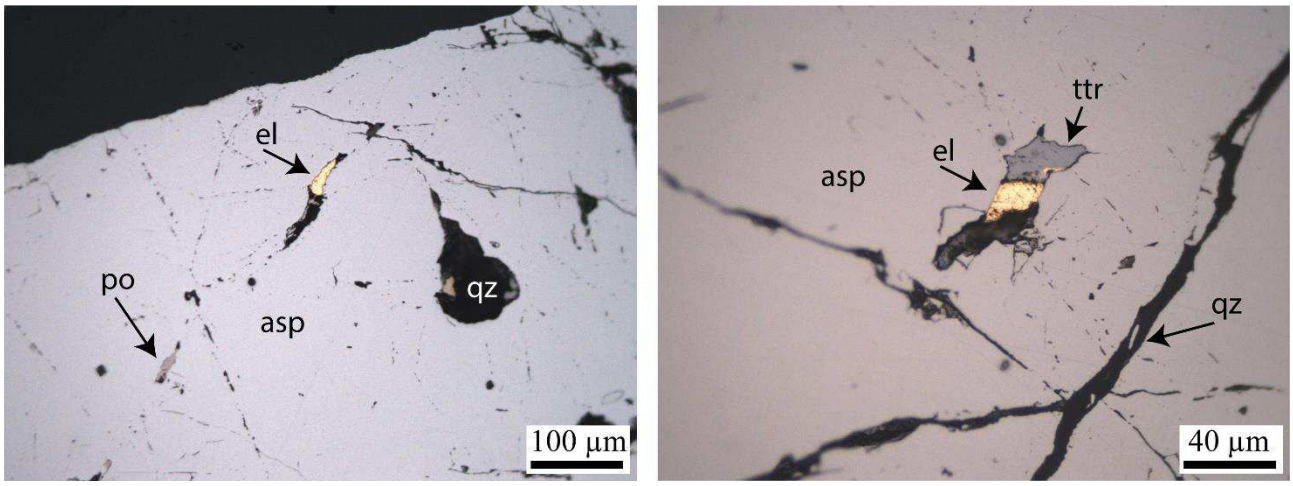


Photo 73 : Assemblage à électrum et tétrahédrite dans les fissures de l'arsénopyrite massive cataclasée dans un filon de quartz recoupant les marbres proches du contact avec la granodiorite (Aurenère / lumière réfléchie / section polie TP725b).

Les relations chronologiques observées entre les différents minéraux permettent de distinguer 3 stades paragénétiques principaux dans les skarns imprégnés de sulfures (*figure 143*). Le premier est le développement de la majeure partie des silicates (grenat, pyroxène), de scheelite (en quantité peu abondante). Le deuxième stade correspond à la rétromorphose des grenats en épidote et des pyroxènes en amphiboles. Les silicates calciques sont également envahis de sulfures disséminés (arsénopyrite et pyrrhotite). La biotite se chloritise et il y a formation de rutile. Le troisième stade polymétallique est associé à une fracturation avec le développement de scheelite grossière et d'arsénopyrite ainsi que de sulfures massifs un peu plus tardifs (pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite galène, tétrahédrite, kobellite, bismuth natif et électrum).

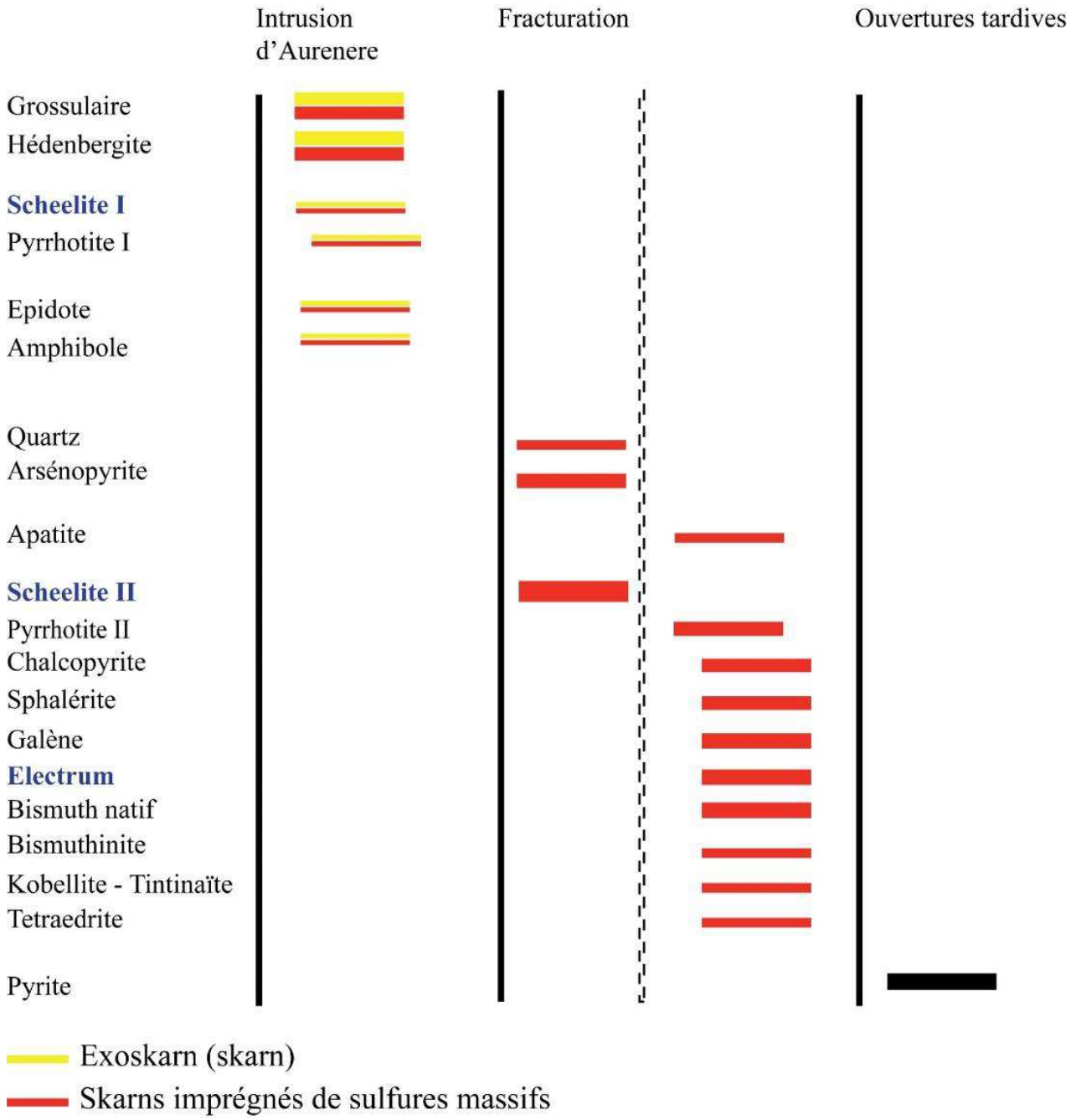


Figure 143 : Tableau paragénétique de synthèse compilant les observations réalisées sur les différents types de minéralisations de l'indice d'Aurenère.

c. Données microsonde

Toutes les analyses ont été réalisées avec une microsonde électronique CAMECA SX 100 de l'ISTO, paramétrée à 20 kV et 40 nA pour les sulfures, 15 kv et 10 nA pour les apatites, 15 kV et 6 nA pour les silicates. Les temps de comptage seront précisés pour les différents minéraux. Les résultats des sulfures sont donnés en *annexe 5*.

i. Sulfures

Sphalérites

Les données sur les sphalérites ont été acquises sur des échantillons provenant du quartier Véronique (189p), du Bois d'Anglade (TP061b, TP745a), et sur les SEDEX voisins de Saube (TP172) et de Hoque Rabe (TP071a). Les temps de comptage ont été de 30 s pour le S, Fe, Zn, Ge, Ag, Cd et In. Les données concernant les sphalérites de l'auréole externe, du port de Salau, de Carboire et de Bonabe ont été compilées d'après Derré *et al*., 1984. Les résultats montrent une variation des teneurs en fer et donc en zinc assez importante (2,85 à 9,83 % Fe et 54,13 à 64,54 % Zn ; *figure 144*). Sur cette figure, 2 groupes se distinguent nettement. Les sphalérites des SEDEX à Pb/Zn (Bonabe, Saube, Carboire, Hoque-Rabe, auréole externe, Port de Salau) montrent des teneurs en fer faibles (2,85 à 6,25 % Fe). A l'inverse, les sphalérites du gisement de Salau (Bois d'Anglade, Véronique) montrent des valeurs en fer élevées (6,59 à 9,83 % Fe). Par ailleurs, les sphalérites du quartier Véronique montrent une gamme de teneurs en fer plus restreinte (7,32 à 8,04 % Fe) que celles des sphalérites du Bois d'Anglade (6,59 à 9,83 % Fe). Ag, Ge et In n'ont pas été détectés.

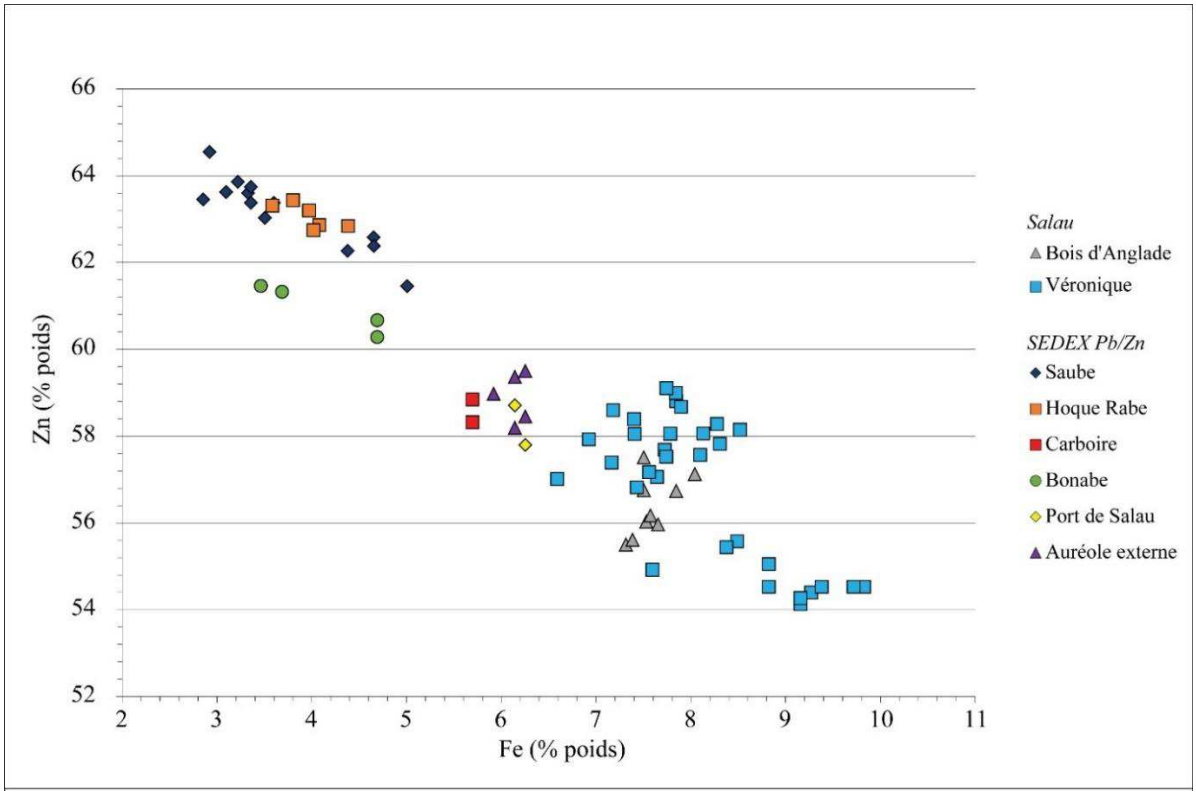


Figure 144 : Diagramme des teneurs en Zn (% poids) en fonction des teneurs en Fe (% poids) dans différentes sphalérites de la zone d'étude. Les données concernant l'auréole externe, le port de Salau, Carboire et Bonabe ont été compilées d'après Derré et al. (1984).

En outre, les sphalérites des échantillons prélevés dans le quartier Véronique (*figure 145*) présentent des teneurs importantes en cadmium (1,55 à 2,62 % Cd) par rapport à celles du Bois d'Anglade (0,14 à 0,38 % Cd). L'observation en lame mince polie de cet échantillon montre que ces sphalérites riches en fer et cadmium sont systématiquement associées à de l'électrum et du bismuth natif, elles constituent un excellent guide pour identifier ce type de minéralisations liées à la faille Véronique.

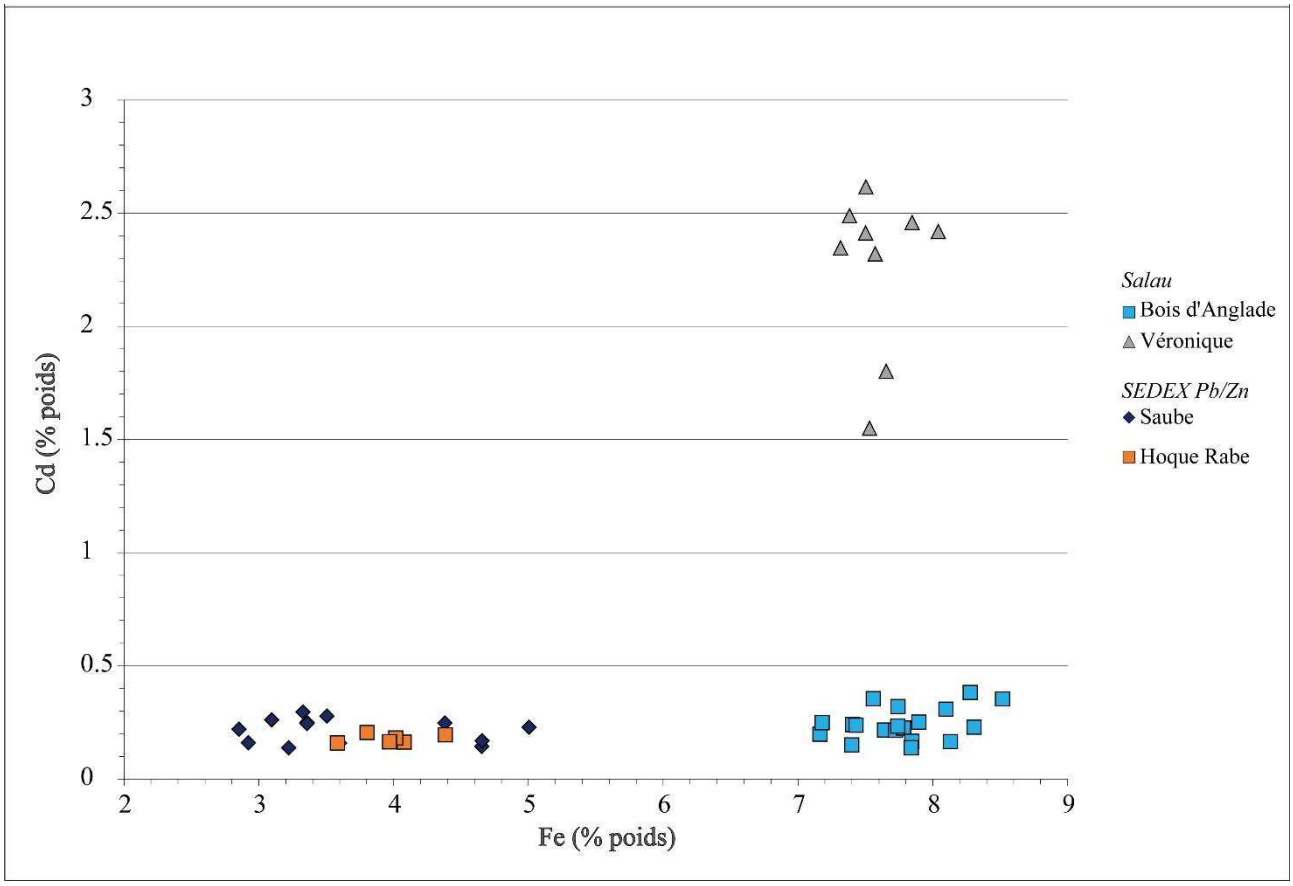


Figure 145 : Diagramme des teneurs en Cd (% poids) en fonction des teneurs en Fe (% poids) dans différentes sphalérites de la zone d'étude.

Arsénopyrites

Les données sur les arsénopyrites ont été acquises sur des échantillons provenant du quartier Véronique (156p, 199p, 209p) et d'Aurenère (TP724, TP725b). Les temps de comptage ont été de 30 secondes pour le S, Fe, Co, Ni, Sb, Au, Pb et As. Les données concernant les arsénopyrites massives de la brèche Véronique et les arsénopyrites massives de la colonne SC ont été compilées d'après Lecouffe, (1987). Cinq populations d'arsénopyrites ont été distinguées selon leur localisation et leur habitus : (1) précoces montrant un habitus losangique ; (2) massives d'Aurenère ; (3) massives de la colonne SC ; (4) massives du quartier Véronique et (5) celles de la brèche au sein de la faille Véronique. Les résultats montrent des valeurs relativement dispersées en fer et arsenic (29,34 à 35,91 % Fe et 42,00 à 48,70 % As ; *figure 146* et *figure 147*). Les 5 populations se distribuent depuis de fortes valeurs en fer / faibles valeurs en arsenic pour les arsénopyrites massives d'Aurenère (35, 21 % Fe et 44,31 % As en moyenne) vers de faibles valeurs en fer / fortes valeurs en arsenic pour les arsénopyrites massives de la colonne SC (32,39 % Fe et 46,9 % As en moyenne). Toutes les arsénopyrites massives se répartissent entre ces deux pôles.

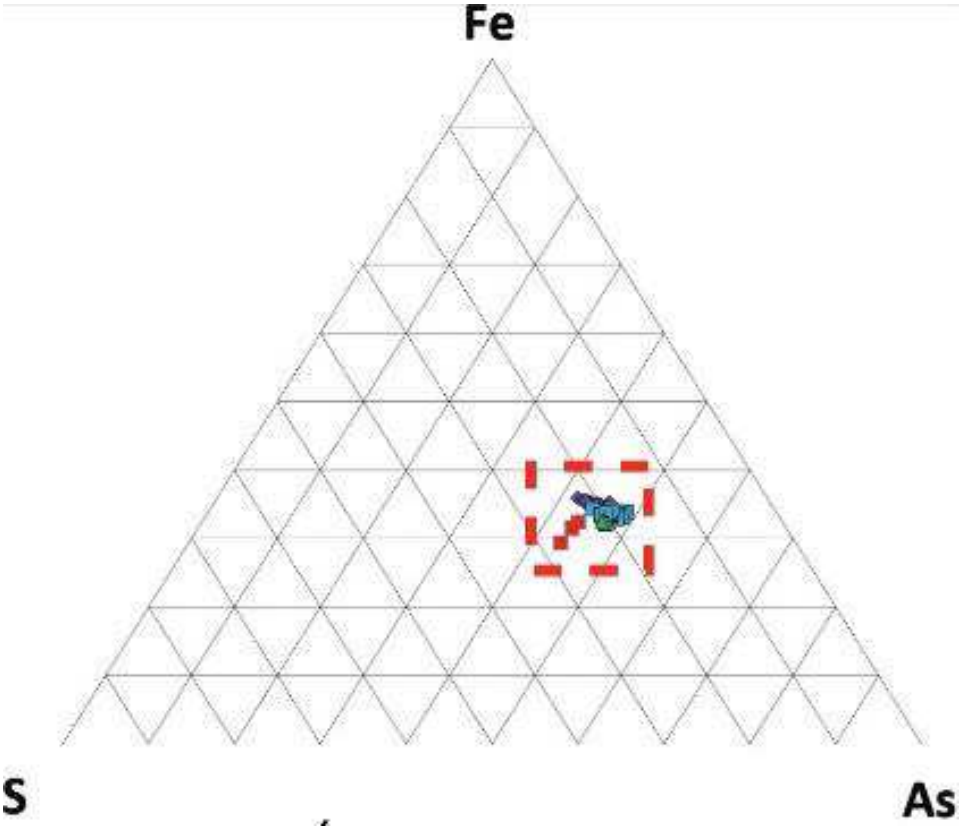


Figure 146 : Diagramme ternaire Fe-As-S (% poids) en fonction des teneurs en Fe (% poids) dans différentes sphalérites de la zone d'étude.

Seules les arsénopyrites précoces à habitus losangique s'écartent de cette lignée et présentent des teneurs en arsenic relativement faibles (43,53 % de moyenne) et des teneurs en fer anormalement faibles (31,10 % en moyenne), dues à des teneurs élevées en cobalt (4,37 % de moyenne ; *figure 148*). Les arsénopyrites losangiques disséminées dans les skarns sont donc fortement cobaltifères.

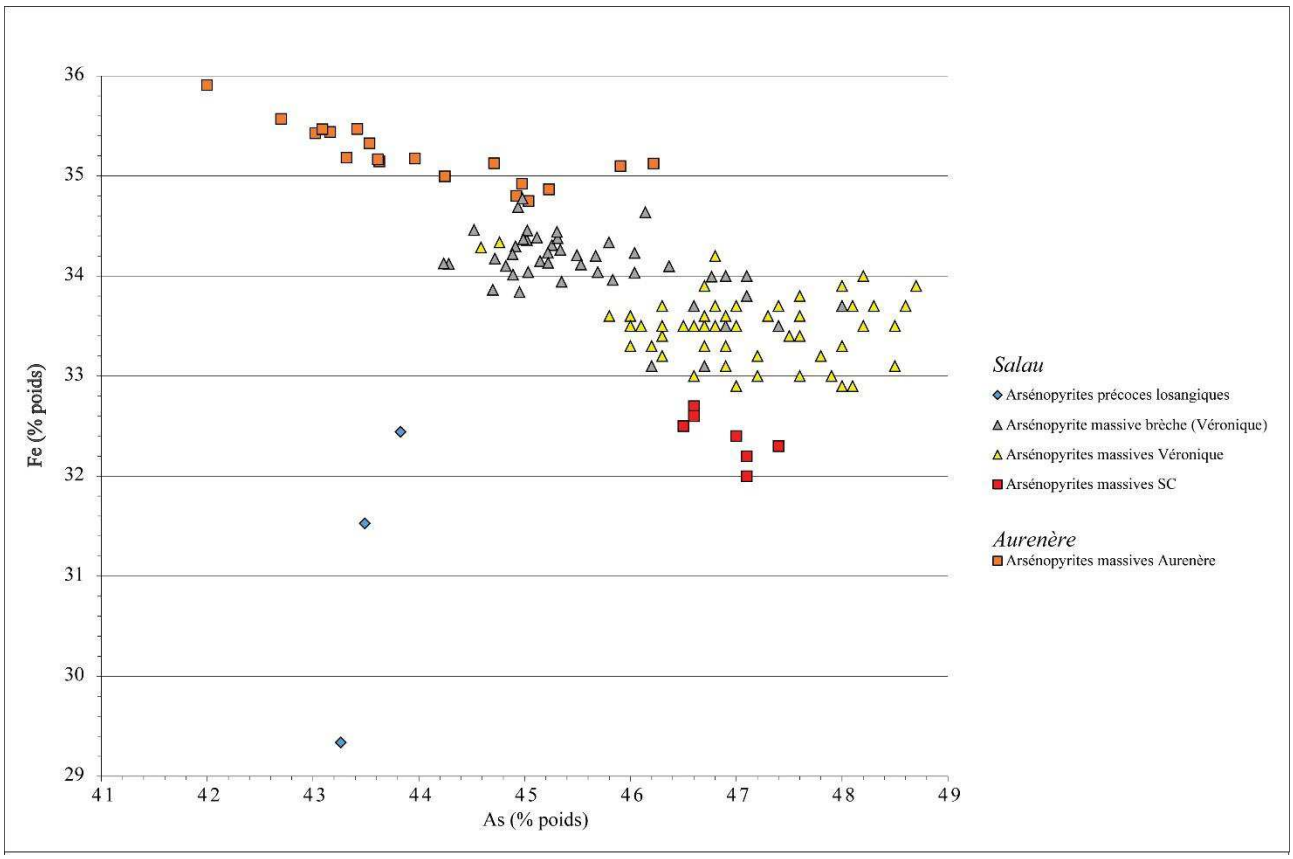


Figure 147 : Diagramme des teneurs en Fe (% poids) en fonction des teneurs en As (% poids) dans différentes arsénopyrites de la zone d'étude. Une partie des données (arsénopyrites massives brèche et arsénopyrite massive SC) ont été compilées d'après Derré et al. 1984.

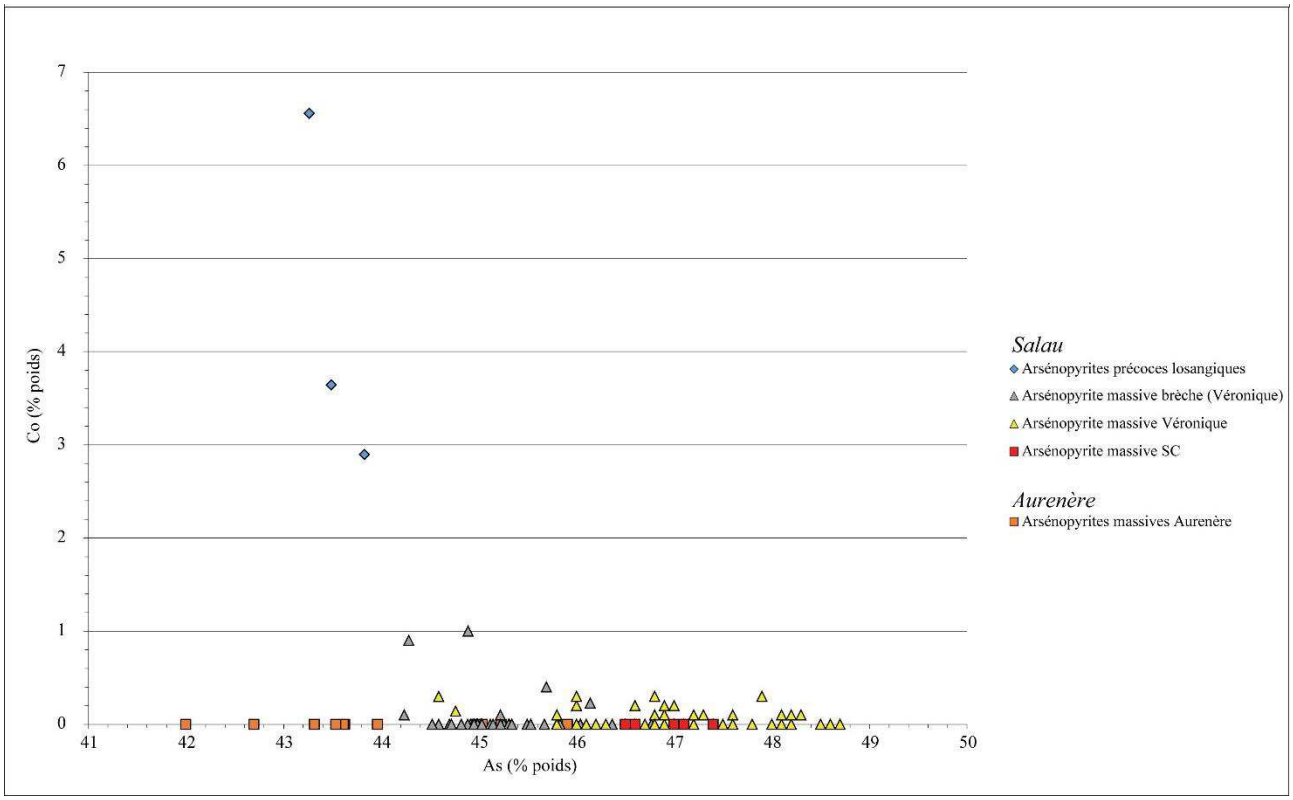


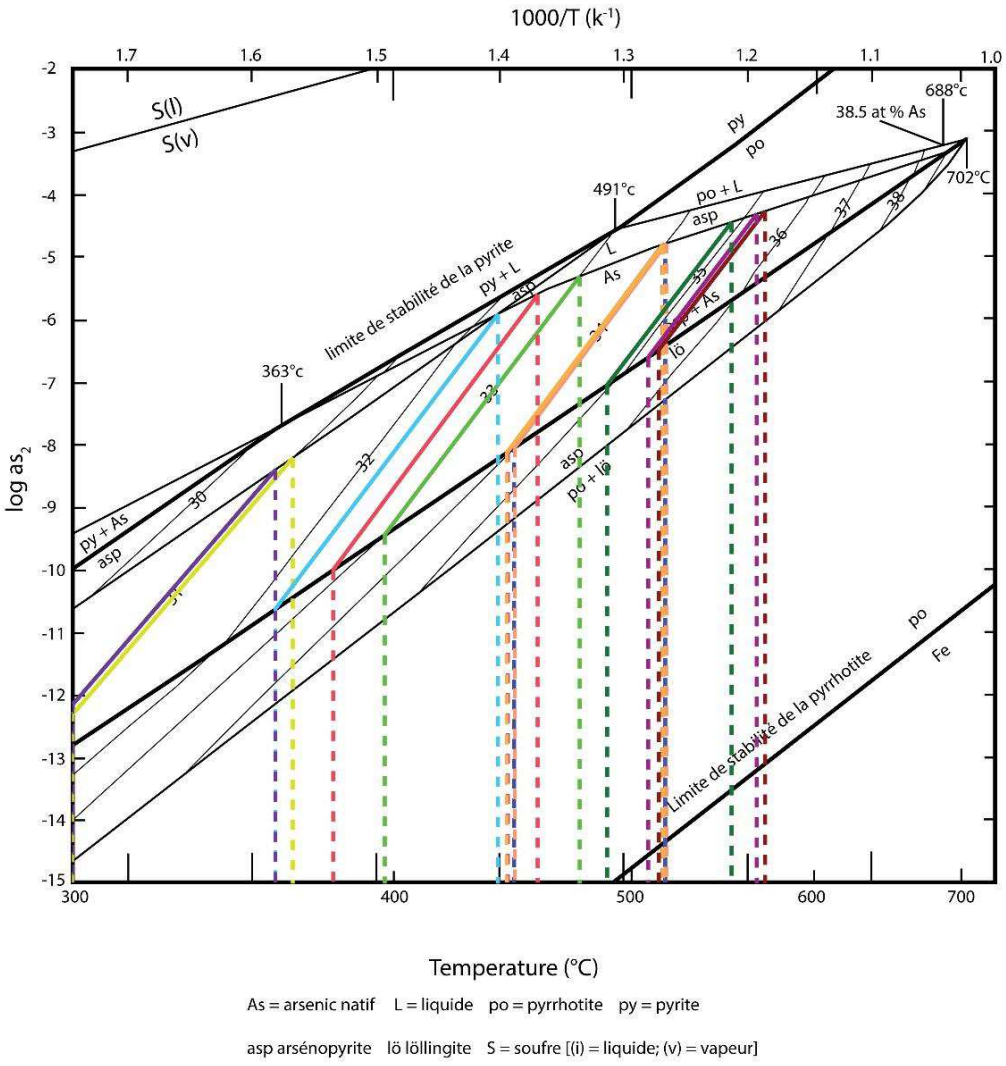
Figure 148 : Diagramme des teneurs en Co (% poids) en fonction des teneurs en As (% poids) dans différentes arsénopyrites de la zone d'étude. Une partie des données (arsénopyrites massives brèche et arsénopyrite massive SC) ont été compilées d'après Derré et al. 1984.

Les cinq groupes d'arsénopyrites distinguées d'après leur localisation et leur habitus se regroupent donc en deux populations chimiques : les arsénopyrites disséminées losangiques riches en cobalt, et les arsénopyrites massives (*figure 147*).

Au sein des arsénopyrites massives, les variations en fer et en arsenic peuvent s'expliquer par des situations géologiques différentes, celles à faible teneur en arsenic (43 à 44 % As) provenant de l'indice d'Aurenère. Elles sont encaissées dans des marbres siliceux s'apparentant plus ou moins aux Barrégiennes. En revanche, les arsénopyrites à forte teneur en arsenic (47 à 48 % As) se trouvent indistinctement dans des filons de quartz à scheelite, ou dans la minéralisation développée dans les marbres rubanés inférieurs de Salau. Les arsénopyrites massives de la colonne SC se situent également dans ce groupe, ce qui confirme le rattachement de ce corps minéralisé à la faille Véronique.

La teneur en arsenic des arsénopyrites est liée à deux paramètres, la température et la fugacité en soufre (Kretschmar & Scott, 1976 ; Scott, 1983 ; Sharp *et al*., 1985). La projection de pourcentage atomique d'arsenic dans le diagramme de Kretschmar & Scott (1976) permet d'estimer la gamme de températures de cristallisation de l'arsénopyrite (*figure 149*). Les arsénopyrites à basses teneurs en arsenic présentent des températures comprises entre 300 et 460 °C pour Aurenère et 300 et 445 °C pour les losangiques. En revanche, les arsénopyrites à haute teneur en arsenic, montrent des températures comprises entre 450 et 575 °C. La fugacité en soufre ne pouvant être qu'évaluée grossièrement, il faut donc interpréter ces résultats avec précaution.

Ces arsénopyrites massives en lien avec des failles tardives recoupant skarns et intrusions granodioritiques, présentent des températures élevées (> 500°C), ce qui permet d'envisager une source magmatique. Cette interprétation est en accord avec les observations de terrain où à certains endroits de la mine, des dykes d'aplite recoupant la granodiorite se situent en continuité et à proximité de la minéralisation à sulfures massifs.



Salau / Asp précoce riche en Co

199p Asp riche en Co en petits cristaux losangiques T = 300 - 365 (n=3)

209p 99p Asp riche en Co en petits cristaux losangiques T = 360 - 445 (n=2)

Salau / Asp massive

113p Asp massive T = 450 - 515 (n=10)

153p Asp massive T = 455 - 520 (n=10)

156p Asp massive T = 395 - 480 (n=45)

203p Asp massive T = 450 - 515 (n=10)

211p Asp massive T = 455 - 520 (n=11)

235p Asp massive T = 520 - 575 (n=10)

250p Asp massive T = 515 - 570 (n=10)

FT6 Asp massive T = 490 - 555 (n=10)

Aurenère / Asp massive

TP724 Asp massive T = 380 - 460 (n=6)

TP725a Asp massive T = 300 - 360 (n=10)

Figure 149 : Géothermomètre de Kretschmar & Scott, 1976, permettant de déterminer à partir de l'activité du soufre et de la température les champs de stabilité de l'arsénopyrite. Les données ont été projetées et les températures résultantes ont été synthétisées. Les arsénopyrites losangiques (300 – 445 °C) et les arsénopyrites d'Aurenère (300 – 460 °C) montrent des températures plus basses que les arsénopyrites massives de Salau (450 – 575 °C).

Pyrrhotites

Les pyrrhotites analysées proviennent de quatre sites : le quartier Véronique (177p, 185p, 189p, 199p, 223p, 255p, 279p, TP488), le Bois d'Anglade (TP057a, TP061b), le Quer de l'Aigle (TP745a) et Aurenère (TP724, TP725b). Les temps de comptage ont été de 30 secondes pour le S, Fe, Co, Ni, Cu, Sb, Au et Pb. Les résultats montrent des valeurs relativement groupées en fer et soufre (58,40 à 61,08 % Fe et 38,65 à 41,68 % S ; *figure 150*). Les quatre provenances sont rassemblées autour de mêmes valeurs moyennes (59,99 % Fe et 40,66 % S) même si les pyrrhotites massives du quartier Véronique semblent légèrement moins ferrifères (0,5 % Fe en moins en moyenne). En comparant avec les données de Derré *et al*. (1984), on remarque que les pyrrhotites montrent une augmentation de leur teneur en fer lorsque l'on se rapproche de la granodiorite. Ainsi, cette teneur ne dépasse pas 47,6 % at., dans les roches situées en dehors de l'auréole de contact, alors qu'elle atteint 48,4 % dans l'auréole interne et plus de 49% dans les corps minéralisés. En outre, la composition chimique de la pyrrhotite est identique, qu'elle soit accompagnée ou non de scheelite.

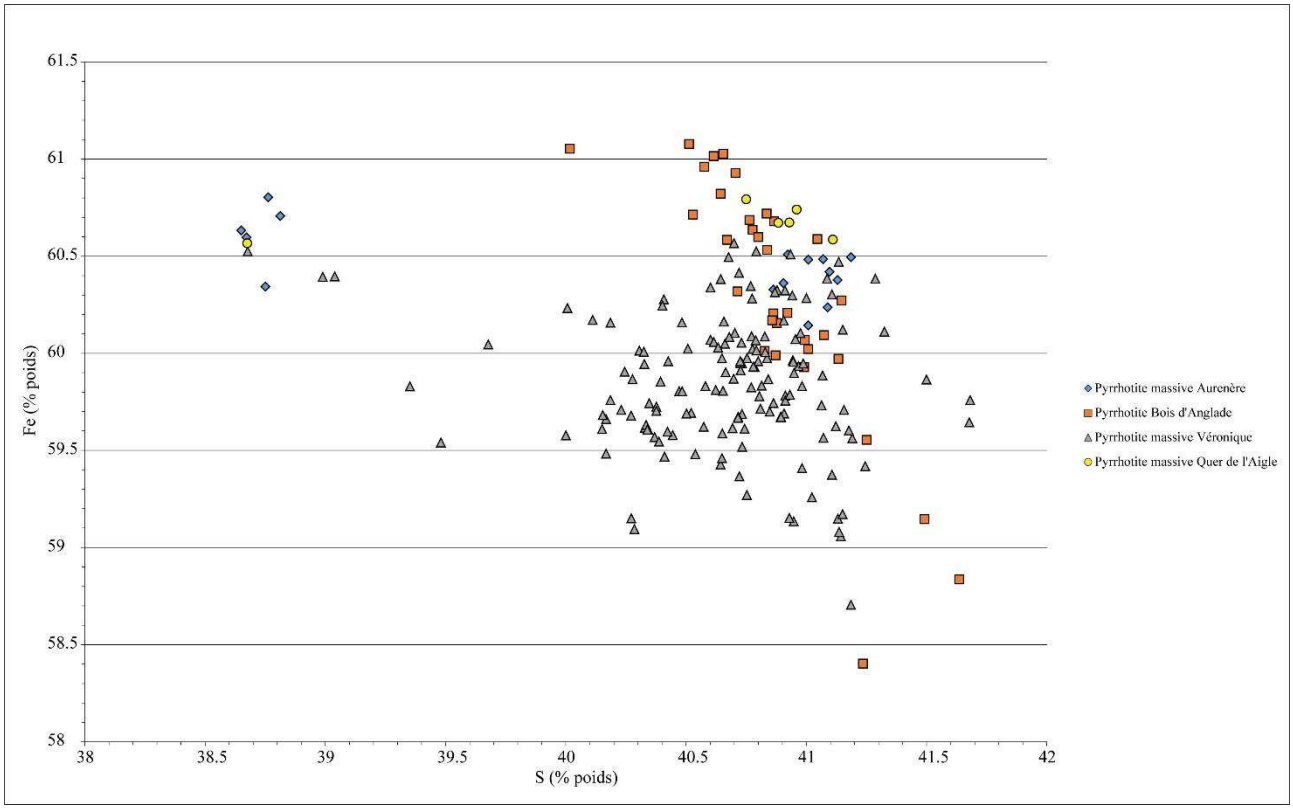


Figure 150 : Diagramme des teneurs en Fe (% poids) en fonction des teneurs en S (% poids) dans différentes pyrrhotites de la zone d'étude. Les valeurs ont été obtenues à la microsonde.

L'augmentation des teneurs en fer dans les pyrrhotites à l'approche de la granodiorite, traduit un passage progressif d'une pyrrhotite monoclinique dans l'encaissant à une pyrrhotite hexagonale de plus en plus riche en fer dans les skarns et la faille Véronique. Ce phénomène a déjà été remarqué au Japon par Sato (1980). L'espacement d_{102} pour différentes pyrrhotites (disséminée dans le Bois d'Anglade et massive dans la faille Véronique) ont été déterminés par diffraction X (Soler, 1977 ; Krier-Schellen, 1988) (*figure 151*). Le système cristallin des pyrrhotites du Bois d'Anglade et de Véronique est hexagonal et témoigne de conditions de

formation à haute température. En effet, les températures de formation des skarns aux environs de 520°C (Soler, 1977), permettent d'expliquer l'existence de pyrrhotites dont les teneurs en fer se rapprochent de celles des troïlites dans les zones les plus internes. Inversement, la rareté de la pyrrhotite monoclinique dans l'auréole interne et dans les skarns à scheelite s'explique par des conditions de refroidissement assez brutales qui n'auraient pas permis la transformation de la pyrrhotite hexagonale en pyrrhotite monoclinique. Selon Grönvold & Haraldsen, (1952) ; Arnold, (1969), cette transformation ne s'opère qu'en dessous de 250°C.

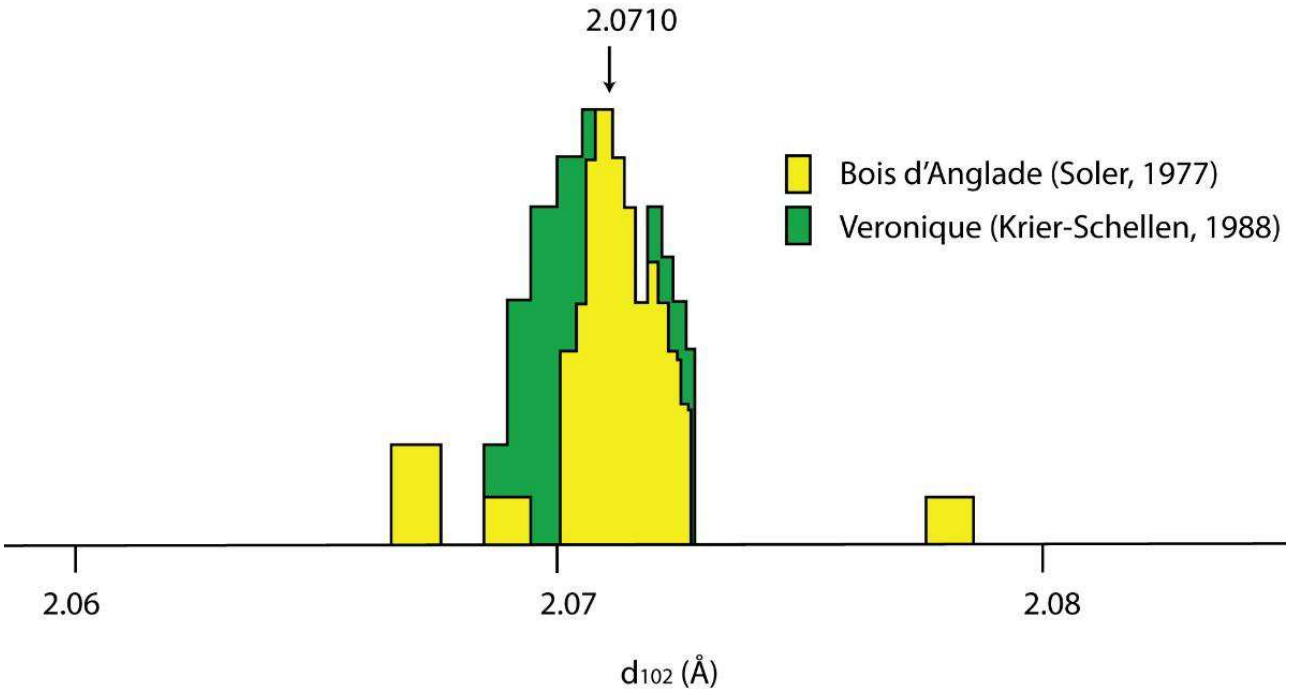


Figure 151 : Espacement d_{102} pour les différentes pyrrhotites déterminé par diffraction X (modifié d'après Fonteilles et al., 1989). Le système cristallin des pyrrhotites du Bois d'Anglade et de Véronique est hexagonal.

ii. Phosphates et silicates

Apatites

Les apatites analysées proviennent de la colonne SC (FT19), du quartier Véronique (TP738) et du Bois d'Anglade (TP061b) pour les apatites hydrothermales ainsi que de la crête de la granodiorite de la Fourque (TP130, TP608) et de la granodiorite d'Aurenère (TP728) pour les apatites magmatiques. Les temps de comptage ont été de 30 secondes pour le F, P, Ca ; de 60 secondes pour le Si, Rb, Na, Sr, Mn, Cl ; de 120 secondes pour le Fe. Les résultats montrent que toutes les apatites sont des fluoroapatites (2,47 à 4,13 % F ; *figure 152*). Les apatites hydrothermales sont légèrement plus riches en fluor (3,25 % F en moyenne) que les apatites magmatiques (3,02 % F en moyenne). Le caractère fluoré des apatites hydrothermales suggère que ces apatites dérivent de fluides provenant d'une intrusion magmatique, mais différente de la granodiorite de la Fourque puisque ces apatites sont synchrones des sulfures massifs présents dans la faille Véronique.

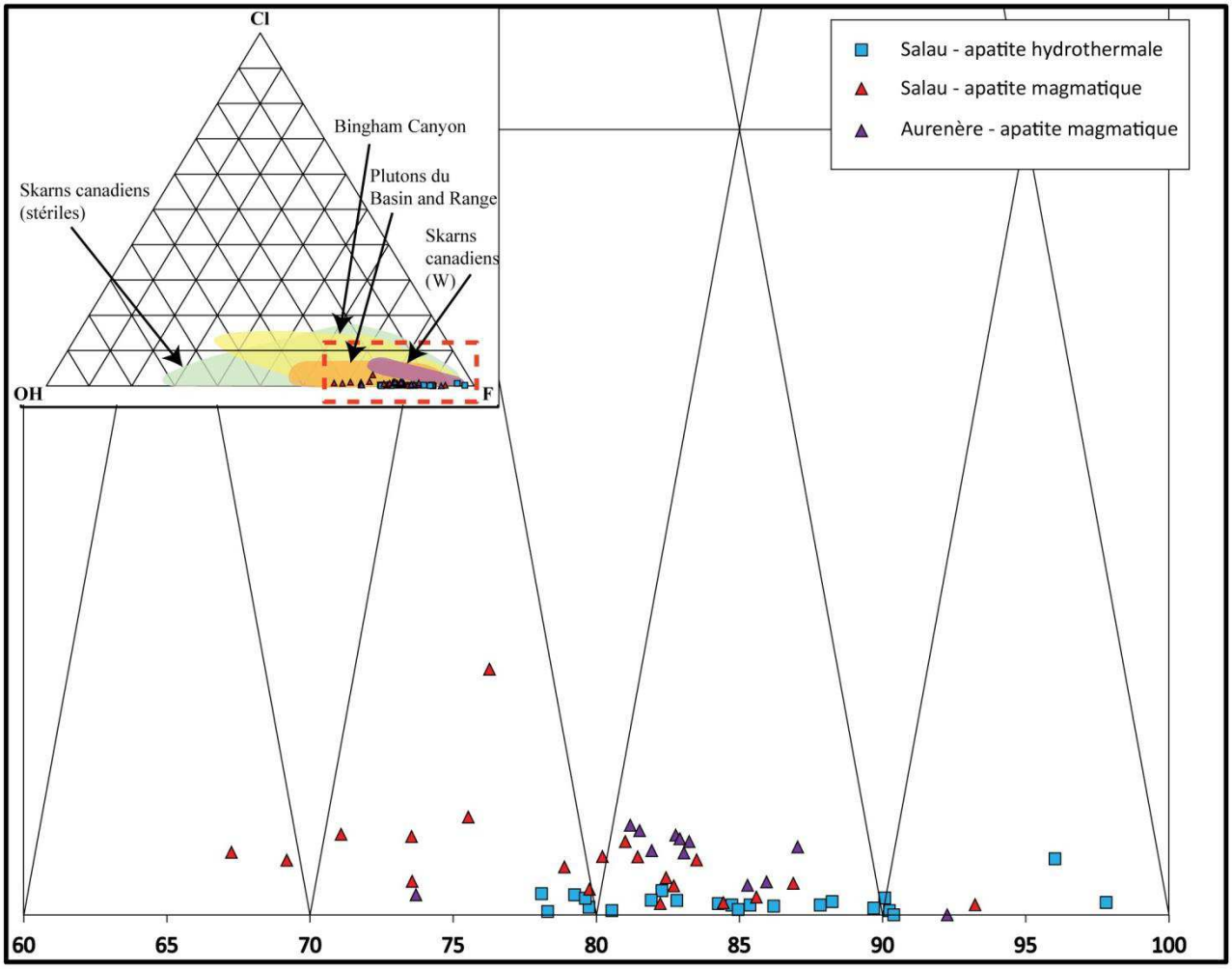


Figure 152 : Diagramme ternaire OH-Cl-F (% poids) de différentes apatites de la zone d'étude. Les trois catégories correspondent à des fluoroapatites. Les domaines de composition des autres apatites sont tirés de Webster & Piccoli, 2015.

Tourmalines

Les tourmalines proviennent de deux échantillons de filonnets de quartz noir à tourmaline recoupant la granodiorite de la Fourque, dans le quartier Véronique au niveau 1230 (S311a et S311b). Les temps de comptage ont été de 10 secondes pour le Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Fe, Mn, Cl, F et Cr. Les résultats montrent que ces tourmalines sont des schorl (60 %) et des dravites (40 %) ($Li_{0,37}Na_{0,66}$ $Ca_{0,19}Mg_{1,91}Fe_{0,78}Ti_{0,03}$ $Al_{5,88}$ $(BO_3)_3$ $Si_{6,09}O_{18}$ $(OH,O)_3$ $(OH_{3,77},F_{0,22})$ (2,47 à 4,13 % F ; *figure 152*). Dans le diagramme ternaire Al-Fe-Mg de Henry & Guidotti, 1985, (*figure 153*) pour tracer l'origine des tourmalines, les tourmalines analysées se rangent dans deux domaines: (II) le domaine des granitoïdes pauvres en lithium, pegmatites ou aplites et (IV) le domaine des métapélites et métapsammites (phase saturée en Al), une situation qui suggère une origine magmatique. Cependant, elles ne peuvent pas provenir de la granodiorite de la Fourque étant donné qu'elles recoupent et altèrent cette dernière. Par ailleurs, leurs teneurs élevées en fluor appuient également une composante magmatique.

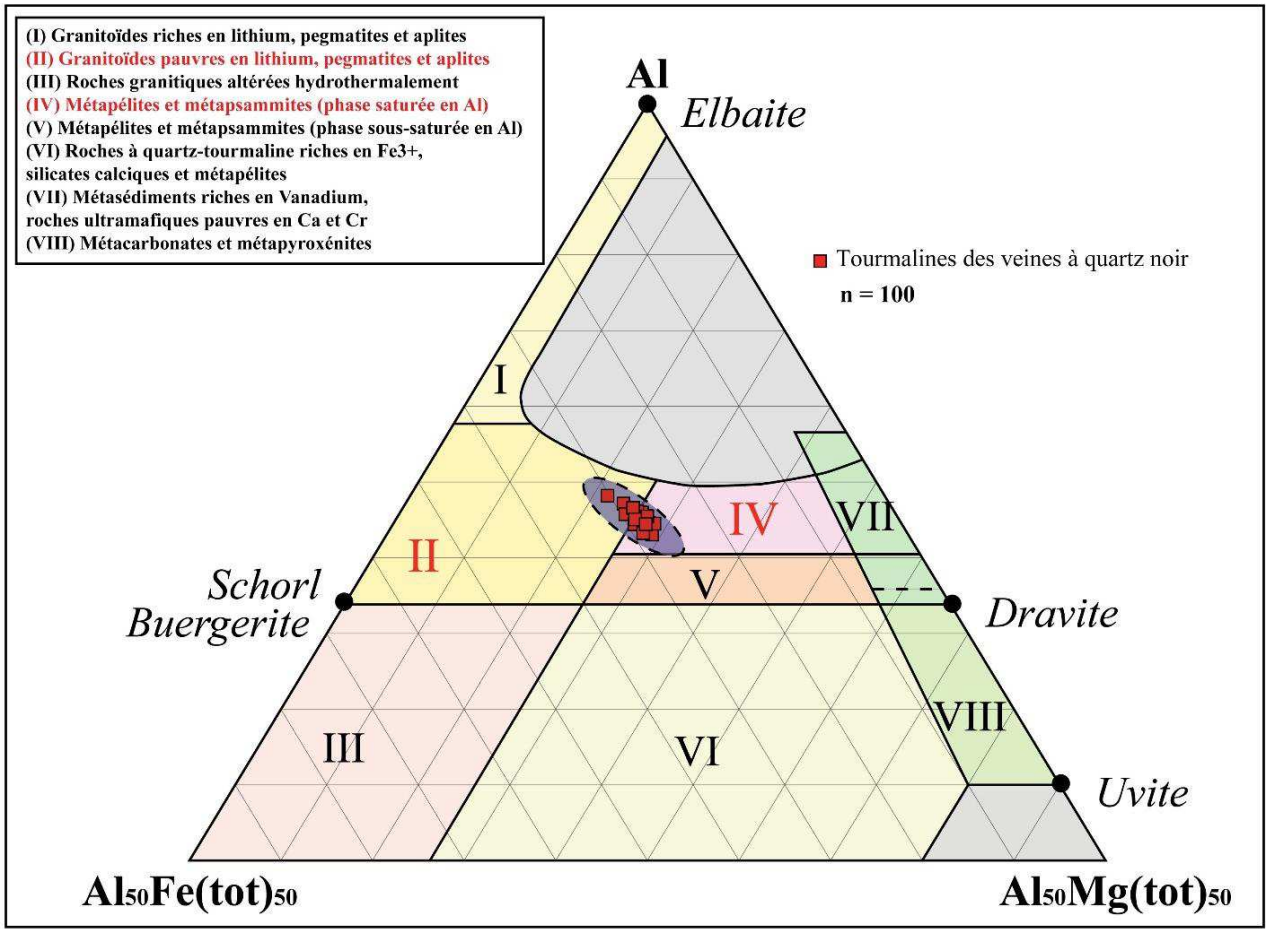


Figure 153 : Diagramme ternaire Al – $Al_{50}Fe(tot)_{50}$ – $AlMg(tot)_{50}$ (Henry & Guidotti, 1985) des tourmalines provenant des veines à quartz noir recoupant la granodiorite de la Fourque. Les résultats correspondent aux domaines (II) des granitoïdes pauvres en lithium, pegmatites ou aplites et (IV) des métapélites et métapsammites (phase saturée en Al).

Micas

Afin d'estimer les conditions de températures et de pression lors de la mise en place de la granodiorite de la Fourque, les analyses à la microsonde de micas noirs et blancs ont été utilisées. Tous proviennent d'échantillons de la granodiorite de la Fourque mais les micas blancs ont été échantillonnés dans les zones cisaillées par les failles E-W, où ils sont néoformés à partir des plagioclases. Les données sur les micas noirs ont été compilées d'après Lecouffe, 1987 (*tableau 7*) et totalisent 14 analyses. Les formules structurales ont été recalculées à 22 oxygènes et montrent que ces micas noirs sont des biotites, 55% phlogopite et 45 % annite ($K_{0,99}$ $Mg_{1,38}Fe_{1,16}Ti_{0,04}$ $Al_{1,10}Si_{2,90}O_{10}$ $(OH)_{1,85}F_{0,27}$).

Dans ces conditions, il est possible d'utiliser le géobaromètre [P (kbar) = 3,03 x (Al^{tot}) - 6,53] développé par Uchida *et al*. (2007) sur les biotites. La gamme de valeurs en Al^{tot} varie de 3,21 à 3,37 et la gamme de résultats obtenus varie de 3,18 à 3,63 kbar (*figure 154*). La moyenne des pressions se situe vers 3,3 kbar, ce qui indique une profondeur de mise en place de la granodiorite de la Fourque entre 10 et 11 km.

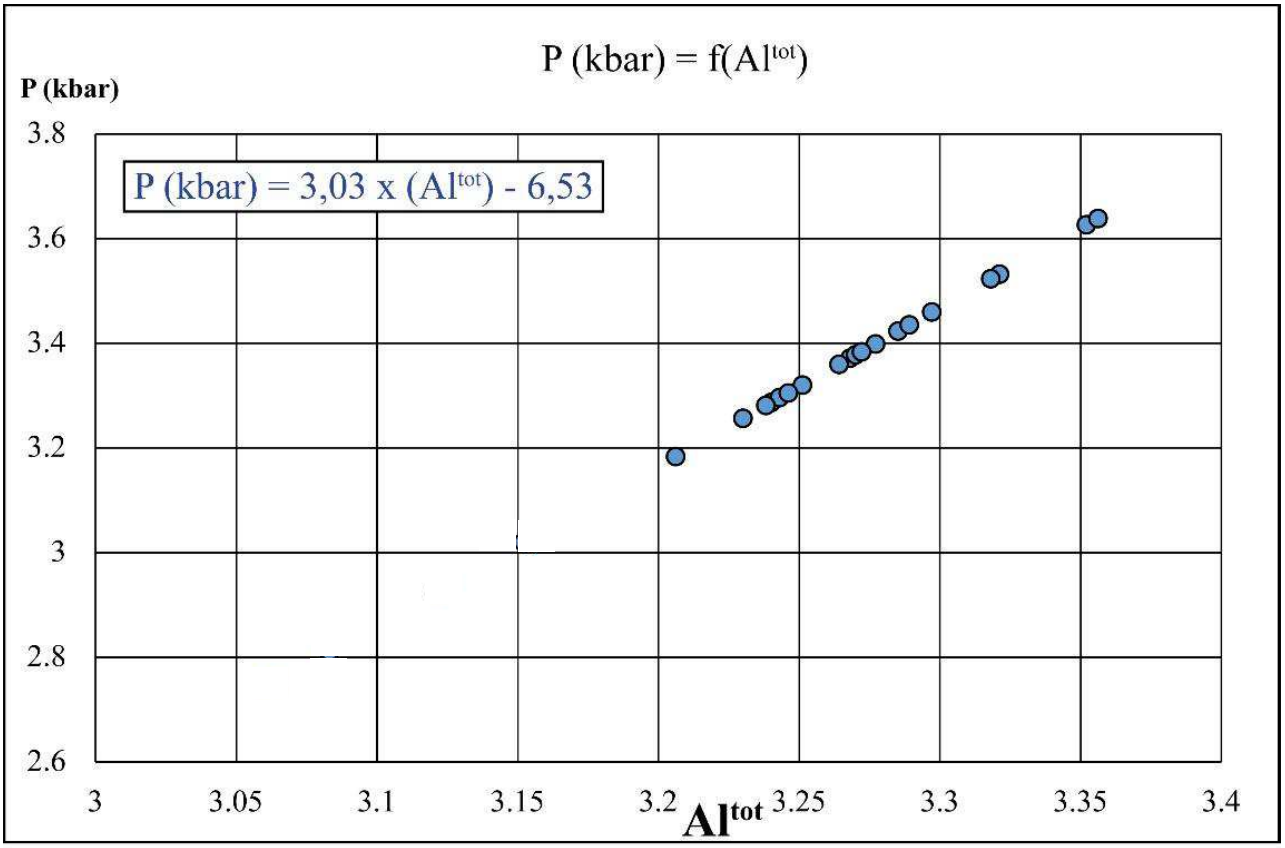


Figure 154 : Diagramme de la pression (en kbar) calculée d'après l'équation de Uchida et al. (2007) en fonction de l'aluminium total (Al^{tot}) dans les biotites de la granodiorite de la Fourque.

Biotites	N° d'analyse	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	Na2O	K2O	F	H2O	Total	Si	Al IV	Ti	Al VI	Fe 2+	Mg	Na	K	F	OH	O	**Al tot**	**P (kbar)**
049-1	1	35,42	1,02	17,59	22,46	8,11	0,09	9,57		3,74	98,37	5,633	2,367	0,12	0,93	2,987	1,923	0,028	1,942		3,976	22,389	**3,297**	**3,45991**
049-1	2	35,78	0,7	17,15	20,99	8,27	0,04	9,99		3,68	96,94	5,784	2,216	0,09	1,052	2,838	1,993	0,013	2,06		3,973	22,539	**3,268**	**3,37204**
049-1	5	35,68	1,29	17,25	22,07	8,27	0,05	9,46		3,73	97,99	5,687	2,313	0,16	0,927	2,942	1,965	0,015	1,923		3,973	22,431	**3,24**	**3,2872**
049-2	6	35,1	0,91	17,55	22,3	8,7	0,02	9,7		3,75	98,22	5,573	2,427	0,11	0,858	2,961	2,059	0,006	1,965		3,976	22,31	**3,285**	**3,42355**
182-1	12	34,75	0,97	16,77	22,39	7,58	0,06	9,44		3,63	95,77	5,701	2,299	0,12	0,944	3,072	1,854	0,019	1,976		3,972	22,439	**3,243**	**3,29629**
182-1	13	34,57	0,86	17,19	21,9	7,72	0,02	9,31		3,63	95,42	5,667	2,333	0,11	0,988	3,002	1,886	0,006	1,947		3,975	22,41	**3,321**	**3,53263**
182-1	14	34,88	0,99	17,2	22,47	7,69		9,28		3,67	96,42	5,66	2,34	0,12	0,949	3,049	1,86		1,921		3,975	22,386	**3,289**	**3,43567**
182-1	15	34,98	0,89	16,9	22,14	7,75	0,06	9,79		3,63	96,47	5,71	2,29	0,11	0,961	3,022	1,886	0,019	2,038		3,953	22,473	**3,251**	**3,32053**
182-1	16	35,41	0,89	16,77	22,14	7,94	0,05	9,69		3,68	96,79	5,742	2,258	0,11	0,948	3,003	1,919	0,016	2,005		3,984	22,464	**3,206**	**3,18418**
182-1	17	34,78	0,51	17,47	22,97	7,92	0,03	9,9	0,11	3,63	97,55	5,606	2,394	0,06	0,924	3,096	1,903	0,009	2,036	0,056	3,911	22,349	**3,318**	**3,52354**
182-1	18	34,98	0,51	17,28	21,48	7,62	0,05	9,66		3,6	95,36	5,757	2,243	0,06	1,109	2,956	1,869	0,016	2,028		3,955	22,518	**3,352**	**3,62656**
182-2	19	34,97	1,02	17,59	22,8	7,36	0,05	9,62		3,66	97,22	5,659	2,341	0,12	1,015	3,086	1,775	0,016	1,986		3,959	22,462	**3,356**	**3,63868**
182-2	20	34,75	0,9	16,81	22,72	7,6	0,06	9,53		3,64	96,23	5,678	2,322	0,11	0,916	3,105	1,851	0,019	1,986		3,975	22,41	**3,238**	**3,28114**
182-2	21	34,18	0,94	16,93	22,62	7,64		9,47	0,55	3,36	95,92	5,614	2,386	0,12	0,891	3,107	1,87		1,984	0,286	3,681	22,361	**3,277**	**3,39931**

Tableau 7 : Table des résultats d'analyse des biotites de la granodiorite de la Fourque et des pressions correspondantes calculées d'après l'équation de Uchida et al. (2007) (données compilées d'après Lecouffe, 1987)

Les micas blancs analysés (4 échantillons) proviennent du quartier Véronique au niveau 1430 (TP492) et de failles satellites du ravin de la Fourque (TP627, TP652a et TP752a). Les temps de comptage ont été de 10 secondes pour le Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Cl et F. Les formules structurales ont été recalculées à 22 oxygènes et montrent que ces micas blancs sont des phengites ($K_{0,94}Na_{0,03}$ $Fe_{0,12}Al_{1,76}Mg_{0,15}$ $Al_{0,80}Si_{3,19}O_{10}$ $(OH)_2$ pauvres en Fluor (0,00 à 0,01 % F ; *tableau 8* et *tableau 9*).

n	46	3	8	23
Echantillon	TP752a	TP492	TP627	TP652a
SiO2	47,44	47,44	47,96	47,70
TiO2	0,34	0,37	0,30	0,33
Al2O3	32,56	31,80	31,96	32,60
FeO	1,95	2,70	1,61	2,17
MnO	0,05	0,02	0,04	0,06
MgO	1,38	1,64	1,60	1,50
CaO	0,01	0,01	0,02	0,00
Na2O	0,23	0,18	0,22	0,24
K2O	10,90	11,22	10,77	10,80
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01
F	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	94,87	95,71	94,52	95,41

Tableau 8 : Résultat des analyses microsonde des micas blancs provenant des zones de cisaillement de direction E-W (faille Véronique et failles satellites) recoupant la granodiorite de la Fourque. N correspond au nombre d'analyses.

	Formule structurale micas blancs (phengites) des failles E-W
TP752a	$\mathbf{K_{0.93}Na_{0.03}(Fe_{0.11}Al_{1.78}Mg_{0.14})(Al_{0.80}Si_{3.18}O_{10})(OH,F)_2}$
TP492	$\mathbf{K_{0.96}Na_{0.02}(Fe_{0.15}Al_{1.71}Mg_{0.16})(Al_{0.80}Si_{3.18}O_{10})(OH,F)_2}$
TP627	$\mathbf{K_{0.92}Na_{0.03}(Fe_{0.09}Al_{1.73}Mg_{0.16})(Al_{0.80}Si_{3.22}O_{10})(OH,F)_2}$
TP652a	$\mathbf{K_{0.92}Na_{0.03}(Fe_{0.12}Al_{1.77}Mg_{0.15})(Al_{0.80}Si_{3.18}O_{10})(OH,F)_2}$

Tableau 9 : Formules structurales recalculées à partir des analyses microsonde des micas blancs provenant des zones de cisaillement de direction E-W (faille Véronique et failles satellites) recoupant la granodiorite de la Fourque.

Les résultats obtenus sur les biotites et les phengites ont été projetés dans le diagramme thermométrique de Monier & Robert (1986) afin d'estimer leurs températures de cristallisation à partir des teneurs en Mg et Fe (*figure 155*). Les biotites montrent des températures supérieures à 800°C alors que les phengites se situent entre 400 et 500°C, des valeurs en accord avec les observations de terrain. Les résultats sur phengites ont été projetés dans le diagramme de Velde, (1965) modifié par Massone & Schreyer, (1987) permettant de déterminer la pression H_2O (en kbar) de la cristallisation des micas blancs. Pour des températures comprises entre 400 et 500°C et un site Si = 3,2, les phengites des zones de cisaillement E-W montrent des pressions H_2O de l'ordre de 3,2 à 5,9 kbar. Si on considère que $P_{H2O} \leq P$, ce résultat est en accord avec celui obtenu sur les biotites de la granodiorite de la Fourque (≈ 3,3 kbar).

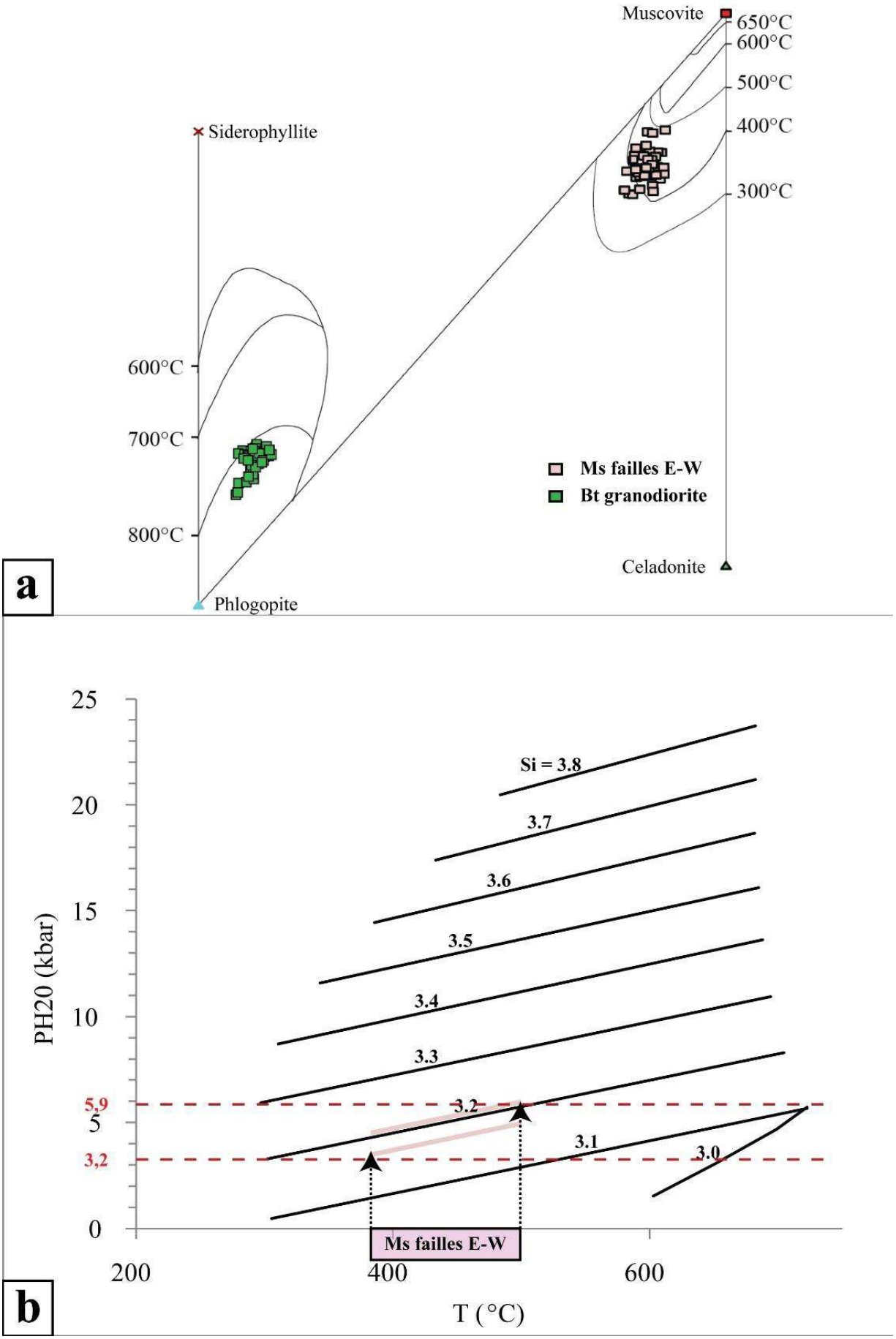


Figure 155 : (a) Diagramme de Monier & Robert. (1986) permettant de déterminer les températures des micas blancs et noirs à partir de leur richesse en Fe et en Mg. (b) Diagramme de Velde, (1965) modifié par Massone & Schreyer, (1987) permettant de déterminer la pression H_2O (en kbar) de la cristallisation des micas blancs.

Amphiboles

La composition des amphiboles permet également d'estimer les conditions de pression de la mise en place d'une intrusion. Deux analyses d'amphibole provenant de la granodiorite de la Fourque ont été réalisées par Soler (1977). Une analyse a été réalisée en bordure et une autre au cœur de l'amphibole (*tableau 10*). Les formules structurales ont été recalculées à 22 oxygènes et montrent que ces amphiboles sont des hornblendes ($[Ca_{1,75},Na_{0,19},K_{0,16}]$ $[Mg_{1,95},Fe^{2+}_{2,26},Fe^{3+}_{0,09},Al_{0,6}]$ $[Si_6\ Al_{0,66},Si_{1,34}\ O_{22}]$ $[OH]_2$).

Dans ces conditions, il est possible d'utiliser plusieurs géobaromètres sur les amphiboles développés par Hammarstorm & Zen, (1986) [P (kbar) = 5,03 x (Al^{tot}) - 3,92] ; Hollister *et al*. (1987) [P (kbar) = 5,64 x (Al^{tot}) - 4,76] ; Johnson & Rutherford, (1987) [P (kbar) = 4,23 x (Al^{tot}) - 3,46] ; Thomas & Ernst, (1990) [P (kbar) = 5,34 x (Al^{tot}) - 6,23] ; Schmidt, (1992) [P (kbar) = 4,76 x (Al^{tot}) - 3,01] et Mutch et al., 2016 [P (kbar) = 0,5 + 0,331 x (Al^{tot}) + 0,995 x (Al^{tot})]. La calibration de Mutch *et al*. (2016) semble être la plus adaptée car elle couvre une plus large gamme de conditions P-T et de roches magmatiques. La gamme de valeurs en Al^{tot} varie de 1,26 pour la bordure à 1,96 pour le cœur de l'hornblende et la gamme de résultats obtenus varie respectivement de 2,50 à 4,97 kbar (*tableau 10*) en utilisant la calibration de Mutch *et al*. (2016). La pression estimée au cœur de l'hornblende vers 4,97 kbar, indique que ces minéraux ont commencé à cristalliser vers 16 - 17 km lors de leur ascension dans la croûte avant d'atteindre la profondeur de mise en place de la granodiorite de la Fourque vers 2,5 ± 0,25 kbar (8 à 10 km).

N° echantillon	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	F	Cl	total
SAI2B cœur	44,16	11,24	0	21,61	7,64	0,36	10,1	1,14	0,84	1,72				100,83
SAI2B bordure	49,51	7,22	0	19,09	8,79	0,31	11,03	0,67	0,84	0,53				100,01
N° echantillon	Si	Al VI	Al IV	Fe3+	Fe2+	Mg	Mn	Ca	Na	K	Ti	total	O	OH
SAI2B cœur	6,54	0,5	1,46	0,87	1,7	1,7	0,05	1,6	0,33	0,16	0,19	15,1	22	2
SAI2B bordure	7,34	0,6	0,66	0,09	2,26	1,95	0,04	1,75	0,19	0,16	0,06	15,1	22	2
N° echantillon	Al tot	**Hammarstorm & Zen 1986**	**Hollister et al., 1987**	**Johnson & Rutherford, 1988**	**Thomas & Ernst 1992**	**Schmidt, 1992**	**Mutch et al., 2016**							
SAI2B cœur	1,96	5,94	6,29	4,83	4,24	6,32	4,97							
SAI2B bordure	1,26	2,42	2,35	1,87	0,50	2,99	2,50							

Tableau 10 : Table des résultats d'analyse des hornblendes de la granodiorite de la Fourque et des pressions correspondantes calculées d'après les équations de Hammarstorm & Zen. (1986) ; Hollister et al. (1987) et Johnson & Rutherford, (1988) ; Thomas & Ernst, (1992) ; Schmidt, (1992) ; Mutch et al. (2016) (données microsonde de Soler, 1977)

Les estimations de pression obtenues à partir des hornblendes corroborent les estimations obtenues à partir des micas et convergent vers une pression d'environ 3,0 ± 0,5 kbar pour la mise en place de la granodiorite de la Fourque à des températures supérieures à 800°C et à une profondeur d'environ 8 à 11 km.

d. Isotopie

i. Géochimie isotopique du soufre

Dans les systèmes minéralisés, un des moyens d'avoir accès à la source des fluides est de mesurer le fractionnement isotopique des éléments stables entrant dans leur composition comme le soufre, le carbone ou l'oxygène (Rye & Ohmoto, 1974 ; Höll et al., 1987 ; Ishihara et al., 1989 ; Coplen & Krouse, 1998 ; Seal, 2006 ; Yang et al., 2010 ; Sharman et al., 2014 ; Tanner et al., 2016). Afin de pouvoir tracer l'origine du soufre dans les différents sulfures de chaque type de minerai (skarn et brèche à sulfures massifs), une série d'analyses isotopiques du soufre a été réalisée par François Fourel au laboratoire LEHNA de l'université Claude Bernard de Lyon. Pour comparaison, les sulfures des indices à W d'Aurenère et de Bassiès ainsi que ceux des indices à Pb/Zn de Saube et Hoque Rabe ont été intégrés à l'étude. Les pyrites de l'encaissant métasédimentaire (schistes siluriens, marbres de Salau, schistes du Mont Rouch) ont également été traitées afin d'évaluer leur éventuel rôle de source.

Les différents sulfures analysés (pyrrhotite, arsénopyrite, chalcopyrite, sphalérite, pyrite) ont été triés manuellement et une quantité d'environ 5g a été broyée au mortier en agate pour obtenir une poudre de granulométrie de 100 à 300 µm. Les 16 échantillons ont ensuite été expédiés au laboratoire LEHNA pour être analysés selon le protocole développé par Fourel *et al.*, (2014).

Les analyses ont été effectuées par spectrométrie de masse (IRMS), en ligne et en mode flux continu avec un analyseur élémentaire (EA). Le spectromètre de masse était de type IsoPime100 et l'analyseur élémentaire de type Pyrocube en mode combustion NCS, commercialisé par la société Elementar. La particularité de l'analyseur élémentaire utilisé est d'utiliser la technique de séparation des gaz à analyser de type « purge and trap » particulièrement adaptée à la mesure des rapports isotopiques du soufre (Fourel *et al.* 2014).

Les 16 échantillons ont été analysés chacun trois fois. Pour la calibration, 3 matériaux de référence de sulfures d'argent fournis par l'IAEA : l'IAEA-S1 ($\delta^{34}S_{CDT}$ = -0.3 ‰), l'IAEA-S2 ($\delta^{34}S_{CDT}$ = +22.7 ‰) et l'IAEA-S3 ($\delta^{34}S_{CDT}$ = -32.3 ‰) ont été utilisés afin d'encadrer au mieux les valeurs des échantillons inconnus. Les valeurs des rapports isotopiques sont exprimées en $\delta^{34}S$ par rapport au standard CDT (*tableau 11*). Les concentrations en soufre ont été calculées à partir des données du TCD de l'analyseur élémentaire.

Certains échantillons ont présenté des concentrations très variées en soufre et ont dû être analysés plusieurs fois. Il s'agit des échantillons TP432, TP203 et TP109. L'échantillon R était relativement pauvre en soufre ce qui explique la déviation standard plus élevée que pour les autres échantillons.

N° echantillon	Description	Provenance	$\delta^{34}S$ ave	SD $\delta^{34}S$	N	%S ave	SD %S
IAEA-S1	Standard		0,0	0,1	7	15,6	0,4
IAEA-S2	Standard		+22,5	0,1	5	16,2	1,1
IAEA-S3	Standard		-32,6	0,2	5	15,5	0,2
SC1	Arsénopyrite massive	Salau	+4,6	0,1	3	22,5	1,8
SC1	Arsénopyrite massive	Salau	+5,1	0,1	3	15,6	1,4
TP053	Pyrrhotite massive	Salau	+1,2	0,1	3	33,3	0,7
TP488	Pyrrhotite massive	Salau	+4,8	0,1	3	17,1	1,2
TP488	Chalcopyrite massive dans filon de quartz	Salau	+5,2	0,1	3	4,1	0,3
TP432	Chalcopyrite massive	Salau	+2,8	0,1	2	29,8	2,3
TP203	Pyrrhotite disséminée dans le skarn à silicates calciques	Salau	+5,0	0,1	2	2,6	0,2
TP236	Veine de pyrite / pyrrhotite	Plabidaous	+7,3	0,1	3	6,1	0,7
TP721a	Arsénopyrite massive	Aurenere	+1,4	0,1	3	21,9	0,4
TP724	Pyrrhotite massive	Aurenere	+1,3	0,2	3	24,4	0,6
BAS01	Pyrrhotite massive	Bassiès	+7,6	0,2	3	33,8	0,8
TP071	Sphalérite dans un stockwerk	Hoque Rabe	+6,4	0,1	3	33,3	0,6
TP170	Sphalérite dans un stockwerk	Saube	+4,2	0,2	3	35,5	0,6
TP444	Pyrite disséminée dans les schistes du Mont Rouch	Mont Rouch	+18,1	0,2	3	2,3	0,2
TP109	Pyrite disséminée dans les marbres de Salau	Marbre Salau	+4,9	0,5	3	0,5	0,3
TP10	Pyrite disséminée dans les schistes noirs siluriens	Couflens	-0,4	0,2	2	2,6	0,1

Tableau 11 : Table des analyses réalisées pour la mesure du $\delta^{34}S$ dans différents sulfures du gisement de Salau, des indices minéralisés voisins et de l'encaissant métasédimentaire.

Les rapports $\delta^{34}S$ obtenus montrent une gamme de valeurs assez large, allant de -0,4 ‰ à + 18,1 ‰. Les pyrites de l'encaissant métasédimentaire présentent la plus large gamme de variations avec des valeurs assez faibles pour les schistes du Silurien (-0,4 ‰) ou les marbres de Salau (+ 4,9 ‰) et des valeurs fortes pour les schistes du Mont Rouch (+ 18,1 ‰). Ces valeurs sont cohérentes avec le domaine des sulfures sédimentaires (*figure 156*). Sur la même figure, les sphalérites de Saube (+ 4,2 ‰) et de Hoque Rabe (+ 6,4 ‰) correspondent au champ du soufre volcanique, ce qui est en accord avec leur origine interprétée comme volcano-sédimentaire.

Dans le gisement de Salau, la pyrrhotite disséminée du skarn à silicates calciques atteint la valeur de + 5,0 ‰ et celle des sulfures massifs de la faille Véronique des valeurs étalées mais proches : l'arsénopyrite (+ 4,6 à + 5,1 ‰), la pyrrhotite (+ 1,2 à + 4,9 ‰) et la chalcopyrite (+ 2,8 à + 5,2 ‰). Ces résultats très similaires montrent que le soufre des sulfures disséminés des skarns à silicates calciques et des sulfures massifs des brèches de la faille Véronique, est très probablement d'origine magmatique, une conclusion que l'on peut étendre aux sulfures massifs d'Aurenère (arsénopyrite + 1,4 ‰ et pyrrhotite + 1,3 ‰). Enfin, la pyrrhotite massive de Bassiès et la pyrrhotite de Plabidaous montrent des valeurs un peu plus élevées (+ 7,6 ‰ et + 7,3 ‰) mais qui correspondent encore au domaine du soufre magmatique, avec probablement une participation de soufre issu d'une source sédimentaire ou métamorphique (Rye & Ohmoto, 1974).

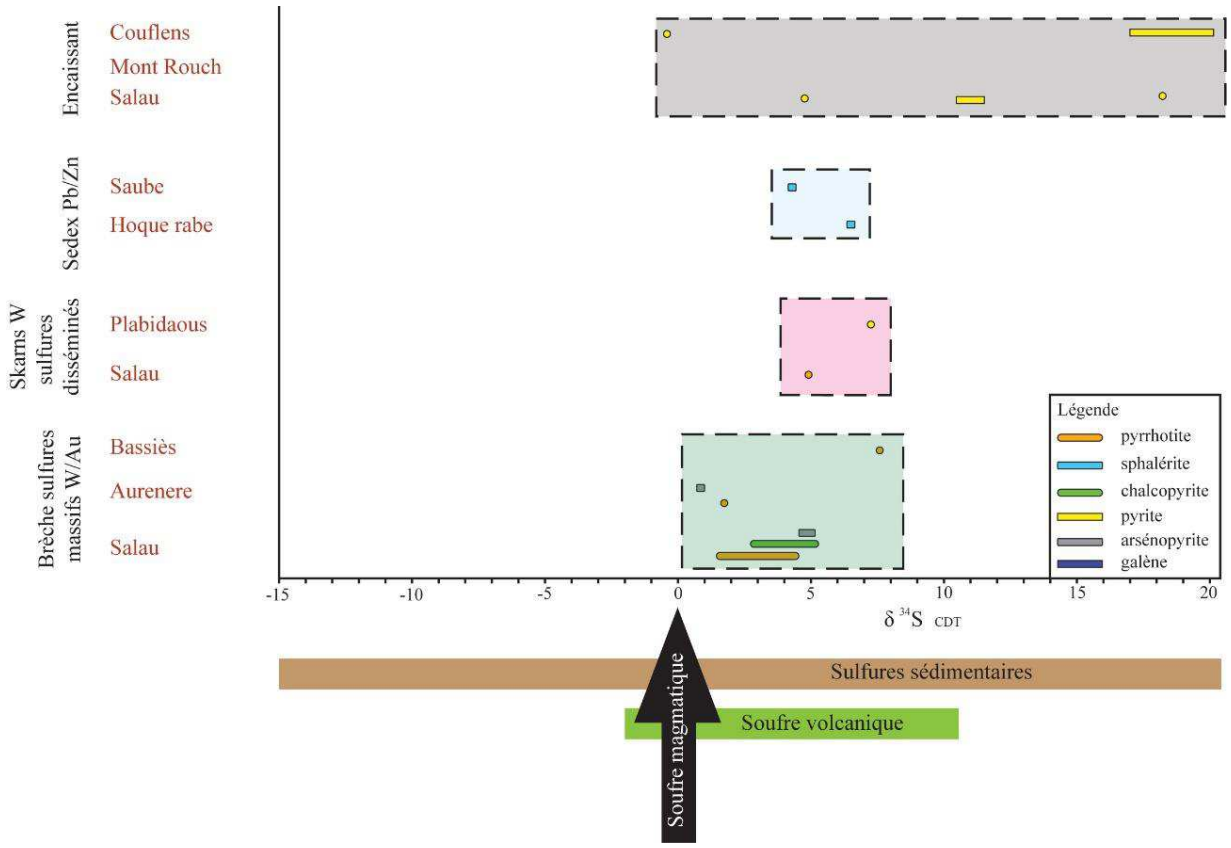


Figure 156 : Projection des mesures de δ34S réalisées pour différents sulfures du gisement de Salau, des indices minéralisés voisins et de l'encaissant métasédimentaire.

Ces valeurs isotopiques du soufre ont été comparées avec une compilation de l'ensemble de celles réalisées sur les sulfures de la zone axiale des Pyrénées (*figure 157*).

On peut notamment observer que les sulfures issus de l'encaissant métasédimentaire (Vall de Ribes, Salau et San Bernat) montrent des $\delta^{34}S$ qui s'étalent sur une large gamme de valeurs (-15 à + 20 ‰) et qui représentent très bien le domaine de variation du soufre sédimentaire.

Des minéralisations à Ag-Zn-Cu dans les schistes noirs du Silurien (Roca de Ponent, Coma Fosca, San Miquel (Pura *et al*., 2002) présentent également des valeurs en $\delta^{34}S$ de soufre d'origine sédimentaire (-15 ‰ à - 5 ‰), alors que la plupart des SEDEX à plomb-zinc de la zone axiale (Liat, Solitaria, Font dels Lladres, Victoria, Reparadora, Preciosa Pepita, Saube, Hoque Rabe, Yenefrito, Tebarray), à quelques exceptions près (Margalida +10 à +12 ‰, Preciosa Pepita +16 ‰ ; Cardellach et al., 1996), montrent des valeurs comprises entre -3 ‰ et + 10 ‰ en accord avec le domaine du soufre volcanique.

Les pyrrhotites et les pyrites des skarns stériles de Quérigut, Lacourt, Counozouls et Puyvalador (Toulhoat, 1982 ; Guy, 1988) présentent des valeurs très faibles pour ce type de roches (-13 ‰ à + 2 ‰). Le soufre de ces derniers peut résulter d'un mélange entre soufre magmatique et soufre sédimentaire.

Les veines aurifères à quartz – arsénopyrite d'Andorre et de Vall de Ribes présentent des valeurs comprises entre + 5 ‰ et +15 ‰. Leur signature montre une possible influence métamorphique. Certains auteurs les ont en effet plutôt décrites comme des zones de cisaillement rétrogrades (Ayora *et al*., 1992, 1995).

Enfin, les sulfures des skarns et des brèches à sulfures massifs d'Andorre, Aurenere, Sarraera, Escunyau, Arties, Bassiès, Salau, Roc Jalère, Balbonne, Boutadiol et Costabonne (Guy, 1979 ; Soler, 1990 ; Soler *et al*., 1991 ; Cardellach *et al*., 1992) présentent des valeurs relativement restreintes, comprises entre -2 ‰ et +8 ‰. Ces valeurs très similaires convergent pour attribuer une origine magmatique au soufre de ces indices et gisements. Certaines valeurs plus élevées (+10 ‰) ont cependant également été attribuées au métamorphisme.

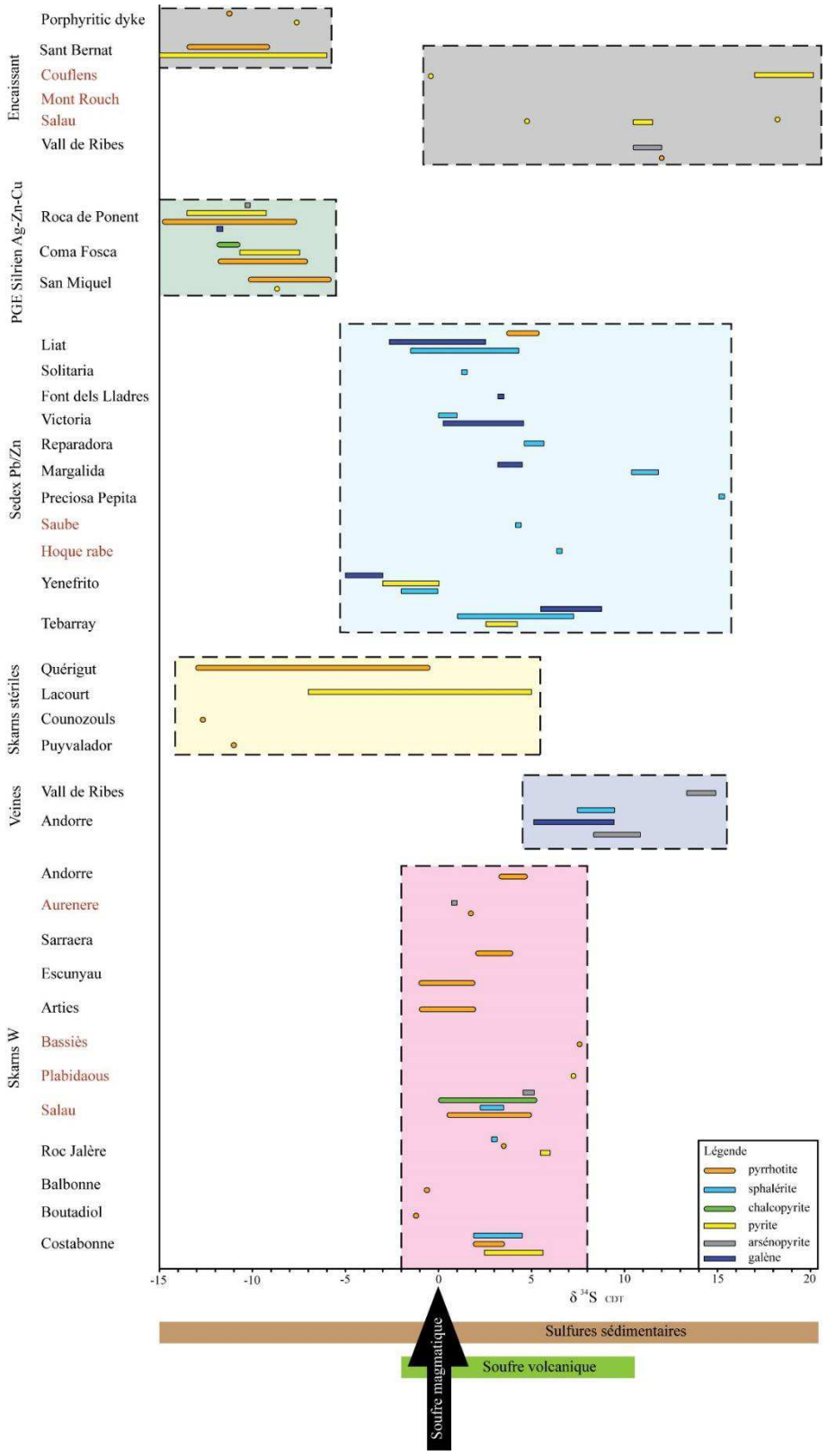


Figure 157 : Compilation de mesures de δ34SCDT pour les sulfures de différents skarns à travers la zone axiale des Pyrénées (données de Guy, 1979 ; Soler, 1990 ; Soler et al., 1991 ; Cardellach et al., 1992)

ii. Géochimie isotopique du plomb

Une compilation des données de géochimie isotopique du plomb dans les Pyrénées a été réalisée afin de tenter d'approcher la source du plomb des différents types de gisements. Les analyses ont porté sur des galènes de différentes minéralisations (Marcoux, 1987 ; Romer & Soler, 1995 ; Cardellach *et al*., 1996 ; García-Sansegundo *et al*., 2014 ; Subias *et al*., 2015 ; Munoz *et al*., 2015) et sur les feldspaths des granitoïdes tardi-varisques (Vitrac-Michard *et al*., 1981).

Le diagramme Pb/Pb (*figure 158*) montre que le champ des granitoïdes tardi-varisques possède un rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ compris entre 18,35 et 18,65 alors que celui des minéralisations volcanosédimentaires (Carboire, Saube, Hoque Rabe, Bentaillou, Arrens, Aulus) à Pb/Zn (SEDEX) est moins radiogénique, compris entre 18,00 et 18,15. Les galènes du gisement de Salau analysées par Marcoux *et al*. (1991) ont un rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ peu radiogénique de 17,99 qui tombe dans le champ des SEDEX, un résultat qui semble montrer que le plomb aurait été emprunté à l'encaissant. Des analyses supplémentaires auraient été nécessaires pour vérifier ce résultat.

La plupart des skarns à tungstène (Costabonne, Panticosa, Andorre) sont intégrés au champ des granitoïdes tardi-varisques. Les filons à arsénopyrite et or d'Andorre et de Vall de Ribes se rattachent également au champ des granitoïdes.

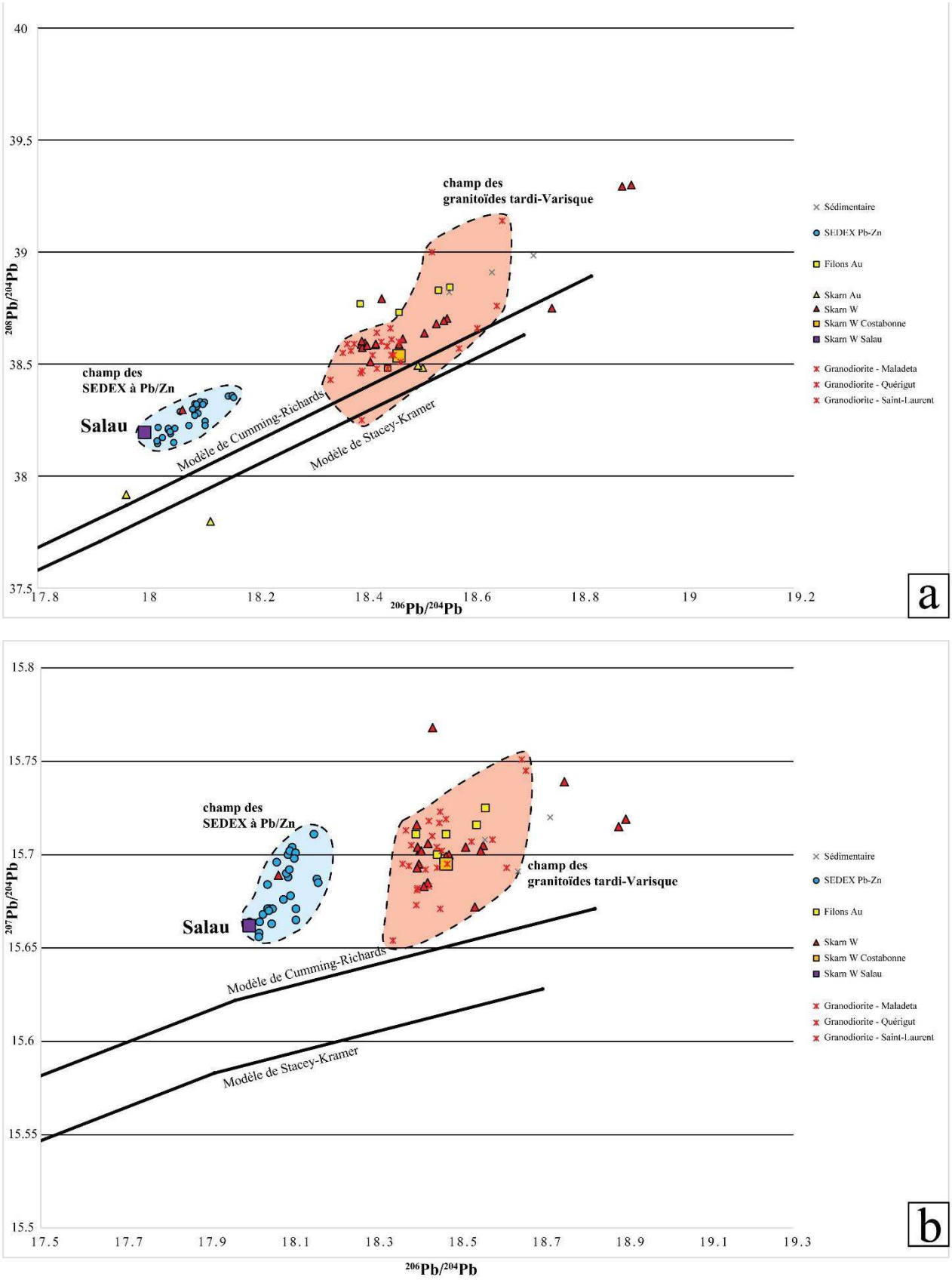


Figure 158 : Diagrammes Pb/Pb du rapport $^{208}Pb/^{204}Pb$ (a) et $^{207}Pb/^{204}Pb$ (b) en fonction du $^{206}Pb/^{204}Pb$ pour différents gisements et granitoïdes des Pyrénées. Les données des gisements proviennent de galènes (Marcoux et al., 1991 ; Romer & Soler, 1995 ; Cardellach et al., 1996 ; García-Sansegundo et al., 2014 ; Subias et al., 2015 ; Munoz et al., 2015) et celles des granitoïdes proviennent de feldspath potassiques ou plagioclases (Vitrac-Michard et al., 1981).

Chapitre VI

LE CARACTERE POLYPHASE DU GISEMENT TARDI-VARISQUE DE SALAU (PYRENEES, FRANCE)

MISE EN EVIDENCE PAR ANALYSES DE TERRES RARES ET U/PB EN LA-ICP-MS

VI. Le caractere polyphasé du gisement tardi-varisque de salau (Pyrénées, France), mise en évidence par analyses de terres rares et par datations U/Pb en LA-ICP-MS

Situé dans la zone axiale des Pyrénées françaises, le gisement de Salau fut le plus important gisement de tungstène exploité en France, avec une production totale de 13.950 t WO_3 entre 1970 et 1986. La minéralisation, étroitement associée à une intrusion de granodiorite, peut être classifiée en deux types principaux. Le premier correspond à un skarn à grossulaire et hédenbergite associé à de rares scheelites fines, clairement liée aux interactions métasomatiques au contact entre l'intrusion et les roches carbonatées. Le deuxième type, représenté par la scheelite grossière abondante, de l'apatite, des sulfures massifs (arsénopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite), du bismuth natif et de l'électrum, est présent sous forme de brèche qui recoupe le minerai de type skarn et la granodiorite. Elle semble localisée le long des principales zones de cisaillement ductiles-fragiles qui traversent l'intrusion. Les spectres de terres rares réalisés par LA-ICP-MS sur les deux générations différentes de scheelite et d'apatite montrent des différences évidentes. La scheelite fine qui présente une forte anomalie négative en Europium par rapport à la scheelite grossière et aux grains d'apatite associés, suggèrent que les deux types de minerais dérivent de deux fluides différents. La datation U/Pb par LA-ICP-MS a été effectuée sur des zircons, des apatites et des scheelites provenant de chacun des deux types de minerai. Les résultats sur le zircon magmatique montrent que la mise en place de la granodiorite, associée au skarn à scheelite fine, s'est produite à 295 ± 2 Ma. Les grains magmatiques d'apatite provenant de la granodiorite donnent le même âge dans l'erreur à 297,3 ± 7,1 Ma. Inversement, les grains d'apatite hydrothermale provenant des sulfures massifs ont donné un âge plus jeune de 289,1 ± 1,9 Ma et la scheelite grossière a donné un âge comparable de 284 ± 11 Ma. Par conséquent, les deux types de minerai semblent être séparés par un minimum d'environ 2 Ma et un maximum d'environ 9 Ma. Ces analyses ainsi que les observations réalisées sur le terrain montrent que le minerai tardif à sulfures massifs, scheelite grossière abondante et électrum pourrait être lié à la mise en place d'une intrusion sous-jacente plus évoluée. Cette interprétation est appuyée par une modélisation numérique qui montre que le temps de refroidissement d'une intrusion dans la croûte supérieure est un processus court, moins de 40 000 ans pour le stock de granodiorite de Salau, mis en place à 3,3 kbar. A l'échelle de la zone axiale des Pyrénées, le gisement de Salau semble refléter à travers ses deux types distincts de minéralisations à skarns et sulfures massifs, la transition depuis la fusion crustale vers la localisation de la déformation, lors du refroidissement progressif de la croûte. Dans le cas de Salau, les deux types de minerais sont liés à différentes intrusions granitiques, depuis des diorites vers des aplites, qui pourraient résulter de la différenciation progressive d'une même source magmatique en profondeur, au cours de l'évolution tardi-orogénique de la chaine varisque.

The multi-stage story of a late-Variscan W/Au deposit (Salau, French Pyrenees): Insights from REE and U/Pb LA-ICP-MS analyses

THOMAS POITRENAUD[1], MARC POUJOL[2], ROMAIN AUGIER[1], ERIC MARCOUX[1]

[1] Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 7327 – CNRS / Université d'Orléans, 1A rue de la Férollerie 45071 Orléans Cedex 2, France

[2] Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, OSUR, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

Submitted to Mineralium Deposita (10th March 2018)

Highlights :

- *2 generations of scheelite with distinct REE spectra coexist in the Salau deposit;*
- *The age of the fine-grained scheelite skarn is ca. 295 Ma;*
- *Age of coarse-grained scheelite, massive sulfides and electrum ore is ca. 289 Ma;*
- *Intrusion cooling time in the upper crust is a short process (< 100,000 yrs.);*
- *The genesis of two ore types reflects the regional late-orogenic evolution;*

Abstract

Located in the axial zone of the French Pyrenees, the Salau deposit was the most important tungsten deposit ever mined in France with a total production of 13,950 t WO3 between 1970 and 1986. The mineralization, closely associated with a granodiorite intrusion, can be classified in two ore types. The first one corresponds to a fine-grained scheelite skarn related to contact metamorphic interactions between the intrusion and the carbonate rocks. The second type, represented by massive sulfides accompanied by coarse-grained scheelite, apatite and electrum is localized within the skarn ore but also found within the granodiorite stock, along major ductile-fragile shear zones. LA-ICP-MS REE spectra performed on the two different scheelite and apatite generations show obvious differences suggesting that the two ore types derived from two different fluids. LA-ICP-MS U/Pb dating was performed on zircon, apatite and scheelite from each of the two ore types. Results on magmatic zircon and apatite grains show that the emplacement and the cooling of the granodiorite, associated with the fine-grained scheelite skarn, occurred at 295 ± 2 Ma. Conversely, hydrothermal apatite grains from massive sulfides yielded a younger age of 289.1 ± 1.9 Ma while the coarse-grained scheelite yield a consistent yet less precise age of 284 ± 11 Ma. These analyses together with field evidence show that the late massive sulfide ore associated with abundant coarse-grained scheelite and electrum could be related to the emplacement of an underlying more evolved intrusion, accompanied during its ascent by the development of steeply dipping reverse-dextral shear-zones.

Keywords: Salau deposit, Polyphased ore-deposit, REE analyses, Scheelite U/Pb dating.

a. Introduction

Ore genesis in mineral deposits is often the result of a complex combination of geological processes that favored economic metal enrichment. Identification of these processes remain extremely challenging and is traditionally mainly investigated by field observations, detailed petrography and geochemical analyses of different kinds (e.g. fluid inclusions, trace elements, stable isotopes...).

Among the geochemical tools, development of LA-ICP-MS *in situ* analyses allows to provide either the age of U-Th bearing phases associated with mineralization or their geochemical signatures. Direct dating of ore-forming minerals represents the ideal situation to determine the age of mineralization as well as the age of potential late metal redistribution. Due to recent developments of U/Pb dating on unconventional minerals, geochronology is now capable to provide significant age accuracy to discriminate successive events (ore deposition and/or subsequent alteration) recorded during ore deposit formation. A wide range of minerals and isotopic systems are now successfully used for direct dating of ore deposits including Rb/Sr for sphalerite (Nakai *et al*., 1993; Christensen *et al*., 1995); Re/Os for sulfide minerals (Stein *et al*., 1998, 2000; Morelli *et al*., 2005); K/Ar and Ar/Ar for Mn-oxides (Vasconcelos *et al*., 1992; Ruffet *et al*., 1996; Spier *et al*., 2006),

illite (Bechtel *et al*., 1996; Clauer *et al*., 2015; Bozkaya *et al*., 2016), adularia (Lang *et al*., 1994; Sanematsu *et al*., 2006; Oze *et al*., 2017), lepidolite (Smith *et al*., 2005); or Sm/Nd for fluorite (Chesley *et al*., 1991, 1994) and scheelite (Bell *et al*., 1989; Anglin *et al*., 1996; Eichhorn *et al*., 1999). The U-Th/Pb system provides itself largest opportunities in dating uraninite (Ludwig *et al*., 1987; Bowles, 1990; Fayek *et al*., 2002, Ballouard et al., 2017), heterogenite (Decrée *et al*., 2010, 2014), apatite (Pochon *et al*, 2016), columbite-tantalite (Romer & Wright, 1992; Romer & Lehmann, 1995; Smith *et al*., 2004; Che *et al*., 2015; Melleton & Gloaguen, 2015), wolframite (Frei *et al*., 1998; Romer & Lüders, 2006; Harlaux *et al*., 2018), cassiterite (Gulson & Jones, 1992; Yuan *et al*., 2008) and very recently scheelite (Wintzer *et al*., 2016). These new advances allow to better constraints the fluid origin and the mineralization genesis.

The axial zone of the Pyrenees corresponds to Paleozoic rocks characterized by a complex late-Variscan evolution (Denèle *et al*., 2014; Cochelin *et al*., 2018). This area is known to host, among other types, several significant tungsten and gold occurrences (Derré, 1973; Guy, 1988). Among them, the Salau ore deposit was the most important French tungsten mine with a production of 13,950 t WO_3 between 1970 and 1986 and exceptional average grades of 1.5 % WO_3. This mined deposit is located at the contact between the la Fourque granodioritic intrusion and metacarbonate host-rocks. The ore, traditionally considered as a scheelite skarn, has a complex mineralogy and morphology, affected by a late "hydrothermal alteration" (Fonteilles *et al*, 1989). Other similar skarn occurrences exist in the vicinity of Salau, such as the Aurenere showing, 5 km westward in Spain (*figure 159*).

In addition to scheelite, the Salau ore deposit is also known to contain gold in economic content (1 - 10 ppm) identified since the beginning of the exploration in 1963 (Guiraudie *et al*., 1963) although it was the topic of preliminary studies only in 1986 (Fonteilles *et al*, 1989) as the mining works stopped. However, the ore deposition processes and the place of the gold in the paragenesis remain unclear. Some authors considered that sulfides, related to the late "hydrothermal alteration" are the result of the retrograde stage of the scheelite skarn formation (Fonteilles *et al*, 1988). Other studies interpreted these sulfides as the expression of a shear-zone mineralization without direct link with the La Fourque intrusion (Ledru & Autran, 1987). Besides, metal deposition has never been properly dated and is so far still interpreted as late-Variscan deposit in a broad sense by analogy with laterally similar known age intrusions (Derré, 1973). This appears as a severe limitation particularly because of the probable polyphaser character of the deposit.

The aim of this paper is to constrain the timing and the origin of this high-grade W/Au mineralization during the late-orogenic evolution of the Axial Zone. Salau and Aurenere ore deposits were studied with diverse field and analytical tools in order to characterize these deposits emplaced at different locations but during the same orogenic events. Field work, petrography, SEM imagery, whole-rock and mineral geochemistry (apatite, scheelite) were performed and compiled to characterize the studied material. In addition, in order to propose a chronological framework for these deposits, LA-ICP-MS U/Pb *in situ* datings on zircon, apatite and scheelite were performed.

In this paper we discuss the nature as well as the place of the auriferous paragenesis in the deposit and its relationships with the ore; the ages of formation of the scheelite skarn and the late "hydrothermal alteration" in the Salau deposit; the source of the fluids responsible for the gold mineralization deposition; the event(s) related to the W/Au ore formation and their regional metallogenic implications.

b. Geological background

i. Regional geological context

The Pyrenees correspond to an east-west trending Alpine orogenic segment located between France and Spain. The Axial Zone of the Pyrenees is a piece of the southern external zones of the Variscan belt, which have structured the whole Western Europe at the end of the Paleozoic times, mostly during the Pennsylvanian (Matte 1986, 1991). Ediacarian to Paleozoic metasedimentary and plutonic rocks related to the Variscan orogeny are exhumed in its core and crop out in both the Axial zone and the North Pyrenean massifs, separated by a major Alpine discontinuity represented by the North Pyrenean fault (*figure 159*). In this Variscan segment, a strong structural contrast exists between the middle crust with flat-lying foliations and the upper crust with steeply dipping schistosity (Carreras & Capellà, 1994; Denèle *et al*., 2009a; Cochelin, 2016). The middle crust consists of a medium to high-grade, mainly Ediacaran–Early Cambrian volcanosedimentary series (Padel *et al*., 2017) intruded by Ordovician kilometer-scale granite laccoliths (Cocherie *et al*., 2005; Denèle *et al*., 2009b). The upper crust corresponds to low-grade Cambrian–Carboniferous pre- to synorogenic sedimentary sequences, intruded by late Carboniferous calc-alkaline plutons (Denèle *et al*., 2014).

Four major successive deformation events have been observed on the whole Axial Zone of the Pyrenees during the Variscan orogeny (Denèle *et al*., 2009a; Laumonier *et al*., 2010; Denèle *et al*., 2014; Cochelin, 2016). The first stage is an early stage of crustal thickening during N–S to NE–SW compressive tectonics responsible for fold–thrust belt development in the upper crust (323 – 310 Ma). Shortening was possibly associated with a low- to medium grade Barrovian metamorphism in the middle crust. The second stage is localized in the middle crust (high temperature foliation and lineation) (310 – 305 Ma). This is a crustal-scale stage of syn-convergence and horizontal lateral flow of the middle crust contemporaneous with the HT/LP metamorphic peak and migmatization. This syn-convergence is followed by crustal-scale folding led to the formation of multiscale E–W trending tight upright to south-vergent folds in the upper crust and kilometer-scale more open folds in the middle crust (305 – 300 Ma). Open folding of more competent Ordovician laccoliths led to the formation of the gneiss domes. Emplacement of large calc-alkaline plutons in the upper crust is coeval with, or later than the formation of the gneiss domes. Available age data shows that most granitoid bodies emplaced during the period 315–295 Ma (Denèle *et al.,* 2014). Finally, the third stage corresponds to localization of deformation in reverse-dextral shear bands during cooling of the Variscan crust (300 – 290 Ma) as for instance the Merens shear zone (Denèle *et al.,* 2008).

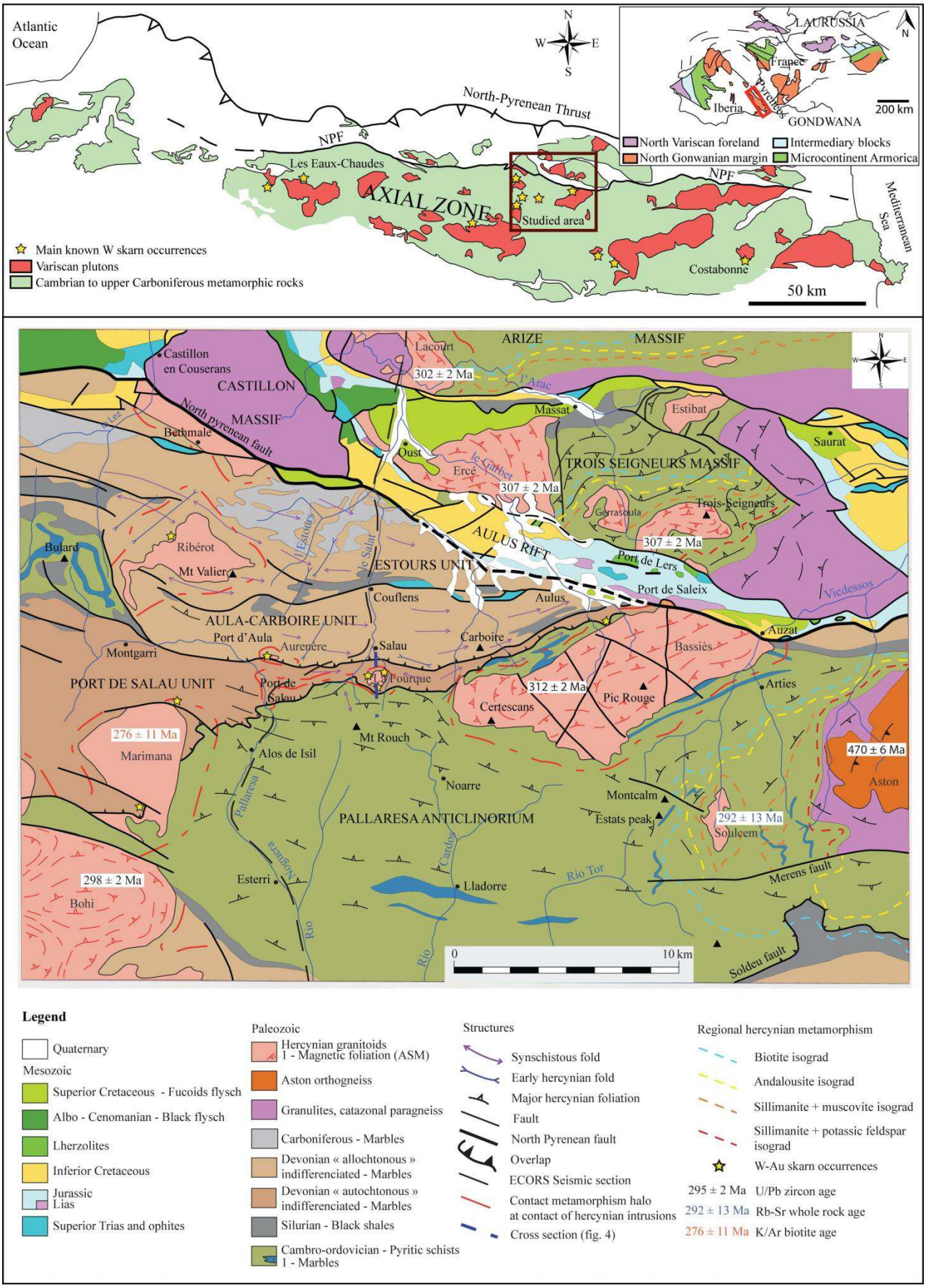


Figure 159 : Simplified general map of Paleozoic domain in the Pyrenees (south of France) modified from Denèle et al. (2011). Regional structural scheme of the Salau area modified from Colchen et al. (1997).

As the latest stages of this orogeny are marked by a strong heat anomaly at the bottom of the upper crust between ca. 305 to 285 Ma (Aguilar *et al*., 2013), the emplacement of calc-alkaline and more evolved granitoids within these series is responsible for contact metamorphism, sometimes accompanied, in favorable cases by scheelite-bearing skarns formation (Fonteilles *et al*, 1989). At the scale of the Pyrenees, several scheelite occurrences located in Devonian carbonate formations are found, for example in Salau, Aurenere, Costabonne or les Tourettes (*figure 159*). There, carbonate formations were skarnified by hot fluids linked to the emplacement of calc-alkaline intrusions, often granodioritic in nature.

ii. Local geological context

Stratigraphy of the wallrocks

At the scale of the Salau/Aurenere district, the Paleozoic stratigraphic succession correspond to a large-scale monocline cropping out in the stratigraphic order from the South to the North (Charuau & Derré, 1976) and Derré *et al*., (1980; *figure 159*). Are recognized from bottom to top:

Pelitic and psammitic Mont Rouch formation (lower to medium Ordovician) that reaches up to 2 km of thickness represents the oldest known formations in the area. It corresponds to an intensely foliated flysch complex with rare intercalations of limestones. At their top, the Silurian is represented by a typical formation of black, soft, graphitic and pyritic shales. This formation constituted a remarkable thrusting level underneath the more competent Devonian units. To the north, the Salau formation ("autochtonous" Devonian unit) comprises various carbonate and pelitic intercalations from bottom to top. At the base, the lower graphitic limestones (Upper Silurian - Lochkovian) are a white to beige limestone rich in black entroques which may contain phosphate clasts and sulfides. This unit is called lower graphitic marbles in the contact metamorphism halo. Then, the "Barrégiennes" (Upper Silurian - Lochkovian) represents a silt-carbonate alternation of centimetric to decimetric beds of dark shale pelites and blue limestones. This unit is called calcic hornfels when it is metamorphosed. At the top of the Salau unit, the Upper limestones (Praguian – lower Emsian) correspond to massive grey-blue limestones, with locally abundant entroques. This unit is called upper marbles when it is affected by contact metamorphism. The top of the Salau unit consists of bluish shales (Upper Emsian - Eifelian) with intercalations of crinoid limestone. To the north, the "allochtonous Devonian unit" is composed of black limestones alternating with grey to black carbonate shale levels. This formation overlaps the bluish shales along a fault highlighted by shreds of Silurian black shales. It contains several zinc-rich stratiform clusters and veins rich in germanium hosted in its banded limestones (Carboire, Saube, Hoque-Rabe, Bonabe ...).

Intrusions

La Fourque granodiorite crops out between the Salat valley to the west and the Cougnets valley to the east (*figure 159*). Its shape is almost equidimensional (1.2 km in E-W by 1 km in N-S). The morphology of the intrusive stock, established in an antiform, seems to be controlled by the pre-intrusion structures of the carbonate host-rock (Derré *et al*., 1980). No significant host-rock assimilation was demonstrated due to the chemical incompatibility between limestone and the granodioritic magma.

This intrusion was never dated and is supposed to be late-Variscan in age (Derré, 1973). For Kaelin (1982) and Soler (1977), the granodiorite postdates the main foliation stage D2 (Denèle *et al*., 2014). These authors point out that the granodiorite does not exhibit schistosity and that the laminated areas or mylonites observed are related to a more recent ductile-brittle or brittle deformation (Fonteilles *et al*., 1988).
Three main types of intrusive rocks can be distinguished in the vicinity of the La Fourque intrusion: the apical border facies of the La Fourque granodiorite itself, a porphyroid facies in the heart of the massif and micrograined dykes or sills.

The studies of Toulhoat (1982) and Guy (1988), revealed their differences in term of chemical compositions (*figure 160*). The border facies is a relatively dark, fine grained granodiorite with an equigranular texture (0.5 - 1 mm) forming an outer border 100 to 250 m wide. It becomes thinner at depth before to disappear. This "apical granodiorite" is composed of interstitial xenomorphic crystalline quartz, zeolite plagioclase feldspar (An 20-60), rare microcline, abundant biotite and accessory minerals such as zircon and apatite. This facies does not form a continuous band around the intrusion. The porphyroid facies which occupies the heart of the massif is a diorite - monzogranite, richer in potassium feldspar (20%). It is porphyritic, except in its top part, with microcline phenocrysts up to 1 cm in length. The distribution of the chemical analyses in the diagrams shows that the two petrographic types belong to two distinct lines (Raimbault & Kaelin, 1987). The chemical composition of the apical facies corresponds to that of the granodiorite. This facies has a low K_2O content (2.6 %) compared to other granitoids in the upper Pyrenean massifs. The chemical composition of the porphyroid facies belongs to that of the diorite - monzogranite. This latter has a more common K_20 content of 4.6% (for the Pyrenean massifs). For analytical purposes, samples TP608 and TP610 were collected in the porphyroid facies while TP754 and TP130 were sampled in the border apical facies. The redox state of the diorite inclusions and the microgranite dykes is rather oxidized while that of the La Fourque and Bassiès granodiorites is reduced (*figure 161* ; Blevin, 2004; Harlaux *et al*., 2018). This result is confirmed by the observation of ilmenite in the granodiorites paragenesis.

In the host-rocks, different types of magmatic micrograined sills and dykes can be observed. Microdiorite veins, grey in appearance and micrograined. They were emplaced prior to the apical granodiorite because they are interrupted at its contact. This is confirmed by the fact that the apical granodiorite sometimes contains dark microdiorite enclaves (gallery R1 of the 1230 mine level). Aplite dykes intersecting both the La Fourque intrusive rocks and the marbles. Often epidotized and abundant on the southern side of the La Fourque granodiorite.

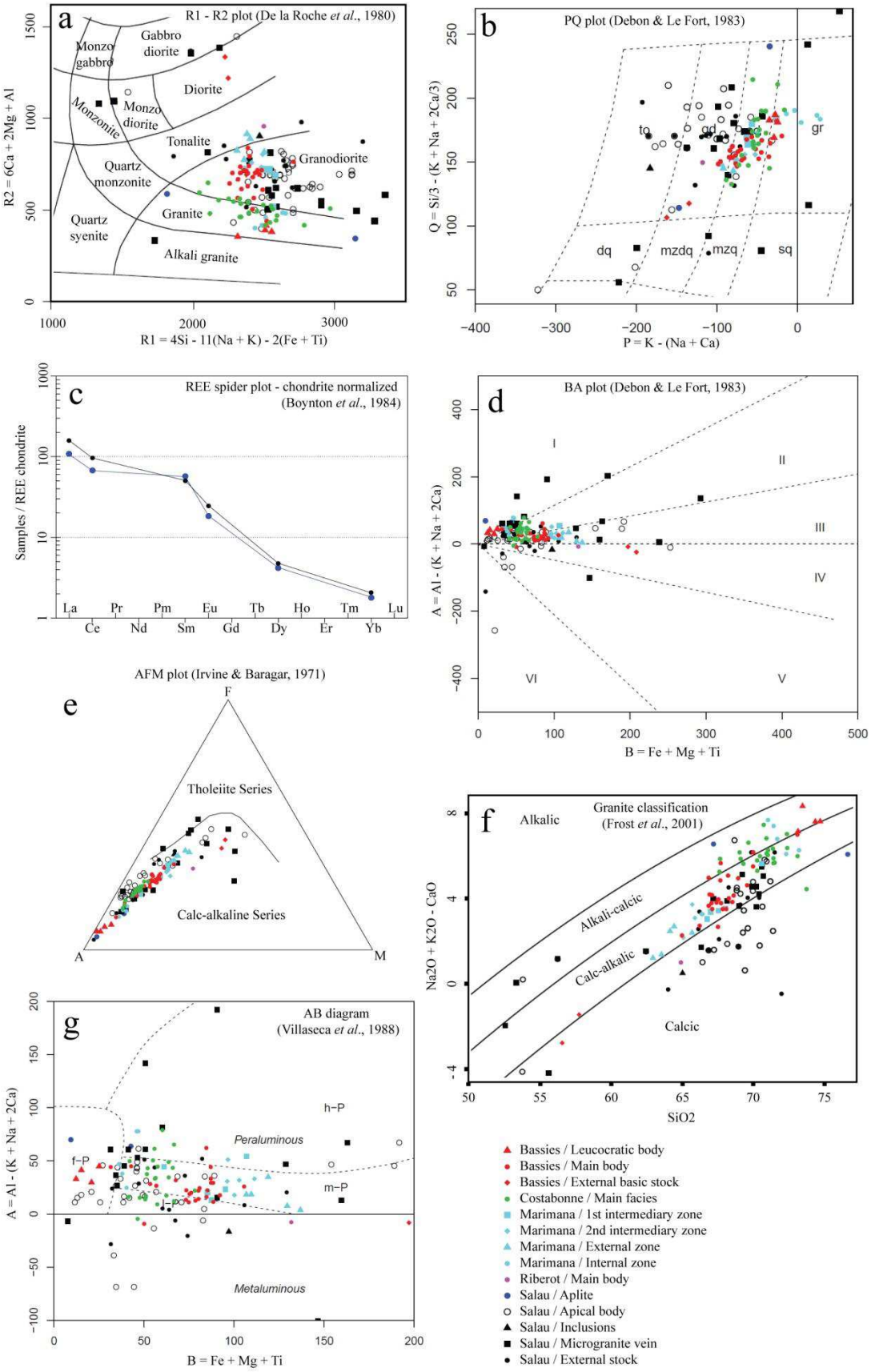


Figure 160 : Geochemical diagrams for some representative intrusions of the studied area: (a) R1-R2 classification plot (De la Roche et al., 1980); (b) PQ classification plot (Debon & Le Fort, 1983); (c) REE spider plot – chondrite normalized (Boynton, 1984); (d) BA classification plot (Debon & Le Fort, 1983); (e) AFM classification plot (Irvine & Baragar, 1971); (f) Granite classification (Frost et al., 2001); (g) B-A classification plot (modified by Villaseca et al., 1988).

Other granodioritic bodies intrusive into Devonian marbles are known in the vicinity of the Salau deposit. In Spain, 5 km to the west of the Salau ore deposit, the Aurenere occurrence is located at the contact between a small granodioritic stock intrusive in marbles. This pluton is a small apex (only ca. 100 m²) cropping out along a south directed stream on the Spanish side, 5 km to the west of Salau (*figure 159*). Its bulk chemical composition is quite similar to that of La Fourque (*figure 160*), but, due to the very low erosion level, only the apical border facies is identified on the field. Its contact with the marbles is skarnified and correspond to the Aurenere skarn occurrence where two samples (TP 709 and TP 728) were collected.

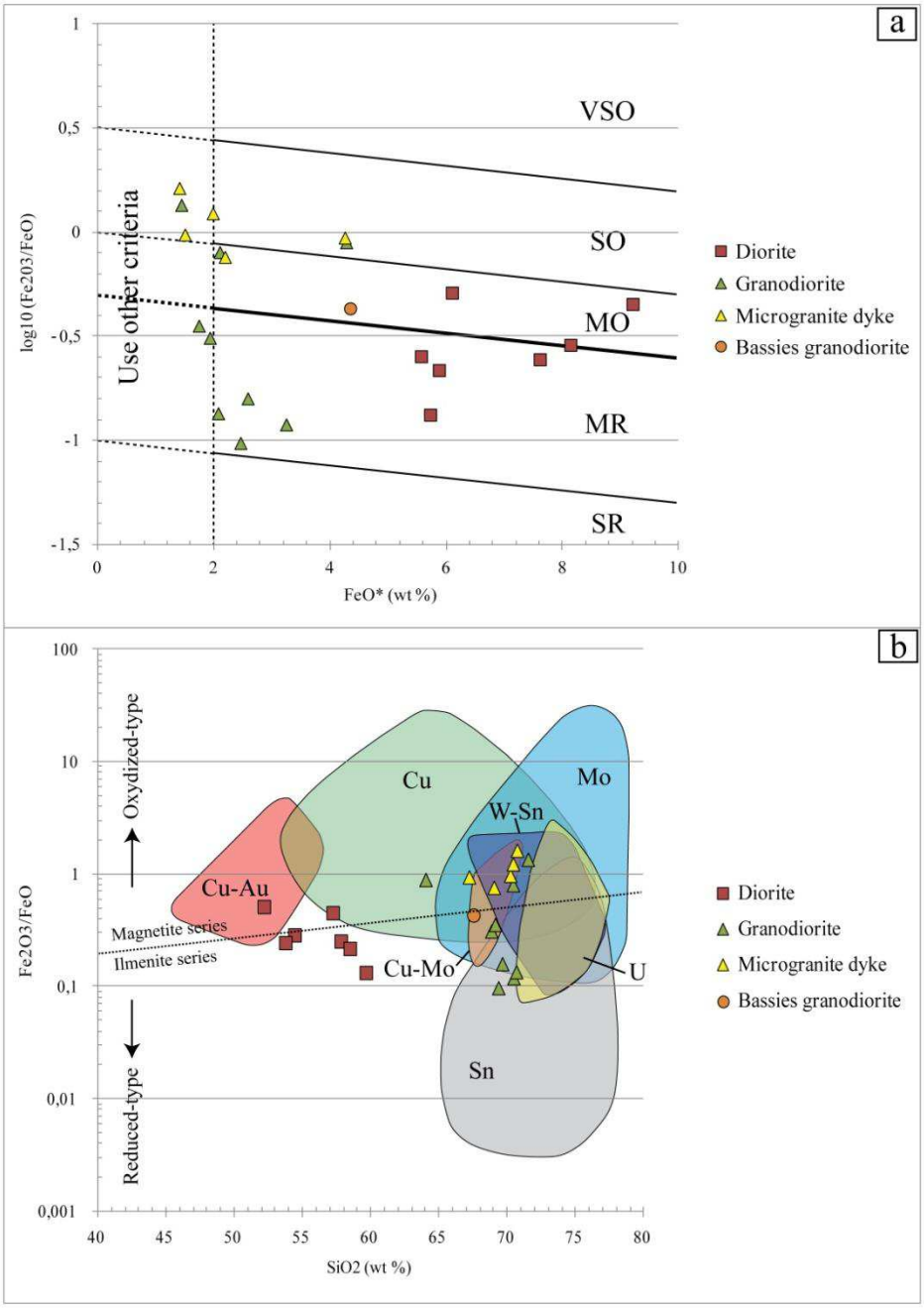


Figure 161 : (a) Redox classification scheme for igneous rocks (Blevin, 2004). FeO refers to total Fe in the sample reported as FeO. Labels: VSO – very strongly oxidized, SO – strongly oxidized, MO – moderately oxidized, MR – moderately reduced, SR – strongly reduced. In the "Use other criteria" region, petrographic and magnetic criteria should be used, or less felsic members of the same suite in addition to whole rock Fe_2O_3 and FeO data. (b) Fe_2O_3/FeO–SiO_2 diagram for granitoid rocks associated with mineral deposits of Cu-Au, Cu, Mo, W-Sn, Sn and U. Salau and Bassies intrusive rocks are plotted. The different fields are represented with data compiled in Harlaux et al., 2018.*

Deformation

The long-lasting Variscan orogenic period, which extends from the Westphalian to the Lower Permian, is polyphased. Thus, the Paleozoic sedimentary pile was affected by an intense tectonism. Three main tectonic stages are responsible for the local structures (Derré *et al*., 1980), well correlated with regional description (Denèle *et al*., 2014; Cochelin, 2016; Cochelin *et al*., 2018). A pre-D1 stage is responsible for horizontal P0 folds of all dimensions whose axis have a N45°E direction. The sub-horizontal foliation created is weakly marked by phyllites crystallization oriented in parallel to the fold axial planes (Déramond, 1970; Charuau, 1974; Derré, 1979; Colchen *et al*., 1997). The Geu peak and the Port de Salau thrusts are related to this deformation stage. The kinematic appears to be globally from North to South (Denèle *et al*., 2014; Cochelin, 2016). Then, the D1 stage is responsible for the sub-vertical folds associated with epizonal regional metamorphism. P1 folds are isoclinal, from hectometric to kilometric in scale and overturned towards the North. Fold axis have a N110°E-N120°E direction. They are accompanied by a crenulation cleavage S1 parallel to their axial planes which masks the early schistosity. The axial plane foliation (S1) is marked in the Barrégiennes by muscovite and chlorite. They deformed the P0 folds giving interference figures as croissants and mushrooms well highlighted by the Devonian limestones in the West and East of Salau. The D2 stage is related to hectometric and similar P2 folds with steeply dipping flanks (60°S and 70°N). The direction of their axial planes N110°E to N120 ° E merges with those of the deformed P1 folds (*figure 159*). At a small (centimeter) scale, the metamorphic foliation S1 is distorted and affected by a crenulation cleavage. This stage (D2) is marked by a continuum of deformation during which the granodioritic apex was emplaced, accompanied by contact metamorphism. Finally, the D3 stage is represented by large E-W (N80 to N120°E) steeply dipping (60°N to 80°N) ductile shear-zones and more fragile faults affects the contact between the la Fourque granodiorite and the carbonate host-rocks. They are characterized by strain folds in marbles, C-S structures in granodiorite and breccias. They have a dextral reverse cinematic and the 60°N dipping shear-zone, also locally recognized as the Veronique shear zone, displaced the southern granodiorite border of more than 100 m in reverse-dextral sense (*figure 162* ; Lecouffe, 1987).

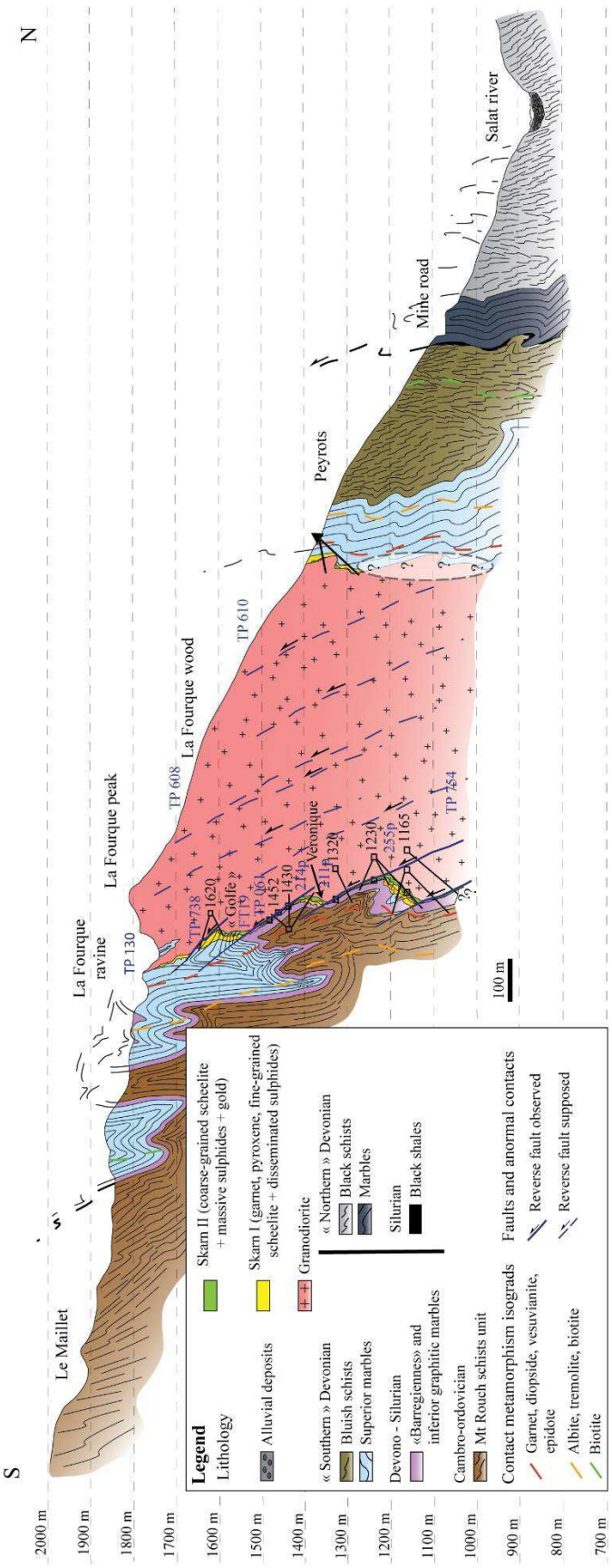


Figure 162 : North-South synthetic cross-section of the La Fourque massif as constrained by field observations and drill-hole data. Location of studied samples is reported in blue. Note that metamorphic isograds cross the fold structures which precede the La Fourque granodioritic intrusion emplaced in a regional antiform. The massive sulfide ore is essentially located along the Veronique fault on the southern granodiorite border. Later, E-W 70°N faults displaced the ore of more than 100m in reverse sense.

c. Ore characterization

i. Field observations

The Salau deposit was discovered by B. Passaqui (BRGM) in 1959 during regional tungsten exploration (Guiraudie *et al*, 1960). The economic ore zone and associated orebodies are located on the southern margin of the small 1 km^2 La Fourque granodioritic intrusion (Derré *et al*., 1980). The whole deposit, located at an altitude between 1,100 and 1,900 meters, is then estimated to contain 20,000 t of WO_3, with a cut-off value at 0.8 % WO_3 (Fonteilles *et al*, 1989). This deposit was mined by the SMA (Société Minière d'Anglade) between 1970 and 1986, when it closed because of the low market price for tungsten during the last years (Lecouffe, 1987).

In the field, the study of the structures and the relationships between the ore, the granodiorite intrusion and its host-rocks allows to better understand the Salau ore deposit. The best place to make such observations is the Bois d'Anglade orebody, which is crosscut by the Veronique fault in its southern edge (*figure 163*a). This orebody with a comb shape is located in an embayment of the Salau granodiorite, and is hosted in the upper marbles in the north and in the Barrégiennes unit along its southern edge (*figure 162*). The Devonian series bedding (N80E 80°N) is perpendicular to the contact with the intrusion in the embayment. It is essentially made of 3 different bodies: "northern formation", "embayment" and "southern formation" (*figure 162*).

In the old mining district, two types of skarn were described (Derré *et al.*, 1980). A massive skarn which resulted from the transformation of the lower graphitic marbles or the upper marbles. It is characterized by a dominant monomineral distribution (garnet or pyroxene). In contrast, skarnoids which resulted from the transformation of calcic hornfels, are made of alternating pyroxene, epidote, titanite rich bands and pyroxene, epidote, garnet rich bands. These banded zones are inherited from the pre-existing "Barrégiennes" sedimentary beddings. Skarnoids can extend up to thirty meters away from the contact with the intrusion. The Northern formation and the embayment are essentially formed by a massive hedenbergite and grossular bearing skarnoids (*figure 163*b) found up to 30 meters away from the intrusive contact. In this skarnoid, the presence of fine-grained scheelite (0.1-0.5% WO_3) and disseminated clusters of pyrrhotite are observed. The thickness of the orebody depends on the geometry between the granodiorite and the marble. It is obvious that where the contact is perpendicular to the host-rock bedding, the mineralized halo is important. The southern formation located in the strike of the Veronique fault is mainly made of massive sulfides (*figure 163*c). In this ore (1-3% WO_3), scheelite crystals are coarse (0.2-1cm) and euhedral. Massive sulfides are mainly composed of pyrrhotite, chalcopyrite, arsenopyrite and sphalerite. The Veronique fault which hosts this ore, intersects the contact between the granodiorite and the marble (*figure 163*d). In the strike of this fault, the granodiorite is altered and brecciated with the presence of mylonitic clasts. Massive sulfides and coarse grained scheelite cemented these breccias (*figure 163*e). In the northern formation and in the embayment, these sulfides can occur as lenses or clusters in the garnet and pyroxene skarnoid along the bedding of the host-rock or near the contact with the granodiorite. Shearing textures like strain folds, C-S structures and sigma clasts in skarn, cemented by lenses of massive sulfides along the contact between the fault and the embayment indicate a

dextral-reverse kinematics (*figure 163*f, *figure 163*g). Aplitic dykes are locally spatially associated with the massive sulfide mineralization and crosscut the La Fourque granodiorite and the scheelite skarn layering (*figure 163*h). In some places, tourmaline veins spatially related to massive sulfides, cut and altered the granodiorite (*figure 163*h; Lecouffe, 1987). The skarn ore can be intersected and shifted with a reverse cinematic at contact with ductile quartz-bearing N90E 70°N faults. Late fractures with quartz, calcite and chlorite cut these late faults. Then, probably during later alpine events, N30°E 70°NW low-grade faults with actinolite affect the granodiorite massif.

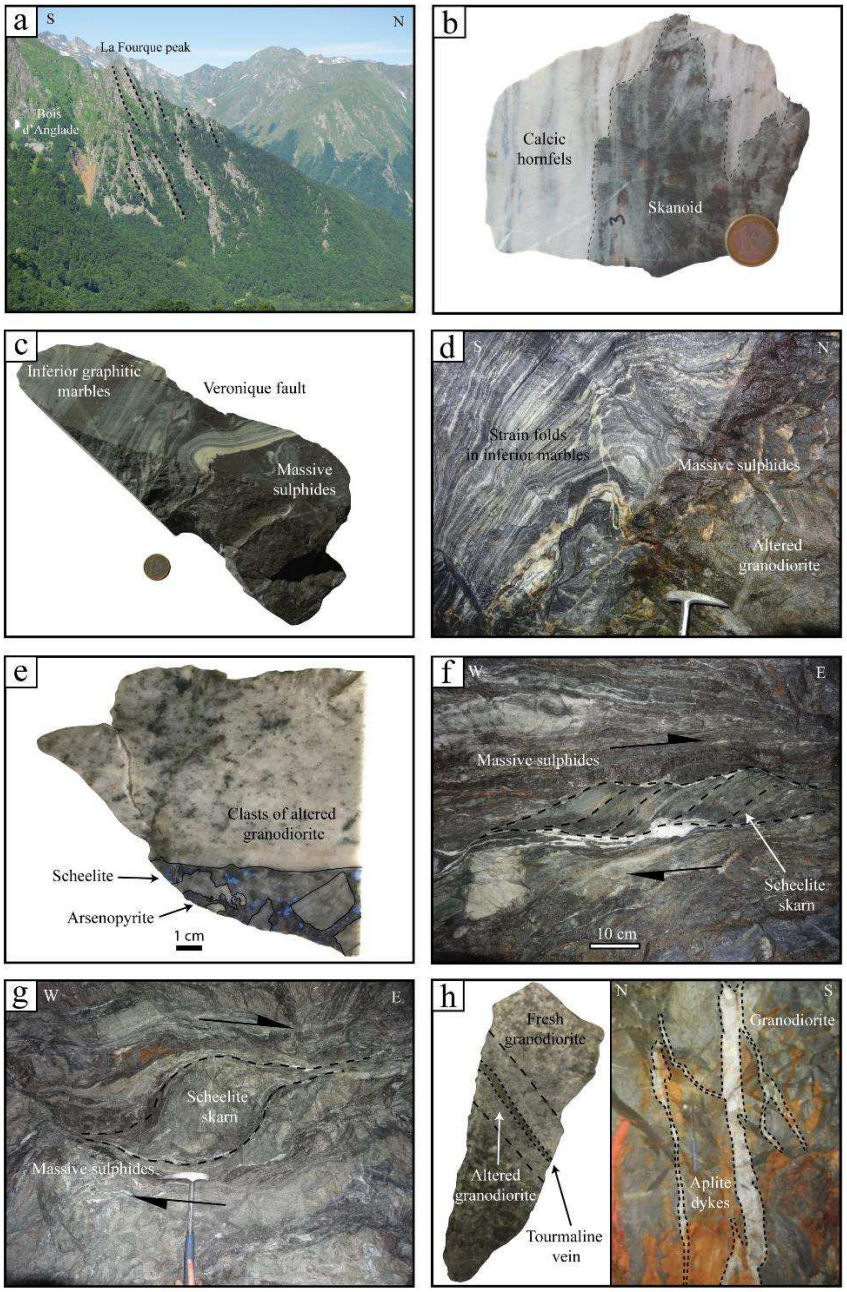


Figure 163 : Representating field photographs showing: (a) General view of La Fourque massif where late faults are evidenced in the granodiorite; (b) Sample of calcic hornfels skarnified in an embayment where comb teeth texture of metasomatism is visible; (c) Sample of deformed inferior marble collected along the Veronique fault with massive sulfides; (d) drag folds developed in the inferior marble along the Veronique fault (represented by massive sulfides) at contact with the La Fourque granodiorite; (e) Altered granodiorite breccia along the Veronique fault, cemented by massive sulfides and coarse-grained scheelite; (f) C-S structures in sheared skarn along the Veronique fault showing an east-west direction and a reverse play; (g) Sigma of skarn in the Veronique fault showing an east-west direction and a reverse play; (h) Sample of La Fourque granodiorite cut and altered by tourmaline veinlet and decimetric aplite dykes crossing the altered granodiorite;

In the vicinity of the Salau deposit, the Aurenere W/Au occurrence outcropping in the Spanish valley, 5km to the west of Salau and is quite similar to the Salau ore described previously. A grossular-hedenbergite-wollastonite skarn was formed during the prograde stage and low contents of scheelite with disseminated sulfides (pyrrhotite, arsenopyrite) were developed during the retrograde stage. Then, late quartz veins cross-cutting the skarn mineralization brought a coarse-grained scheelite, a massive sulfides assemblage (arsenopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite) and electrum (Palau i Ramirez *et al*., 1995, 1997; Palau i Ramirez, 1998);

ii. Paragenesis and textures

Thin-section observations show that two ore types can be distinguished. The first ore is related to the "Formation Nord" and the "Golfe" orebodies. It consists of a grossular, hedenbergite, fine-grained scheelite (< 50 µm) and a disseminated arsenopyrite and pyrrhotite assemblage (*figure 164*a). The second is found in the "Formation Sud" and in the "Golfe". It is made of coarse-grained scheelite, euhedral apatite, massive pyrrhotite, arsenopyrite, chalcopyrite, sphalerite, native bismuth, electrum (80 % Au, 20 % Ag), laitakarite, and tetrahedrite (*figure 164*b). In this second type, scheelite appears as coarse-grained (0.2 - 1 cm), poecilitic crystals that are cut by late sulfides (*figure 164*c). Arsenopyrite is the earliest mineral of this sequence, generally fractured and filled by late sulfides (*figure 164*d). Massive pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite are the most abundant minerals. This late sub-stage is accompanied by the crystallization of euhedral apatite, native bismuth, electrum, laitakarite and tetrahedrite (*figure 164*e). The La Fourque granodiorite is altered by this massive sulfide stage which transformed plagioclases into albite and biotite into chlorite. In the same time, skarn minerals, were epidotized (garnet) and retromorphosed in amphibole (hedenbergite) (*figure 164*f). Then, late veins of quartz, calcite and powdery chlorite cut the sulfides and represent the last stage of deposition. During this later stage, scheelite can be remobilized in these veins (samples 211p and 156p).

In the deposit, apatite can be classified in two families. The first one, corresponding to a magmatic apatite, is found in the La Fourque granodiorite stock. Often affected by late events, this mineral can be poecilitic and appears as droplets (*figure 164*g). The second one is hydrothermal in origin, contemporaneous with the massive sulfides and found within them. These apatite grains are euhedral and never altered. (*figure 164*h). The paragenetic sequence is detailed in *figure 165*.

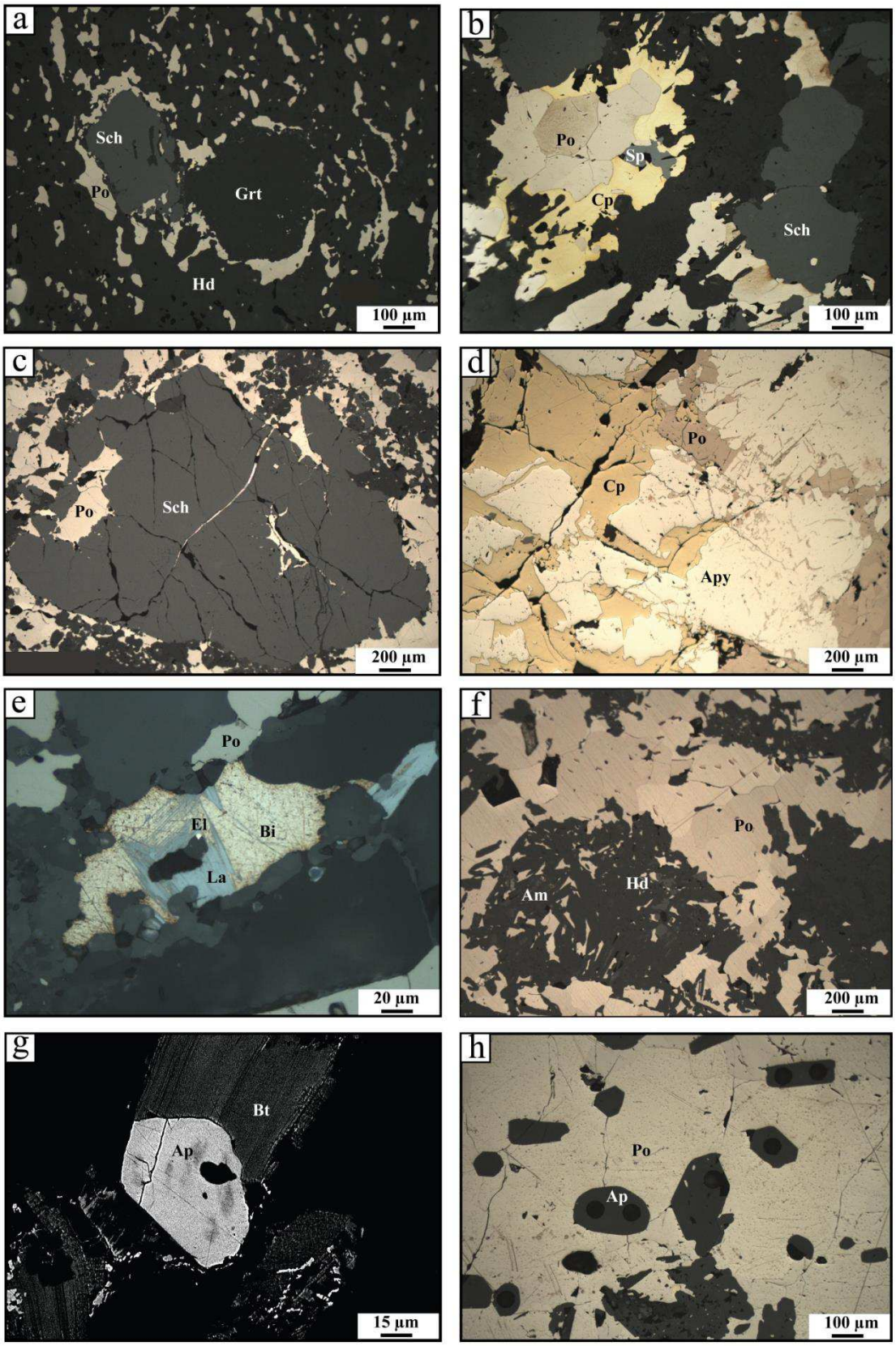


Figure 164 : Selected thin section microphotographs illustrating: (a) Disseminated pyrrhotite associated with fine scheelite and grossular garnet in skarn bedding; (b) Massive sulfides paragenesis with an assemblage of pyrrhotite – chalcopyrite – sphalerite crosscutting the coarse scheelite; (c) Pluri-millimetric coarse scheelite fragmented and cemented by massive pyrrhotite; (d) Arsenopyrite crystals fragmented and cemented by chalcopyrite and massive pyrrhotite; (e) Native bismuth – laitakarite – electrum assemblage typical of Salau gold paragenesis; (f) Hedenbergite retromorphosed in amphibole and pervaded by massive pyrrhotite; (g) SEM image of fragmented magmatic apatite contemporaneous of biotite in La Fourque granodiorite; (h) Contemporaneity of massive pyrrhotite and hydrothermal euhedral apatites.

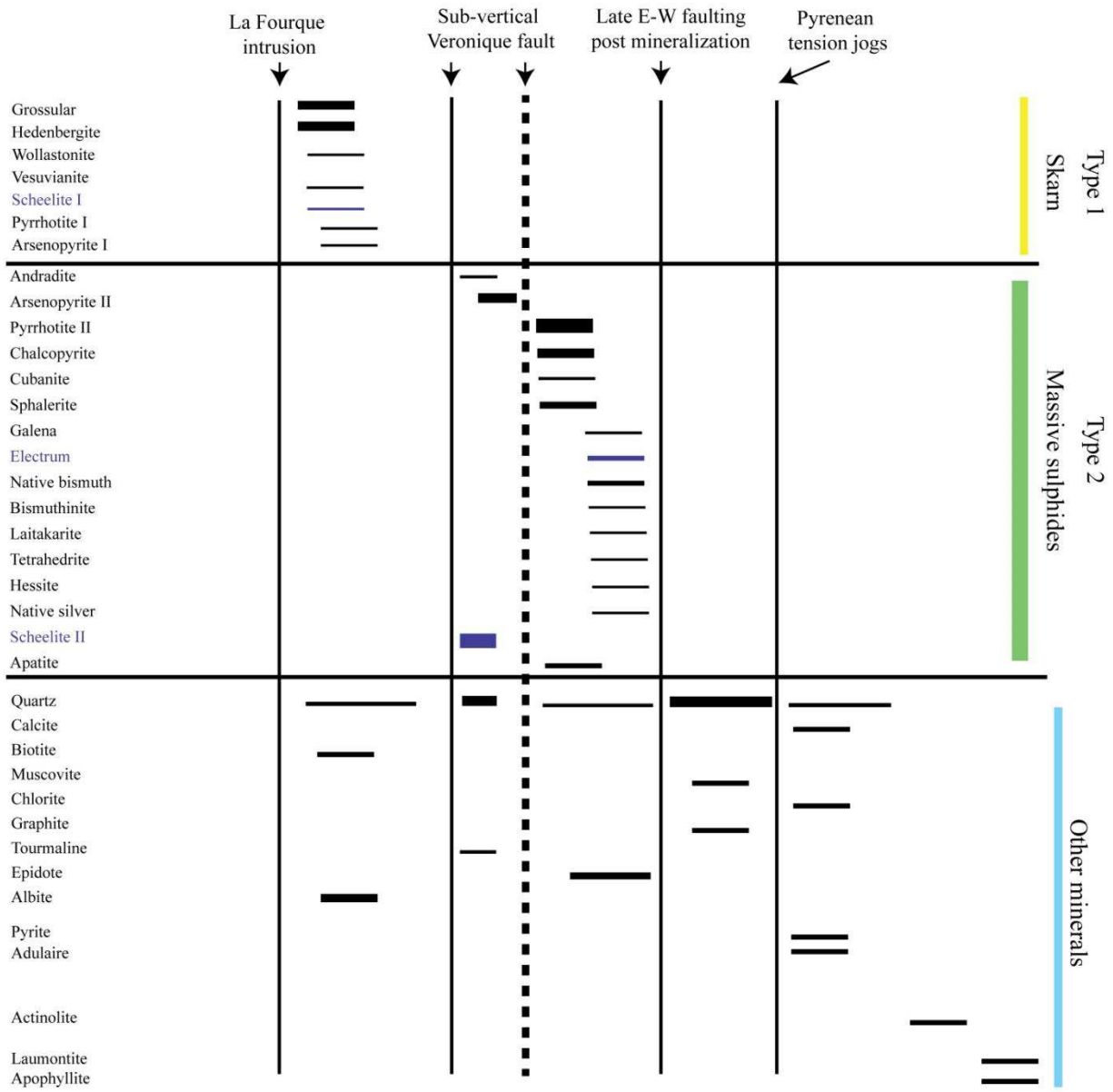


Figure 165 : Paragenetic table of the Salau W-Au-Cu deposit. Three main stages are distinguished, the scheelite skarn, the massive sulfide ore and late alterations or tension jogs.

iii. Cathodoluminescence imaging

Cathodoluminescence imaging (Tescan SEM-CL of BRGM Orleans) was realized on selected zircon, apatite and scheelite grains in order to visualize potential inheritance or zoning. Zircon grains from the Salau and Aurenere granodiorite do not show sign of inherited cores (*figure 166*a, c, e), with the exception of two grains (sample TP709 and TP728, *figure 166*b, d). Apatite crystals show different features depending on their origin. Magmatic ones, poecilitic and altered, have simple zoning, corresponding to growth zoning (TP 130, TP 608 and TP728, *figure 167*c, d). Hydrothermal ones, euhedral and showing no alteration, sometimes present complex zoning with a clear difference between their cores and their rims (FT19, TP061 and TP 738, *figure 167*a, b). However, this difference does not correspond to the presence of an inherited core but rather to compositional changes during the growth of the crystals. Finally, scheelite grains show growing zones without any evidence for inheritance (*figure 168*a, b, c, d).

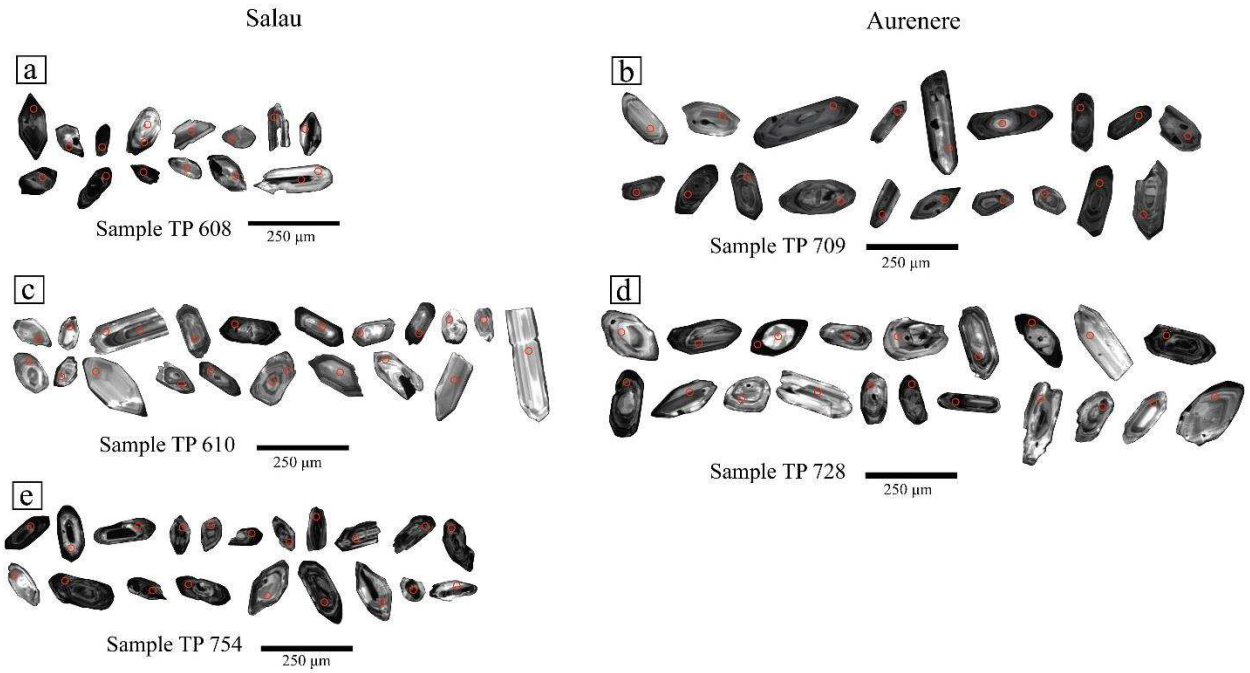


Figure 166 : Cathodoluminescence images of dated zircons. (a) TP608 – (c) TP610 – (e) TP754, Salau granodiorite; (b) TP709 – (d) TP728, Aurenere granodiorite. Red circles correspond to laser shots realized (20 µm).

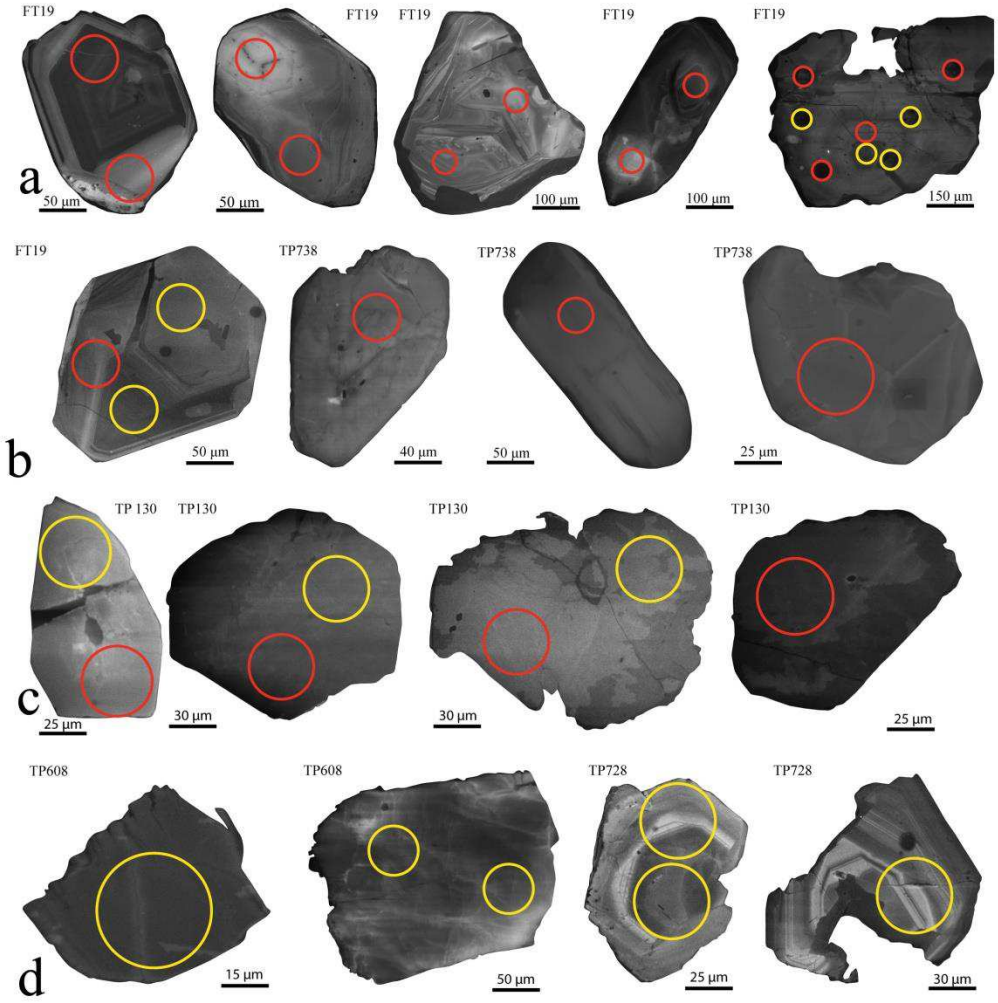


Figure 167 : Representative cathodoluminescence images of the analyzed apatite grains. (a – b) Hydrothermal apatite from the massive sulfide ore; (c – d) Magmatic apatite from the La Fourque granodiorite. Red circles correspond to laser spots (40 µm) used for U/Pb dating and yellow circles correspond to laser spots (40 µm) used for REE analyses.

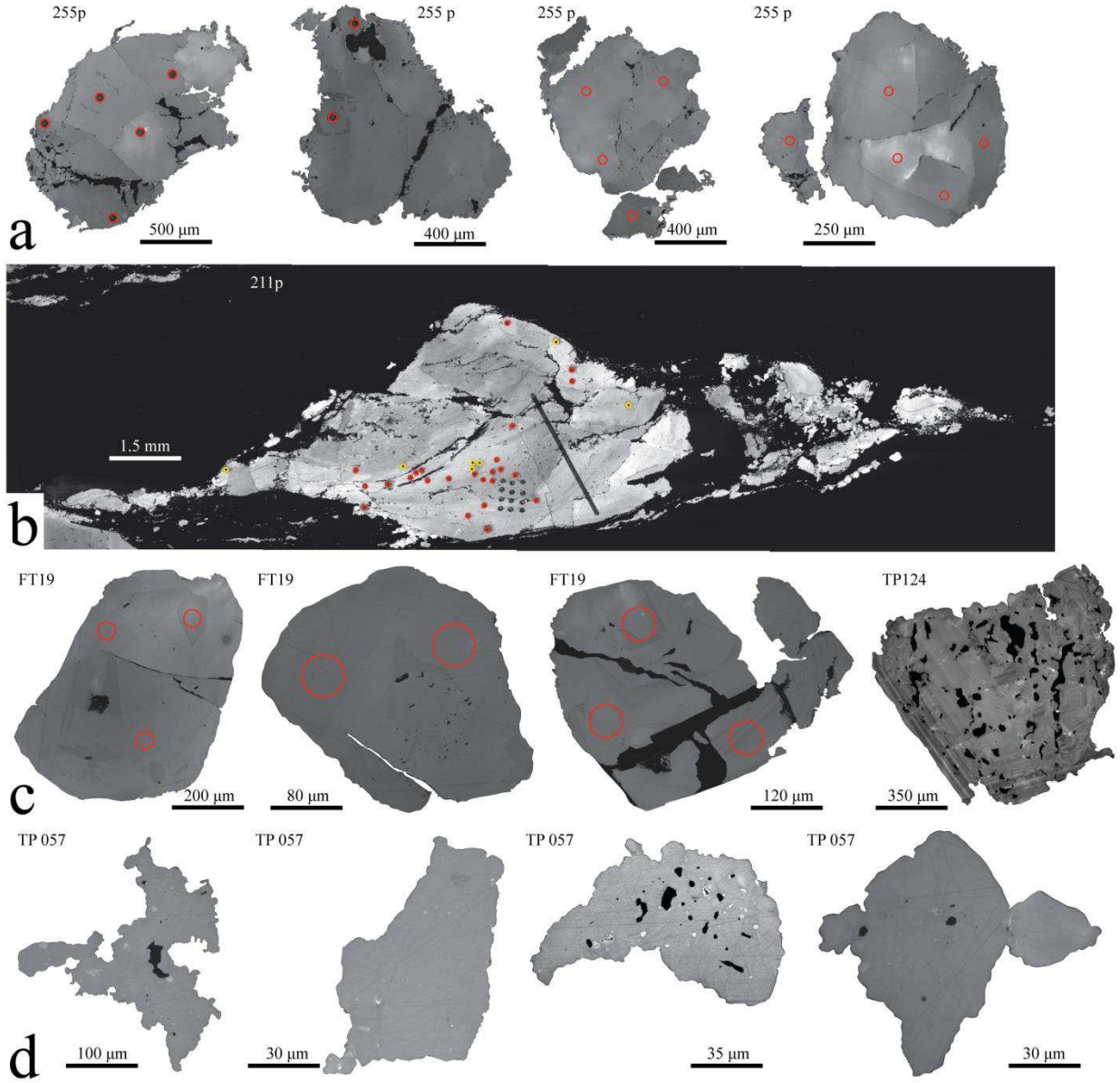


Figure 168 : Representative cathodoluminescence images of dated scheelites. (a – b – c) Salau coarse-grained scheelite; (d) Salau fine-grained scheelite. Red circles correspond to laser shots realized for dating (40 µm) and yellow circles correspond to laser shots (40 µm) realized for REE analyses.

d. REE geochemistry of scheelite and apatite

i. Method

LA-ICP-MS analyses were performed at Brest University in order to obtain Mo and W contents in scheelite as well as REE spectra for scheelite and apatite. The laser is a Geolas 193 nm Excimer Laser coupled to a Thermo Element II ICP-MS. Analytical conditions for the laser include a frequency of 10 Hz, a fluence of 6 J/cm² and a spot aperture of 40 µm. Ablated material is send to the ICP-MS in a helium flux of 253 mL/min. The mass spectrometer is initially calibrated with a multi-element solution. Reference standard is NIST 612 and the

quality control standards are BIR 1 and BCR 2. Then, a batch of analyses consist in a sequence of NIST 612, BIR 1, BCR 2 standards, 20 samples, BCR 2, BIR 1 and NIST 612 standards. Raw-data were processed using Glitter (Van Achterbergh *et al*., 2001) to obtain atomic concentrations. Ca^{43} was used as the internal standard to make calculations. Then, REE contents were normalized to chondrite.

ii. Results

Figure 169 presents the Mo and W contents in scheelite, obtained by LA-ICP-MS. Salau early fine-grained scheelite have a higher content in Mo (75-240 ppm) compared to later coarse-grained scheelite (0 - 70 ppm).

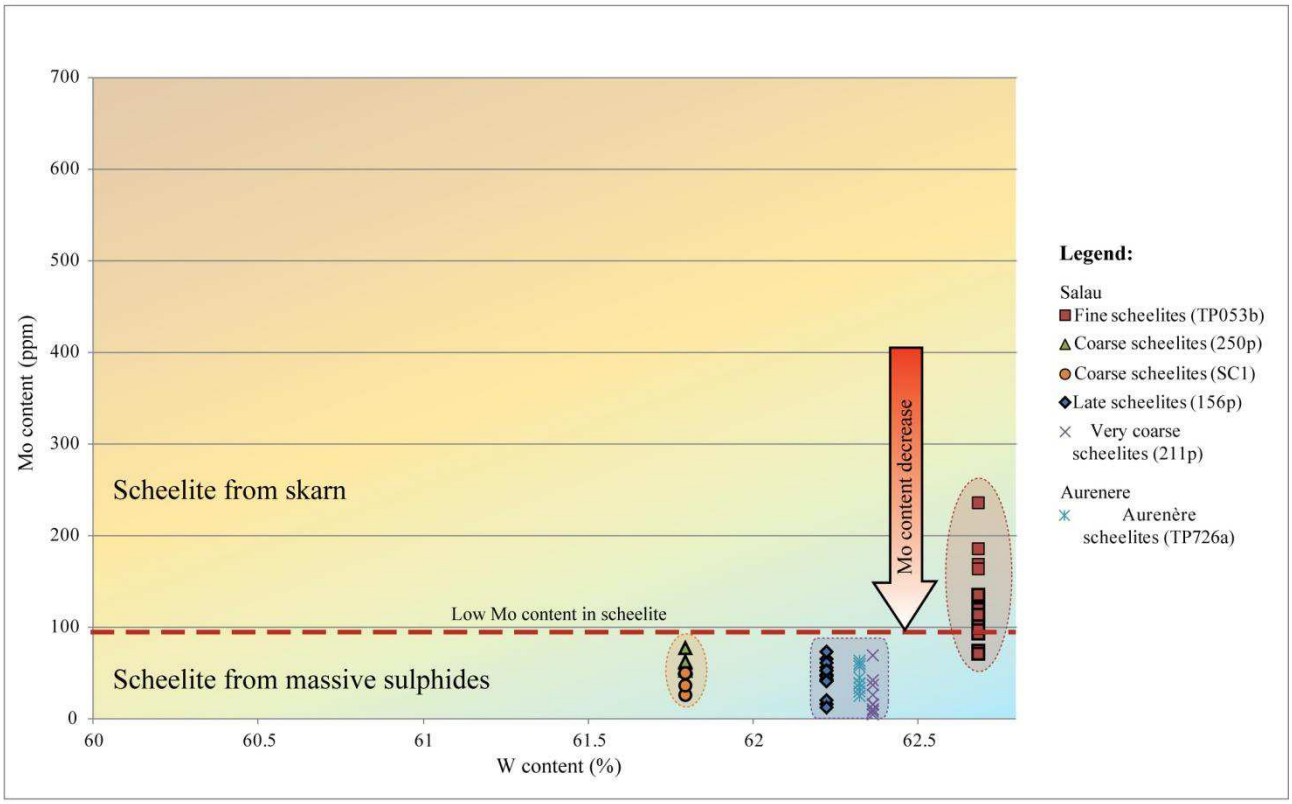


Figure 169 : Diagram of molybdenum grade (ppm) vs tungsten content (%) in function of different scheelites types analyzed by LA-ICPMS. Fine-grained scheelites shows higher molybdenum content (80 – 250 ppm) than coarse-grained scheelites (5 – 80 ppm) for the Salau deposit.

Magmatic apatite shows a relatively flat REE pattern with an important negative Europium peak and low Eu/Eu* values (0.03 – 0.8; *figure 170*a). Fine-grained scheelite have the same type of REE spectra with a large negative Europium peak and low Eu/Eu* ratio (0.06 – 0.14; *figure 170*b). These apatite and scheelite grains are early in the history of the deposit and contemporaneous with the emplacement of the La Fourque intrusion.

Hydrothermal apatite crystals on the other hand, that are co-genetic with the massive sulfides, show two types of patterns. The first one, corresponding to the core of the minerals (*figure 167*a, b), is enriched in light REE, depleted in heavy REE with a moderate negative Europium peak and low Eu/Eu* values (0.2 – 0.4; *figure 170*c). The second pattern, only found on the rims of the minerals (*figure 170*a, b), is also enriched in light

REE, depleted in heavy REE but present a moderate positive Europium peak and high Eu/Eu* values (1.99 – 6.06; *figure 170*c). Coarse grained scheelite presents a strong enrichment in light REE (except La and Ce) and a depletion in heavy REE with either a small negative Europium peak or not (*figure 170*d). Late scheelite crystals found in late quartz-calcite-chlorite veins (211p and 156p), show the same type of spectra than the rims of the hydrothermal apatite with a strong positive Europium anomaly (*figure 170*e, f).

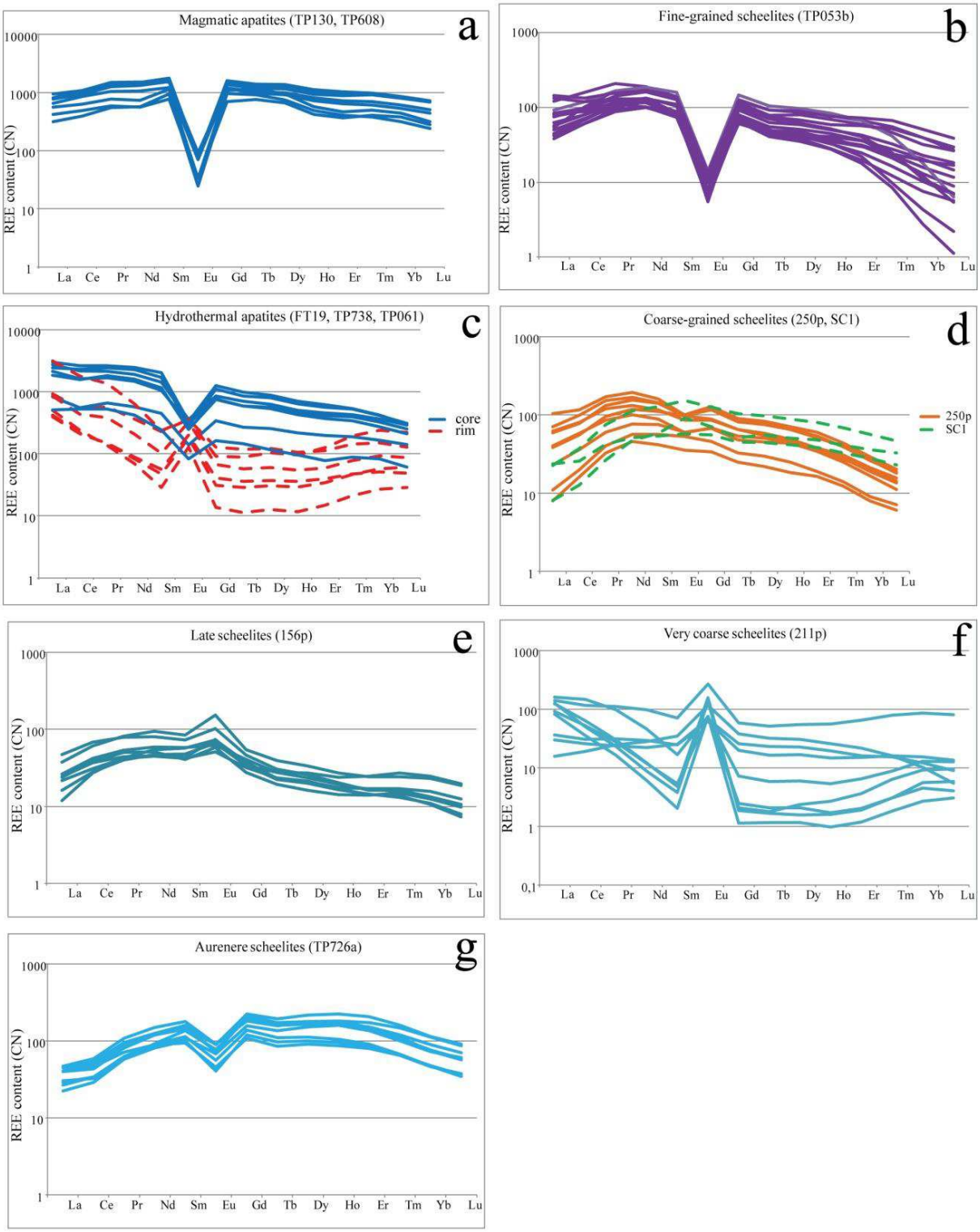


Figure 170 : Comparison of REE spectra for different apatites and scheelites analyzed by LA-ICPMS. Magmatic apatites and fine scheelites shows a similar relatively flat REE pattern with a strong negative europium anomaly (a-b-g). Hydrothermal apatites recorded an enriched LREE spectra with negative europium anomaly in core and positive one on borders (c). Coarse scheelites presents an enriched LREE pattern with a positive or not europium anomaly (d-e-f).

Figure 171a presents the ratio Eu/Eu* and Ce/Ce* for the different scheelite and apatite grains. Fine grained scheelite presents a low Europium anomaly (0.1-0.2) and a moderate Cerium anomaly (0.9-1). Conversely, coarse grained scheelite have moderate values for Eu/Eu* (0.7-1.5) and moderate values for Ce/Ce* (0.7-0.9). Late scheelite shows high values for Eu/Eu* (0.9-1.1) and high values for Ce/Ce* (0.5-4.2).

Concerning apatite (*figure 171b*), there is a strong difference between the magmatic apatites which have low Eu/Eu* values (0,02 - 0,1) and moderate values for Ce/Ce* (0,9 - 1,1) while the hydrothermal ones show high Eu/Eu* values (0,3 - 6,5) and moderate values for Ce/Ce* (0,73 - 1,1).

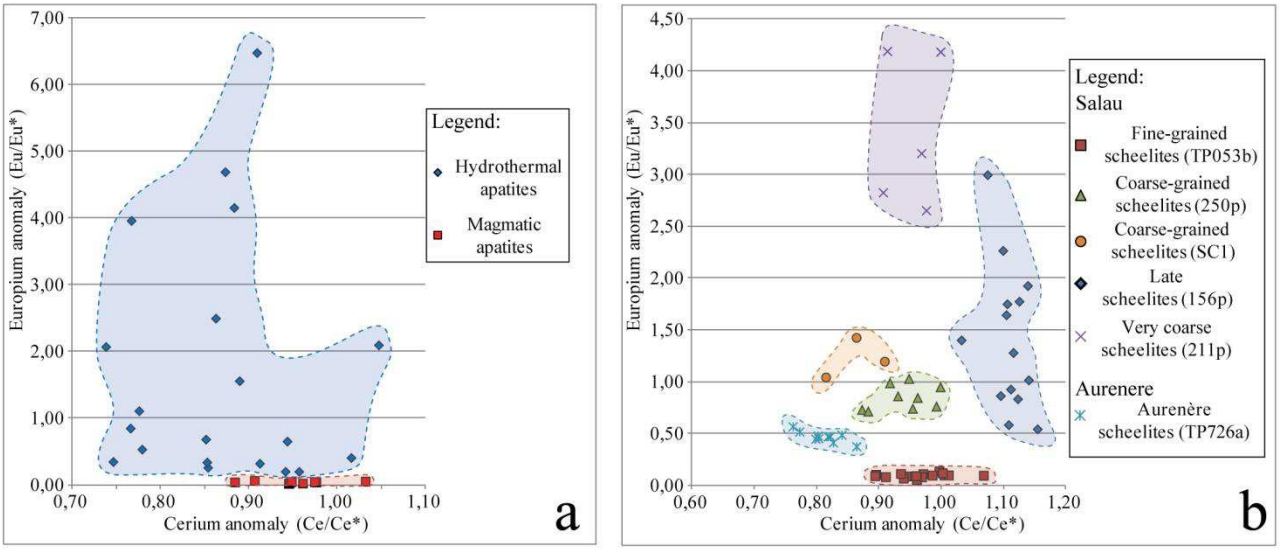


Figure 171 : Diagrams of Ce/Ce vs Eu/Eu* anomalies for the different scheelites and apatites studied adapted from Mao et al, 2016. Anomaly values were calculated using $Eu/Eu^*=EuCN/(SmCN\cdot GdCN)^{0.5}$ and $Ce/Ce^*=CeCN/(LaCN\cdot PrCN)^{0.5}$ (Worrall et al, 2001). N means normalized data to chondrite.*

Figure 172 shows the distribution of the different studied scheelites in a ternary diagram LREE-MREE-HREE (Raju *et al.*, 2015). Fine-grained scheelites have a strong enrichment in LREE and plot near its pole. Conversely, coarse-grained scheelites, late scheelites and Aurenere scheelites have an enrichment both in LREE and MREE and plot between these two poles. All the scheelites are depleted in HREE.

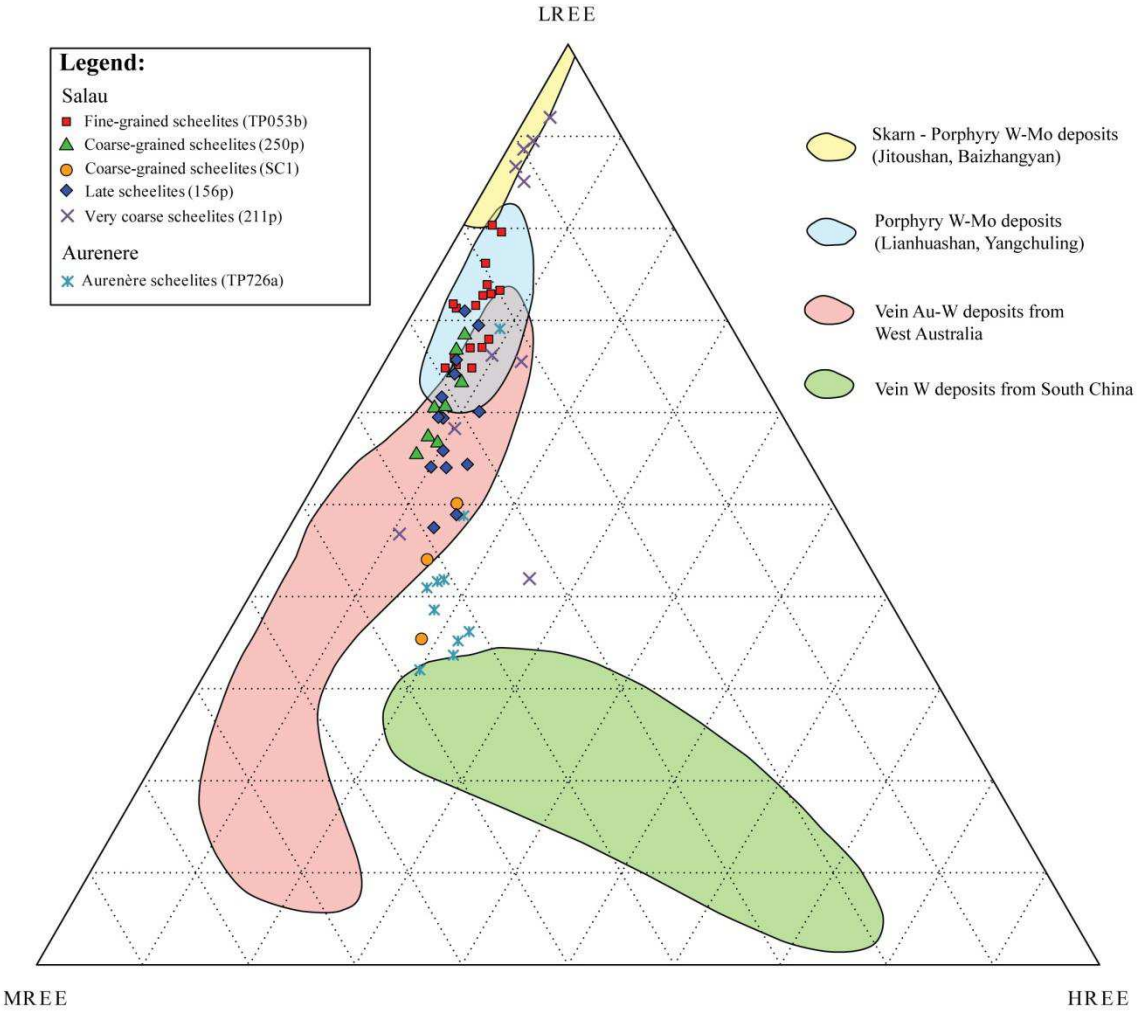


Figure 172 : LREE-MREE-HREE ternary diagram for the Salau, Aurenere scheelites analyzed by LA-ICPMS. (LREE = La + Ce + Pr + Nd, MREE = Sm + Eu + Gd + Tb + Dy, HREE = Ho + Er + Tm + Yb + Lu. The REE data of other scheelite were from Zhang et al., 1990; Sylvester & Ghaderi, 1997; Ghaderi et al., 1999 ; Song et al., 2014).

e. LA-ICP-MS U-Pb dating of zircon, apatite and scheelite

i. Materials and methods

A classic mineral separation procedure has been applied to concentrate the zircon grains using the facilities available at ISTO laboratory. Rock samples were crushed and only the powder fractions with a diameter lower than 250 µm have been kept. Heavy minerals were concentrated by heavy liquids. Magnetic minerals were then removed with an isodynamic Frantz separator. Suitable zircon grains were carefully handpicked under a binocular microscope and embedded in epoxy mounts before to be hand-grounded and polished on a lap wheel with a 6 µm and 1 µm diamond suspension successively. For apatite and scheelite, U/Pb dating was realized in context directly on regular thin-sections. Zircon, scheelite and apatite grains were imaged by cathodoluminescence (CL) using a Tescan MEB-CL system equipped with a digital black and white camera available in BRGM Orleans. U/Pb geochronology was conducted by *in situ* laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) at Geosciences Rennes using a ESI NWR193UC excimer laser coupled to a quadripole Agilent 7700x ICP-MS equipped with a dual pumping system to enhance sensitivity (Paquette *et al.*, 2014). The instrumental conditions are reported in *tableau 12*. Additional information about the protocols used for U/Pb zircon dating can be found in Ballouard *et al*. (2015), and in Pochon *et al*. (2016) for apatite. For zircon analyses, reproducibility and age uncertainty of reference material Plesovice were propagated by quadratic addition to the analyzed zircon grains according to Horstwood *et al*. (2016).

Recently, some tests have been performed on scheelite dating by LA-ICPMS U/Pb method (Wintzer *et al*., 2016). To date, there is no scheelite standard available to perform in-situ U/Pb dating by LA-ICP-MS. Therefore, we followed the protocol recently described by Wintzer *et al*. (2016) and used the NIST 612 glass standard as our primary standard (see *tableau 12* for more information on the analytical protocol).

For all the samples, results are plotted in Tera-Wasserburg diagrams using Isoplot/Ex (Ludwig, 2012). All errors, given in *tableau 13, 14 and 15* and the final results are provided at 2σ level.

ii. Geochronological results

Zircon dating

Five samples were for U/Pb dating on zircon. They correspond to three fresh samples from the La Fourque intrusion and two fresh samples from the Aurenere apex (TP 754, TP 608, TP 610 and TP 728, TP 709 respectively). Location of the samples is given on fig. 4.

Sample TP 754 corresponds to the apical border facies found at the SE edge of the La Fourque intrusion. Twenty-one zircon grains were analyzed (*tableau 13* and *figure 173*a). Thirteen of these analyses plot in a concordant position (*figure 173*a) and define a concordia date of 295 ± 2.4 Ma (MSWD = 0.57). Five analyses performed either in zircon cores or in homogeneous grains define apparent inherited ages around 325 and 350 Ma. Finally, 6 analyses plot in a sub-concordant to discordant position and are interpreted as reflecting the presence of a small amount of common Pb together with a slight Pb loss.

Sample TP 608 was collected in the apex (porphyroid facies) of the La Fourque intrusion. Eighteen zircon grains were analyzed (*tableau 13* and *figure 173*b). Seven of these analyses (*figure 173*b) plot in a concordant position and yield a concordant age of 296.9 ± 3.2 Ma (MSWD=1.4) corresponding to the age of the intrusion. The remaining data plot in a discordant position attributed to Pb loss.

Sample TP 610 was collected on the northern side of the La Fourque intrusion (porphyroid facies). Twenty-four zircon grains were analyzed (*tableau 13*, *figure 173*c). Fifteen analyses are concordant and allow to calculate a concordia age of 294.5 ± 2.2 Ma (MSWD=0.81; *figure 173*c) interpreted as the emplacement age for this granodioritic facies. One concordant analysis yields an inherited apparent age of ca. 320 Ma. The discordancy of the remaining 6 analyses can be best explained by Pb loss and/or the presence of common Pb. In conclusion, the three samples from the La Fourque granodiorite yield concordant ages comparable within error at ca 295 Ma.

TP 709 and TP 728 were sampled on the small Aurenere granodioritic intrusion. For sample TP 709, nineteen analyses were performed (*tableau 13* and *figure 173*d). Nine of them plot in a concordant position (*figure 173*d) and yield a concordant age of 293.9 ± 2.8 Ma (MSWD=0.29). For analyses point towards older, inherited, apparent ages while the position of the remaining 8 analyses is attributed to Pb loss. For sample TP 728, 21 analyses were realized (*tableau 13*; *figure 173*e). Eighteen analyses are concordant and allow to calculate a concordia age of 293.4 ± 2 Ma (*figure 173*e, MSWD=1.13). Two analyses define older inherited apparent ages at ca. 700 and 570 Ma while the last analysis shows sign of Pb loss.

Results all converge toward a common emplacement age of ca. 295 Ma.

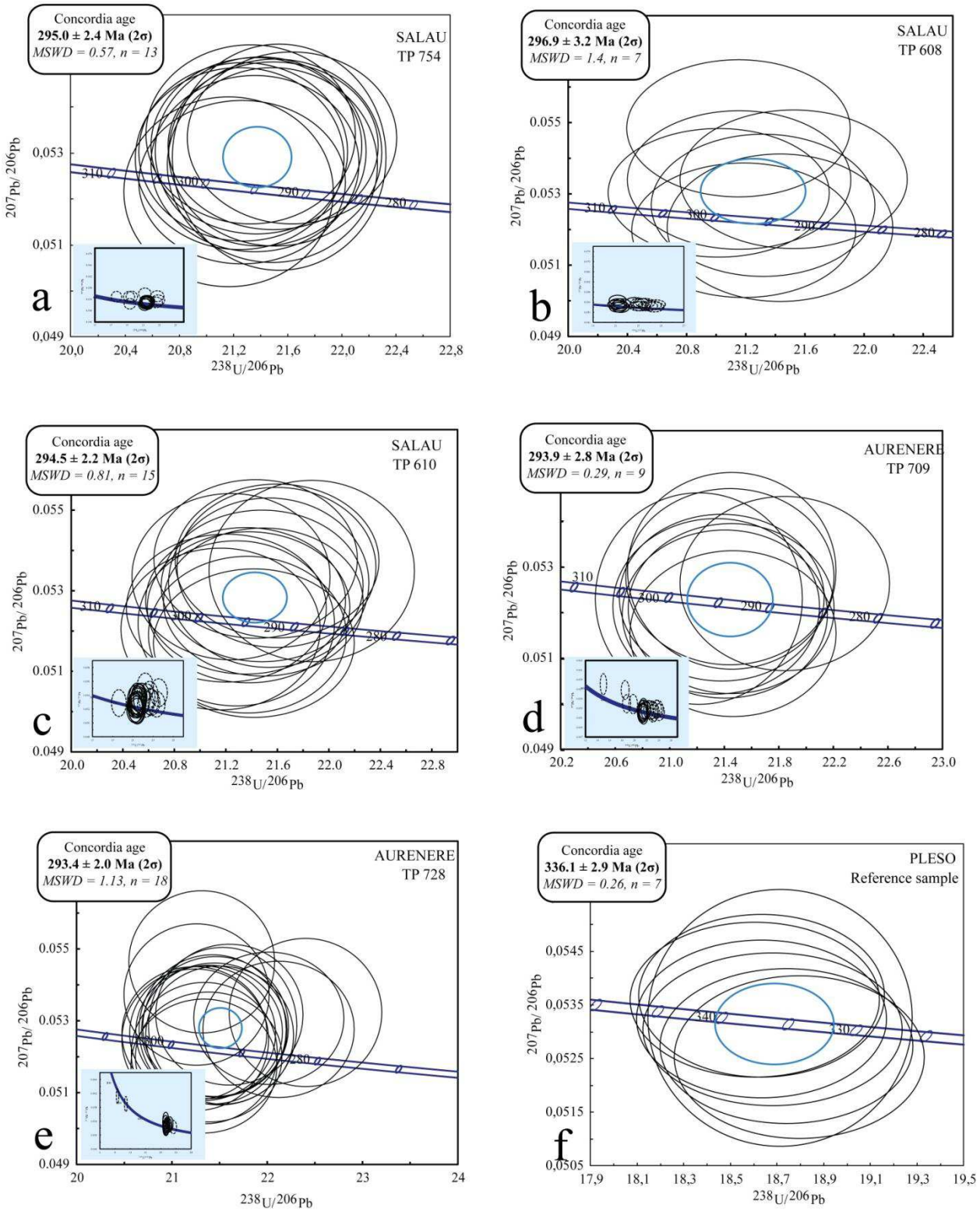


Figure 173 : Tera-Wasserburg concordia diagrams obtained for zircon. (a – b –c) Salau granodiorite; (d – e) Aurenere granodiorite. N corresponds to the number of zircon grains that have been analyzed per sample. Ellipses and errors are reported at 2σ.

Apatite dating

Four samples have been selected for U/Pb dating on apatite. One sample (TP 130) corresponds to magmatic apatite extracted from the La Fourque granodiorite (apical border facies). Three samples (TP 061, FT19, TP 738) correspond to hydrothermal apatite associated with coarse-grained and massive sulfides. Location of the samples is given on *figure 162*.

For sample TP 130, seventeen grains have been analyzed (*tableau 14*). They plot in a discordant position (*figure 174*a) and define a lower intercept date of 297.3 ± 7.1 Ma (MSWD = 6.7) which is within error similar with the U/Pb dating on zircon age of ca. 295 Ma for the La Fourque granodiorite (see above).

Hydrothermal apatite grains were collected in massive sulfides into the embayment (TP 061), the southern formation (TP 738) and the Veronique fault (FT19). All the apparent ages obtained on these apatite grains agree within error (*figure 174*b, c, d) if the discordia are forced to a common Pb composition of $^{207}Pb/^{206}Pb$ = 0.870 obtained on galena from massive sulfides ore (Marcoux & Moëlo, 1991): TP 061 yields a date of 278 ± 9.7 Ma (N = 17; MSWD = 0.25); TP 738 gives a date of 287 ± 4.6 Ma (N = 15; MSWD = 3.2) and FT19 yields a date of 288.2 ± 3.4 Ma (N = 16; MSWD = 21). If all these data are plotted together in the same Tera-Wasserburg diagram (*figure 174*e), they return a date of 289.1 ± 1.9 Ma (N = 48; MSWD = 9.2).

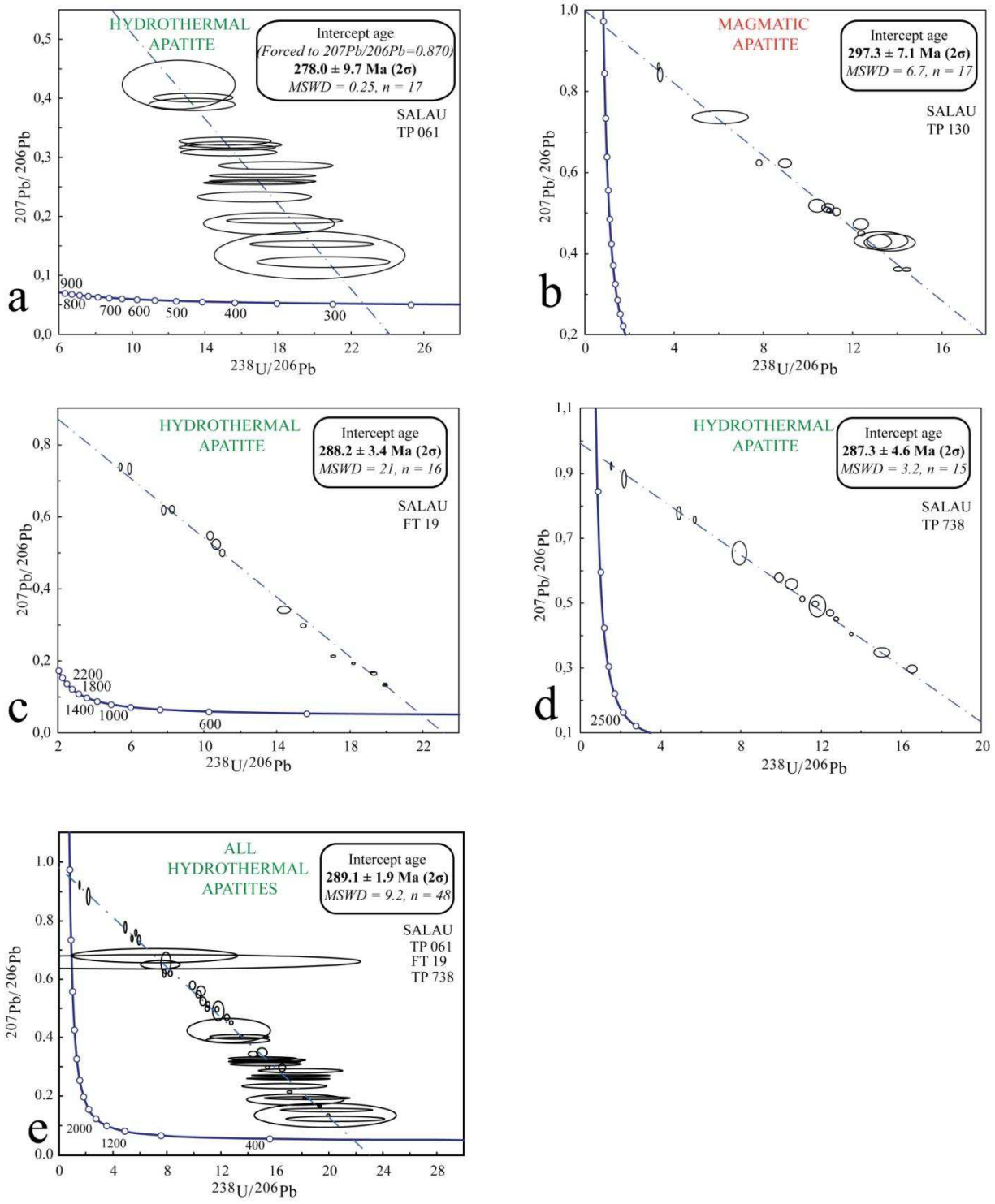


Figure 174 : Tera-Wasserburg concordia diagram obtained for apatites. (a - c - d) hydrothermal apatites from massive sulfides ore; (b) magmatic apatite from the La Fourque granodiorite; (e) Tera-Wasserburg concordia diagrams with all the data obtained on hydrothermal apatite. N corresponds to the number of apatite grains that have been analyzed per sample. Ellipses and errors are reported at 2σ.

Scheelite dating

Three samples have been selected for U/Pb dating on scheelite. Discordia ages were calculated for the coarse-grained scheelites (100µm - 2mm) from Salau (211p, 214p and 255p) (*figure 175*a, b, c and *tableau 15*). Only the scheelites from the sample 255p contain sufficient uranium and lead to allow the calculation of a robust age (*figure 175*c).

Sample 255p from Veronique fault (n = 56; MSWD = 8.6) yields a date of 284 ± 11 Ma (2σ) when forced to $^{207}Pb/^{206}Pb$ = 0.870 (Marcoux & Moëlo, 1991). Data with slight Pb loss were not taken into account for the calculation. Other samples returned poorly constrained date of 256 ± 28 Ma (2σ) (214p) and 262 ± 16 Ma (2σ) (211p) respectively.

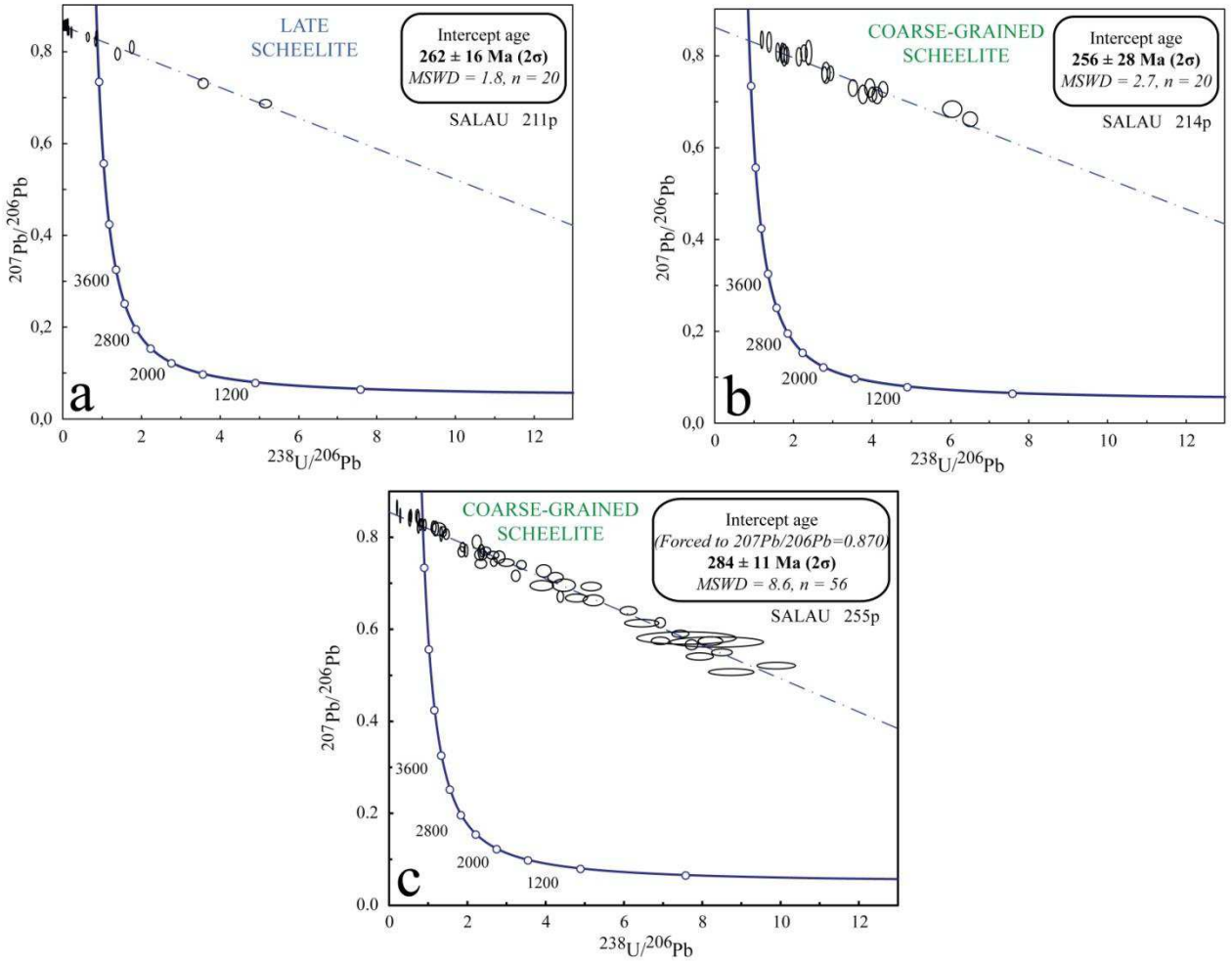


Figure 175 : Tera-Wasserburg concordia diagram obtained for Salau coarse scheelites. N corresponds to the number of scheelite grains that have been analyzed per sample. Ellipses and errors are reported at 2σ.

f. Discussion

i. Evidence for a polyphased emplacement of the Salau/Aurenere W/Au deposit

Characterization of two different ore types

Field observation, mineralogical and geochemical results converge to suggest that the W/Au Salau ore deposit has been formed by the superposition of two distinct mineralizations.

The first one, a grossular, hedenbergite, fine-grained scheelite and disseminated sulfides skarn, is related to the La Fourque granodioritic intrusion and the resulting contact metamorphism that affected the carbonate host-rock. Within this ore, some zoning can be observed. The more proximal one (thirty meters away from the intrusion) is represented by a garnet, pyroxene and scheelite mineralization. The distal one is represented by a wollastonite halo. At this stage, the size of the scheelite, mostly fine-grained and less abundant, depends mainly on the nature of the host-rock as the larger crystals are found in the lower marbles. The reduced character of the La Fourque granodiorite is compatible with the disseminated pyrrhotite observed in the skarn 1.

The second type consists of a coarse-grained scheelite, euhedral apatite and massive sulfide mineralization (arsenopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite, sulfosalts) with, native bismuth and electrum. These minerals are not related to La Fourque intrusion but to a main E-W trending vertical fault called "Faille Veronique" that cuts across the intrusion. In the Bois d'Anglade embayment, the grossular-hedenbergite skarnoid and the granodiorite are pervaded by this massive sulfide ore. A sample collected by Lecouffe (1987) in this area, shows a granodioritic breccia cemented by massive arsenopyrite and coarse-grained scheelite (*figure 163*e). All around the La Fourque stock, sulfides hydrothermally altered the granodiorite and are sometimes observed as impregnation within it. All these features seems to show that this second, auriferous, type is not related to the la Fourque intrusion, but happened later.

The ore deposition occurred in two main stages. First, a high-temperature (550-600°C) metasomatism took place together with the formation of the anhydrous silicates skarn hosting the low-grade mineralization (Fonteilles & Machairas, 1968; Soler, 1977; Derré, 1979). Then, retrograde metamorphism accompanied by some disseminated sulfides took place at a lower temperature (ca. 350°C). Later, major faults were developed and the concomitant hydrothermal activity (called “hydrothermal alteration” by Derré et al., 1980) was responsible for the emplacement of the second stage mineralization where massive sulfides were deposited and tungsten enrichment reached economical grades (Fonteilles & Machairas, 1968; Soler, 1977; Derré *et al*., 1980). It is proposed that fluids responsible for this late high-grade W/Au mineralization have a deep origin and circulated in faults and along the contact between the granodiorite and its host-rock (Soler, 1977; Derré *et al*., 1980; Fonteilles *et al*., 1988; Fonteilles *et al*., 1989). The massive sulfides stage do not correspond to the retrograde metamorphism of the skarn but to a later event.

Nature of the fluids

In situ LA-ICPMS geochemistry realized on scheelite and apatite provide evidence of contrasted fluid sources. The higher Mo contents found in the fine grained scheelite (*figure 169*) are in agreement with the fact that they were early in the ore deposit evolution. This was already noticed for the Los Santos (Timon Sanchez *et al*., 2009), Mittersill (Eichhorn *et al*., 1999) and Costabonne skarns (Raimbault *et al*., 1993). The low Mo contents found in the coarse grained scheelite seem to indicate that they originated from a different source than the fine grained one. Moreover in skarn deposits, scheelites developed during retrograde stage, tend to have higher Mo contents than scheelites developed in veins or shear-zones (Song *et al*, 2014).

Determination of REE in coexisting scheelite and apatite seems an efficient tool for identification of successive ore bearing fluids due to the relative behavior of HREE and LREE which is quite similar in these two minerals (Raimbault *et al*., 1993). Results evidenced two different minerals groups with a comparable geochemistry signature.

Magmatic apatites (*figure 170*a) of the La Fourque granodiorite and fine-grained scheelites (*figure 170*b) from the scheelite skarn shows a relatively flat REE pattern, a strong negative europium peak, positive correlations between MREE and HREE and low Eu/Eu* values. These characteristics are typical for minerals derived from a magmatic source (Raju *et al*, 2015) linked to the emplacement of the La Fourque granodiorite in Devonian marble series.

Conversely, hydrothermal apatites from massive sulfide ore have an enriched LREE spectra, moderate to high Eu/Eu* values, negative europium peaks in cores (*figure 170*c) and positives ones on rims (*figure 170*c). Cathodoluminescence pictures only shows growth bands (*figure 167*a, b) and confirm the compositional nature of the light zonation observed on the cathodoluminescence pictures. These particularities probably translate the chemical evolution of the fluid, from which are derived both apatite and scheelite, during crystallization. Coarse-grained scheelite, also associated with massive sulfides have an enriched LREE spectra but are depleted in La, have moderate to high Eu/Eu* values and a light positive europium peak. These hydrothermal apatites and scheelites and the accompanying massive sulfides ore have similar REE patterns, but different from those of the magmatic ones.

Otherwise, *figure 172* evidences a clear difference between the two types of scheelites. Fine-grained scheelite from skarn 1 are enriched in LREE and plot near the "skarn, porphyry W-Mo deposits" cluster while scheelite from massive sulfides enriched in both LREE and MREE plot in the "vein Au-W deposits from West Australia" cluster. Then, the discriminant diagram Eu/Eu* = f (Ce/Ce*) (Mao *et al*, 2016) evidenced clearly these two groups for each mineral (*figure 171*a, b). This result reflects also the evolution of the fluid redox state. Firstly, magmatic fluids from the La Fourque granodiorite, a reduced intrusion (ilmenite series), were recorded in fine

scheelites. Then, more oxidized fluids appeared during the coarse-grained scheelite, hydrothermal apatites and massive sulfides deposition.

This interpretation is corroborated by isotopic studies and fluid inclusion composition (Toulhoat, 1982; Guy, 1988) showing evidence for different mineralizing stages during the decrease of the temperature and the evolution of hydrothermal fluid composition. The values for carbon and oxygen stable isotopes in the metasomatic carbonates are $\delta^{13}C$ = -6 ‰ (-10 à -3 ‰) and $\delta^{18}O$ = +11 ‰ (+9 à +15 ‰). Compared to domains of diagenetic limestones and magmatic carbon, as well as oceanic water oxygen (SMOW), these results can be interpreted as the exchanges between the CO_2 of a magmatic mineralizing fluid and carbonate host-rocks (Guy, 1988). The first fluid, magmatic in origin, contained H_2O and NaCl (Soler, 1977) as found in the skarn minerals (quartz, garnet, hedenbergite and scheelite). After the skarn formation, the presence of a H_2O – CO_2 – CH_4 fluid is evidenced, probably linked to the decarbonatation of the host-rocks during metasomatism. The mixing of this fluid with the magmatic one was responsible for the scheelite precipitation in the skarn. The parameters for the skarn formation are estimated at 470 < T°C < 530, -9 < log fS2 < -6, -27.7 < log fO2 < -21.1 and P ≈ 2 kbar (Soler, 1977).

For the massive sulfides (pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite), $\delta^{34}S$ values vary from 0.4 to 1.9 ‰ for pyrrhotite and from 0.7 to 1.4 ‰ for chalcopyrite. These values have be interpreted as characteristic of a fluid with a magmatic origin (Guy, 1988; Palau i Ramirez., 1998). The parameters for the late massive sulfide mineralization are estimated at 335 < T°C < 363, -9.51 < log fS2 < -8.45, -32.8 < log fO2 < -30.2 and 2.16 < P (kbar) < 2.58 (Krier-Schellen, 1988).

Absolute time-constraints on the Salau/Aurenere W-Au-Cu deposit

Direct in-situ U/Pb geochronology on zircon, apatite and scheelite allow to propose an age for each of these ore paragenesis. Zircon dating yields an age of ca. 295 Ma corresponding to the emplacement age of the La Fourque and Aurenere calc-alkaline intrusions and therefore of the associated contact metamorphism. The age found for the magmatic apatite at 297 ± 7 Ma is consistent with this result. Hydrothermal apatite crystals give an age of 289 ± 2 Ma contemporaneous with the massive sulfide deposition of the second type. Coarse-grained scheelite grains from this massive sulfide ore yield an age of 284 ± 11 Ma consistent with the hydrothermal apatite age and the paragenetic observations. Taking the most precise ages into account (i.e. 295 ± 2.4 Ma for the emplacement age of the la Fourque intrusion (and related skarn) and 289 ± 2 Ma for the hydrothermal apatite (and associated massive sulfides ore), it appears that the scheelite skarn and the scheelite-massive sulfide ore are the result of two distinct metallogenic events separated by at least 1.6 Ma and at most 10.4 Ma. This succession could be seen as a continuum and not as a rupture between two uncorrelated events, but field evidence (alteration features, tourmaline veins and breccias observed in the Veronique fault) clearly

demonstrates that the deposition of the massive sulfide ore is posterior to the granodiorite cooling (*figure 163*e, f, g). This multi approach evidence of distinct and superimposed mineralizations raises the question of the timescale needed for intrusion cooling.

ii. Clues for intrusion-related ore-deposits typical cooling time

Intrusions cooling time is still a debated question. Physic models taking into account parameters such as emplacement depth and thermal conductivity shows that the plutons in the upper crust tend to cool relatively quickly, in the range of ca. 100,000 yrs. (Petford *et al*., 2000 ; Eldursi *et al*., 2009; Chauvet *et al*., 2012; Nabelek *et al*., 2012; Bucholz *et al*., 2017). This approach is opposed to the thermo-chronology classically realized by $^{39}Ar/^{40}Ar$ dating which tend to show a cooling over several million years (Zhao *et al*., 2004). Ages obtained by this latter method are often debated because of non-controlled parameters, such as argon diffusivity which could have a significant influence on the obtained ages (Cassata *et al*., 2009). Moreover, the uncertainty on the ages are more important than the cooling time calculated by the numerical modelling.

To compare, a physical model was created using a Darcy law and convection/conduction in porous media for an intrusion emplaced at 3.3 kbar (*figure 176*). A geothermal gradient of 40°C/km was input in the marble host-rocks (Cochelin *et al*., 2018) and an initial value of 900°C for the granodiorite. The permeability of the marble is 1.10^{-16} m² and that of the granodiorite is 1.10^{-19} m². In this example, the la Fourque granodiorite is a small intrusive body (1 km²) that cooled in less than ca. 40,000 years (*figure 176*), comparable to other values, previously cited. This implies that it cannot be the source for the coarse-grained scheelite, massive sulfide and gold mineralization. At a larger scale, this study points out that magmatism and hydrothermal events are phenomena which take place on relatively short timescales, generally between ca. 10^4 to 10^6 yrs. Nevertheless, these punctual events can be the expression of a regional evolution (typically late-orogenic stage) extended over several million yrs. and explaining the superimposed mineralizations observed.

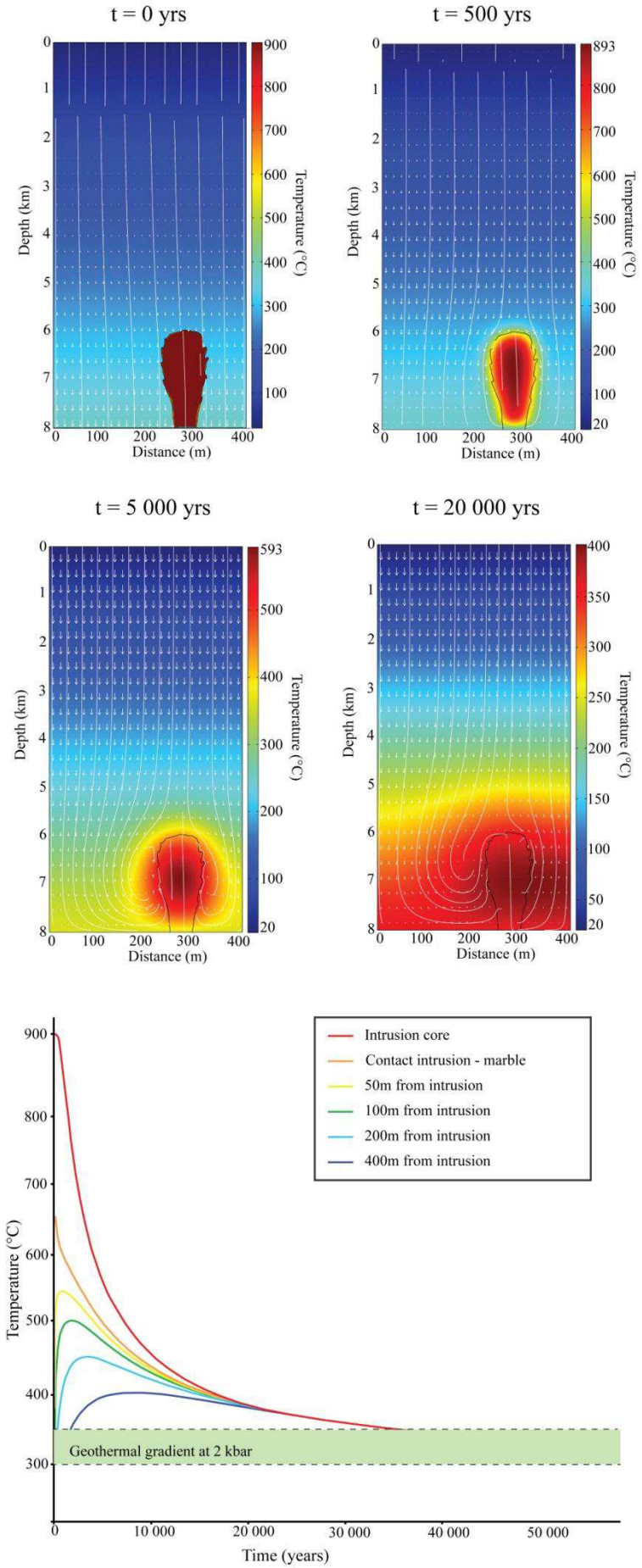


Figure 176 : Comsol model representing the cooling time of the La Fourque granodiorite at 3.3 kbar. The plot show that the intrusion cooled and reach the geothermal gradient (45°C/km) in less than 40,000 yrs.

iii. Ore-deposit model and regional implication

The succession of magmatic, deformation and mineralization events observed in the Salau sector seems to be well correlated with those defined more regionally, through the axial zone of the Pyrenees. Around ca. 295 Ma, during the D2 event (Denèle *et al*., 2014; Cochelin, 2016), the Salau granodiorite was emplaced in the Devonian carbonate series. It developed at its contact an intense contact metamorphism which resulted in the development of scheelite skarns at its periphery. This event corresponds to a time where the upper crust of the axial zone was abnormally hot and the compressive N-S regime was marked by hectometric E-W trending folds. Later, around 289 Ma, the upper crust progressively cooled and the deformation become more localized. Previously emplaced intrusions and gneiss domes, harder than the host-rock, played a major role. Then, shear zones were developed at their periphery or within graphitic levels such as the Silurian black shales. In the case of Salau, where coarse-grained scheelite, massive sulfide and gold mineralization is observed within these shear zones, a thermal source other than the emplacement of the la Fourque granodiorite is required, especially because the massive sulfides fluid source had to be magmatic according to $\delta^{34}S$ and fluid inclusions studies (Toulhoat, 1982; Guy, 1988; Krier-Schellen, 1988). This result represent the first direct dating of the D3 variscan deformation event which consists in the development of large shear zones, especially at the level of rheological contrasted zones (Denèle *et al*., 2014; Cochelin, 2016). This new dating highlights the late-variscan age of these D3 shear-zones which could be reactivated during the Alpine orogeny.

The presence of late intrusive bodies that cut across the La Fourque granodiorite, such as tourmaline veinlets and aplite veins, is attested in the field (*figure 163*h). Therefore, a more evolved granite, emplaced deeper in the crust, could be their source. This granitic body could be part of a long-lasting, multi-intrusions event, emplaced during D3, responsible for the coarse-grained scheelite + massive sulfide deposition after the fine-grained scheelite skarn development (*figure 177*). Such a process is already known elsewhere in the late-Variscan context such as at Los Santos in Spain (Timon Sanchez *et al*., 2009), where two different granites were emplaced ca. 10 Ma apart and were responsible firstly for a scheelite skarn and then a scheelite and massive sulfide mineralization.

According to Soler, (1977) and Kaelin, (1982); the core of the apex is occupied by a porphyritic granodiorite identified in mine workings, while the borders are represented by a dark and fine grained granodiorite. These facies belong to the La Fourque granodioritic intrusion. Interestingly, in several places around the mine, different examples show that magmatism happened during several stages. Inclusions of dark diorite are found in the La Fourque granodiorite and aplite dykes are cross-cutting the intrusion (*figure 163*h). These different magmatic bodies from older diorites to more evolved compositions such as aplite dykes could reflects the differentiation process of a deeper magmatic source. Such relationships between different intrusive bodies can be observed in the nearby mountains of Marimanya (Palau i Ramirez, 1998) and Cauterets (Reyx, 1973).

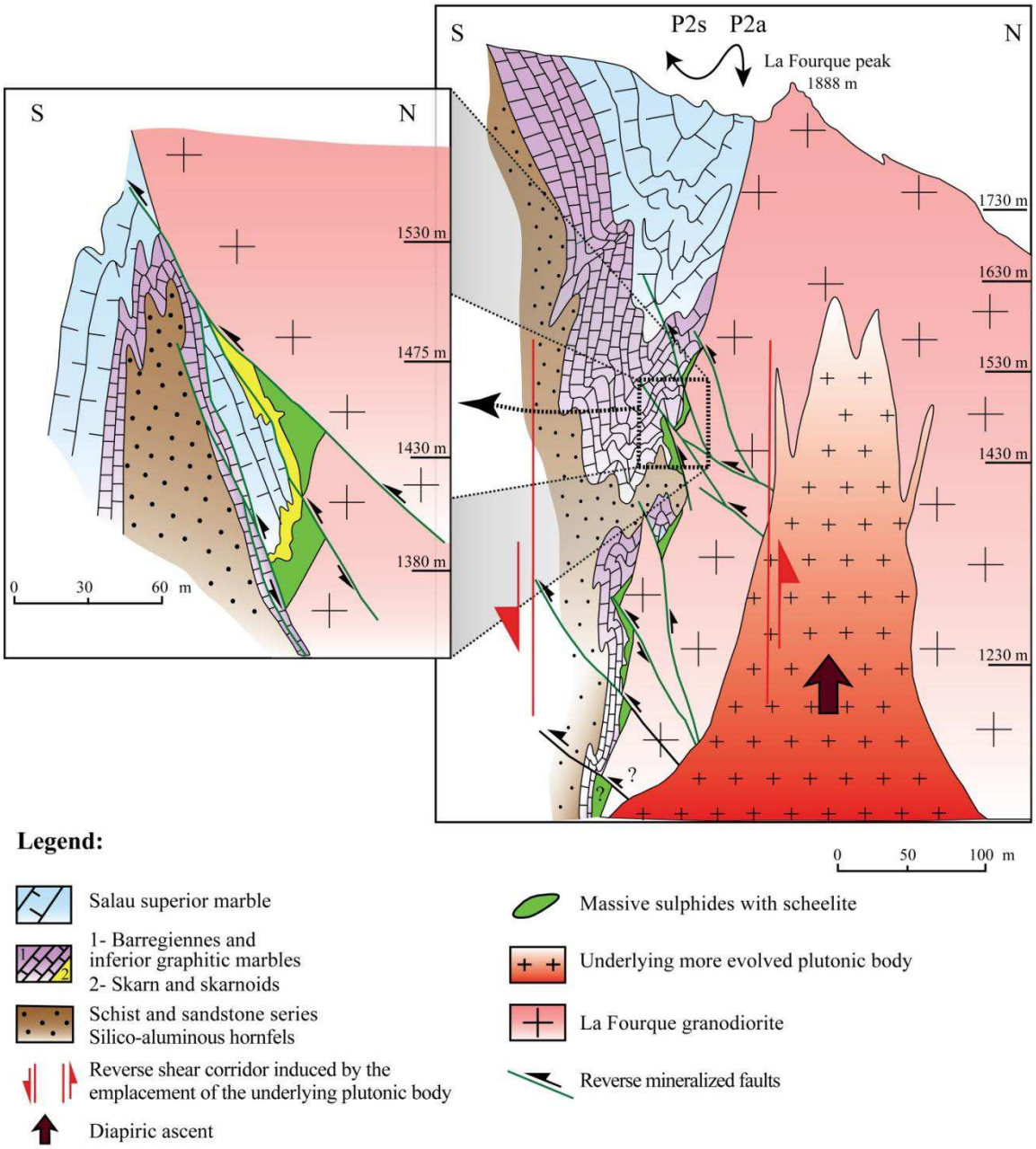


Figure 177 : N - S cross section of the southern side of the La Fourque massif showing the massive sulfides ore formation and its relationships with an underlying more evolved granite.

Through the Variscan chain, several examples of sulfide mineralization, consecutive to an early mostly tungsten-rich mineralization, are described, such as Puy les Vignes (Harlaux *et al*., 2018) and Panasqueira (Codeço *et al*., 2017). In some cases, as in the Pyrenees, we propose that the magmatism associated with tungsten mineralization is different from the source of later massive sulfide fluids. The latter is probably the expression of a more evolved magmatic underlying stock which could be derived from a deeper parent magmatic source (Ledru & Autran, 1987; Bucholz *et al*., 2017). Moreover, when they happened in the upper crust, the magmatic and mineralizing events are punctual events, over ten to hundred thousand years (Nabelek *et al*., 2012) and are not necessarily successive in the case of the Pyrenees axial zone. In addition, it appears that the main type of gold mineralization represented in the Pyrenees, could be related to late evolved magmatism and localized in shear-zones during regional localization of the deformation and crust cooling. The

ore control of this type of mineralization is the search for mylonitized zones in contact with contemporaneous granodioritic intrusions or in Silurian levels in contact metamorphic halos.

Silurian black shales mapped along the southern border of the La Fourque granodiorite could had a strong control for gold and sulfide precipitation, such as the massive sulfide ore with high gold contents (10 g/t) are mainly hosted in these Silurian levels. Interestingly, the Aurenere massive sulfides are also emplaced along the Silurian thrust between southern Devonian and northern Devonian. Several others significant deposits are known through the Pyrenees. Costabonne and Eaux-Chaudes occurrences are two famous sites which bear similarities with Salau. They are also both located near a Silurian thrust and consist of a scheelite skarn and massive sulfides (arsenopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite).

g. Concluding remarks

This study on the W/Au Salau ore deposit lead us to the following conclusions:

1) The deposit consist of two ore types. The first one is a skarn with garnet, pyroxene and fine-grained scheelite mineralization with disseminated arsenopyrite and pyrrhotite belonging mostly to the prograde stage. The second type consists of a coarse-grained scheelite with abundant massive sulfide mineralization (arsenopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite, sulfosalts, native bismuth and electrum) mostly belonging to a retrograde stage.

2) On the basis of field and petrographic evidences, coarse-grained scheelites, massive sulfides and gold clearly postdates the fine-grained scheelite skarn. In the embayment, the grossular-hedenbergite skarnoid is pervaded by this coarse-grained scheelite and massive sulfide ore. Moreover, a sample collected in the reverse dextral fault shows a breccia of granodiorite cemented by massive arsenopyrite and coarse-grained scheelite (*figure 163*e).

3) REE spectra evidenced the compositional difference of the two types of scheelite and apatite and revealed their distinct source. Granodioritic apatites and fine-grained scheelite from the fine-grained scheelite skarn recorded a high negative europium peak and a flat REE pattern while hydrothermal apatites and coarse-grained scheelites have not or positive europium peak and an enrichment in LREE against a depletion in HREE. In addition, fine-grained scheelites from the skarn have a low Eu/Eu* values (0.1 - 0.2) while coarse-grained scheelite from the massive sulfide ore have high Eu/Eu* values (0.7 - 1.5). Apatites, related to the same stages have also low Eu/Eu* values for the magmatic ones (0.02 – 0.1) and high Eu/Eu* values for the hydrothermal ones (1.99 - 6.06).

4) The two skarns were not formed from the same intrusion. Skarn is related to the La Fourque granodiorite emplacement at ca. 295 Ma (zircon and magmatic apatite). The La Fourque apex is too small to be the source of coarse-grained scheelite, massive sulfides and gold mineralizing fluids and had undoubtedly crystallized before it, due to its cross-cutting relationship by Veronique fault. The physical model confirm that the intrusion cooling is very quick and less than 40,000 yrs. (*figure 176*). Conversely, the massive sulfides ore is related to a steeply dipping to the north, E-W trending shear-zone, also called "Veronique" fault developed at ca. 289 Ma (hydrothermal apatite and coarse-grained scheelite). Kinematics of the shear-zone was dextral-reverse and the displacement measured on mine sections can reach hundreds of meters (Lecouffe, 1987; Fonteilles *et al*., 1989). These two different skarns could be the expressions of two pluton impulsions from a deeper parent magmatic source.

5) Previous $\delta^{34}S$ analyses and fluid inclusions point out towards to a magmatic source different from that of the fine-grained scheelite skarn fluids. It thus appears realistic to attribute the fluids source responsible for massive sulfides ore deposition (Soler, 1977; Toulhoat, 1982; Ledru & Autran, 1987; Fonteilles *et al*., 1989) to an underlying more evolved granitic body. Aplite dykes and tourmaline veinlets could constitute its upper part (*figure 177*).

The Salau deposit could be the expression of regional deformation and magmatism regime in the axial zone of the Pyrenees during the late-Variscan evolution (*figure 178*). The La Fourque granodiorite was emplaced at ca. 295 Ma contemporaneously to D2 event, in compressional regime into the upper crust at ca. 2 kbar. It was responsible of contact metamorphism and scheelite skarn genesis with a prominent prograde stage in surrounding Devonian carbonate host-rocks. Later, with crust cooling, the deformation regime changed and was localized in shear-zones along granitic stocks and gneiss domes. Coarse-grained scheelites, massive sulfides and gold (most of the ore deposit), hosted in these structures had a magmatic source which could be more evolved than the granodiorite and is mainly composed of a retrograde stage. Finally, this long-lasting magmatism could correspond to the differentiation of a magmatic source at depth from older diorites to more evolved granites, each pulse being responsible for its own mineralization. Recent development in U/Pb geochronology led to observe the same events on occurrences such as Puy-les-Vignes in the French Massif Central or Los Santos in Spain. Such a phenomena could be much more widespread, through the axial zone of the Pyrenees, Cauterets or Andorra, but may be at a larger scale.

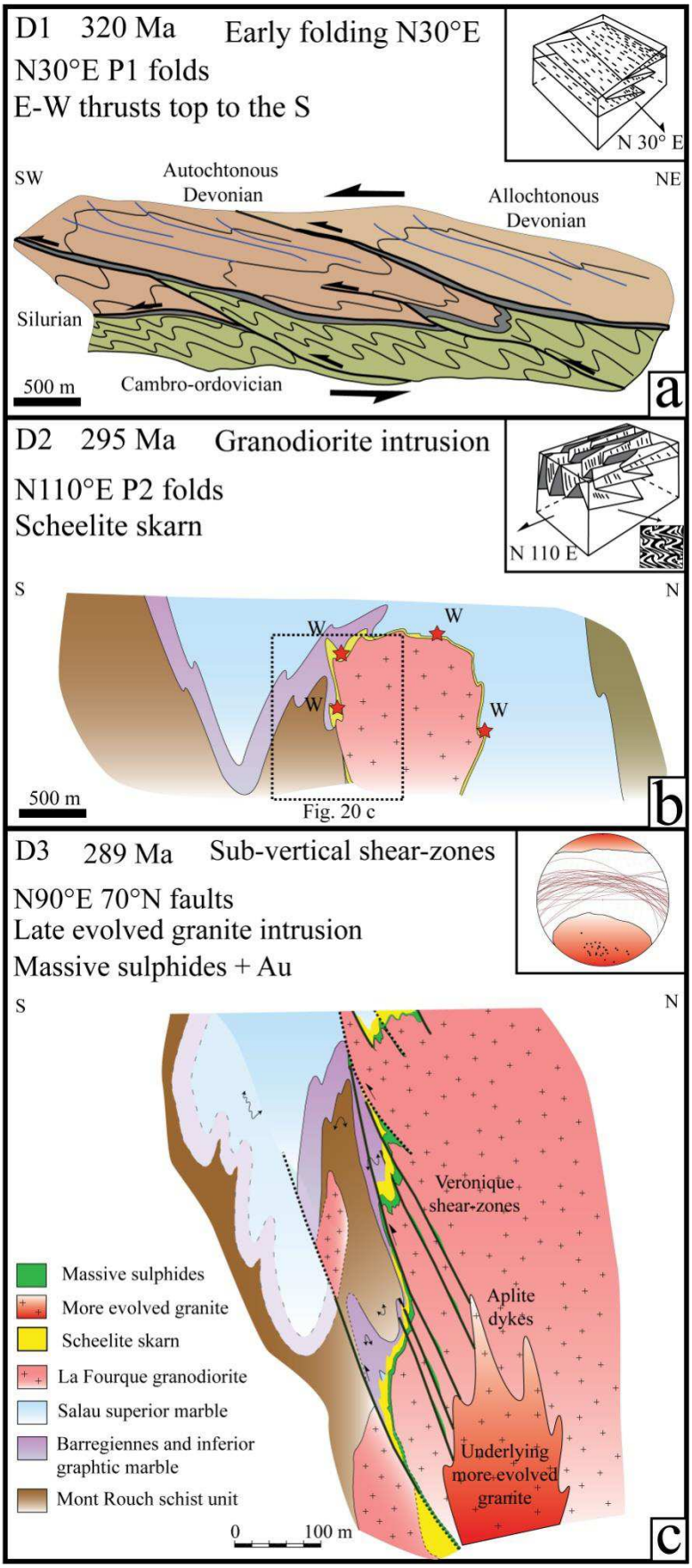


Figure 178 : Chronological sketch of the Salau deposit genesis. D1 correspond to early folding N30°E. D2 at ca. 295 Ma corresponds to the N-S compressional stage which led to N110°E folds formation, granodiorite intrusion and related scheelite skarn genesis. Finally, D3 at ca. 289 Ma, a late evolved granite intrusion and the localization of deformation in shear-zones during progressive cooling of the crust led to the formation of a scheelite, massive sulfides and gold mineralization.

Laboratory & Sample Preparation			
Laboratory name	Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Rennes, France	Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Rennes, France	Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Rennes, France
Sample type/mineral	zircon	apatite	scheelite
Sample preparation	Conventional mineral separation, 1 inch resin mount, 1 µm polish to finish / Epoxy pucks	Thin and polished sections	Thin and polished sections
Imaging	Tescan CL detector on Tesca MEB-FEG	Tescan CL detector on Tesca MEB-FEG	Tescan CL detector on Tesca MEB-FEG
Laser ablation system			
Make, Model & type	ESI NWR193UC, Excimer	ESI NWR193UC, Excimer	ESI NWR193UC, Excimer
Ablation cell	ESI NWR TwoVol2	ESI NWR TwoVol2	ESI NWR TwoVol2
Laser wavelength	193 nm	193 nm	193 nm
Pulse width	< 5 ns	< 5 ns	< 5 ns
Fluence	7 J/cm-2	6.5 J/cm-2	7 J/cm-2
Repetition rate	4 Hz	5 Hz	4 Hz
Spot sizes	20 µm (round spot)	40 µm (round spot)	20 µm (round spot)
Sampling mode / pattern	Single spot	Single spot	Single spot
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N2 (3 ml/mn) combined using in-house smoothing device	100% He, Ar make-up gas and N2 (3 ml/mn) combined using in-house smoothing device	100% He, Ar make-up gas and N2 (3 ml/mn) combined using in-house smoothing device
Background collection	20 seconds	20 seconds	20 seconds
Ablation duration	60 seconds	60 seconds	60 seconds
Wash-out delay	15 seconds	15 seconds	15 seconds
Cell carrier gas flow (He)	0.75 l/min	0.75 l/min	0.75 l/min
ICP-MS Instrument			
Make, Model & type	Agilent 7700x, Q-ICP-MS	Agilent 7700x, Q-ICP-MS	Agilent 7700x, Q-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing	Via conventional tubing	Via conventional tubing
RF power	1350W	1350W	1350W
Sampler, skimmer cones	Ni	Ni	Ni
Extraction lenses	X type	X type	X type
Make-up gas flow (Ar)	0.85 l/min	0.87 l/min	0.85 l/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier	Single collector secondary electron multiplier	Single collector secondary electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis	Time-resolved analysis	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak	Peak hopping, one point per peak	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10^6 cps	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10^6 cps	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10^6 cps

Masses measured	^{204}(Hg + Pb), ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U	^{43}Ca, ^{204}(Hg + Pb), ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U	^{204}(Hg + Pb), ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U
Integration time per peak	10-30 ms	10-30 ms	10-30 ms
Sensitivity / Efficiency	25000 cps/ppm Pb (50µm, 10Hz)	28000 cps/ppm Pb (50µm, 10Hz)	25000 cps/ppm Pb (50µm, 10Hz)
Dwell time per isotope	5-70 ms depending on the masses	5-70 ms depending on the masses	5-70 ms depending on the masses
Data Processing			
Gas blank	20 seconds on-peak	20 seconds on-peak	20 seconds on-peak
Calibration strategy	GJ1 zircon standard used as primary reference material, Plešovice used as secondary reference material (quality control)	Madagascar apatite used as primary reference material, Durango and McClure apatite standards used as secondary reference material (quality control)	NIST 612 standard used as primary reference material
Reference Material info	GJ1 (Jackson et al., 2004) Plešovice (Slama et al., 2008)	Madagascar (Thomson et al. 2012) Durango (McDowell et al. 2005) McClure (Schoene and Bowring 2006)	NIST 612 (Wintzer et al., 2016)
Data processing package used	GLITTER ® (van Achterbergh et al., 2001)	Iolite (Paton et al. 2010), VizualAge_UcomPbine (Chew et al. 2014)	GLITTER ® (van Achterbergh et al., 2001)
Quality control / Validation	Plešovice: concordia age = 336.1 ± 2.9 Ma (N=7; MSWD=0.26)	Durango: Weighted average ^{207}Pb corrected age = 30.27 ± 1.54 Ma (MSWD = 0.86; probability=0.65) McClure: Weighted average ^{207}Pb corrected age = 519.3 ± 3.4 Ma (MSWD = 1.07; probability = 0.38)	

Tableau 12 : Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment

LA-ICP-MS data for zircon from sample TP608, TP610, TP709, TP728 and TP754.

	Content (ppm)				Isotope ratios					Ages (Ma)						Concordance
Zircon	Pb	U	Th	Th/U	$^{238}U/^{206}Pb$	err%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	err%	rho	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Abs. Error	$^{206}Pb/^{238}U$	Abs. Error	$^{207}Pb/^{235}U$	Abs. Error	
TP608																
5250117e	35,2	804,8	268,1	0,33	23,218	1,457	0,0524	1,3992	0,9507	303	25	272	3	275	3	98,8
7250117e	20,4	474,8	77,0	0,16	22,533	1,447	0,0539	1,4341	0,9127	365	26	280	3	289	3	96,8
9250117e	**36,7**	**737,4**	**343,4**	**0,47**	**21,186**	**1,460**	**0,0520**	**1,4823**	**0,8938**	**285**	**27**	**297**	**3**	**296**	**3**	**100,5**
10250117e	18,1	427,2	85,7	0,20	22,967	1,447	0,0525	1,4433	0,9017	305	26	275	3	278	3	98,8
11250117e	**11,3**	**235,5**	**86,7**	**0,37**	**21,317**	**1,449**	**0,0527**	**1,5466**	**0,8399**	**315**	**28**	**296**	**3**	**298**	**4**	**99,3**
12250117e	**17,4**	**374,1**	**84,0**	**0,22**	**21,155**	**1,459**	**0,0534**	**1,4871**	**0,8877**	**345**	**27**	**298**	**3**	**303**	**3**	**98,2**
16250117e	**87,8**	**1821,2**	**551,3**	**0,30**	**21,017**	**1,453**	**0,0530**	**1,3891**	**0,9505**	**330**	**24**	**300**	**3**	**303**	**3**	**98,8**
18250117e	64,0	1606,7	134,3	0,08	23,590	1,453	0,0537	1,3940	0,9512	356	24	268	3	277	3	96,6
19250117e	35,3	834,0	302,5	0,36	24,143	1,455	0,0528	1,4232	0,9307	318	25	262	3	267	3	97,9
20250117e	18,7	432,0	102,1	0,24	22,665	1,453	0,0539	1,5077	0,8655	367	27	278	3	288	3	96,6
21250117e	41,6	993,0	177,8	0,18	23,127	1,453	0,0537	1,4080	0,9343	357	25	273	3	282	3	96,8
27250117e	**8,4**	**181,3**	**49,3**	**0,27**	**21,432**	**1,454**	**0,0521**	**1,6233**	**0,7907**	**287**	**31**	**294**	**3**	**293**	**4**	**100,3**
28250117e	**36,5**	**828,6**	**46,8**	**0,06**	**21,151**	**1,459**	**0,0548**	**1,4327**	**0,9240**	**406**	**25**	**298**	**3**	**310**	**3**	**96,0**
29250117e	54,4	1442,0	86,0	0,06	24,492	1,449	0,0531	1,4174	0,9225	333	25	258	3	266	3	97,1
30250117e	**54,6**	**1247,7**	**131,6**	**0,11**	**21,524**	**1,458**	**0,0534**	**1,4867**	**0,8855**	**346**	**27**	**293**	**3**	**299**	**3**	**98,0**
31250117e	42,8	1007,1	245,2	0,24	23,332	1,461	0,0536	1,4391	0,9187	353	26	271	3	279	3	96,9
32250117e	45,7	1108,9	262,9	0,24	23,821	1,462	0,0525	1,4429	0,9231	306	26	265	3	269	3	98,4
33250117e	38,0	800,2	645,9	0,81	24,372	1,464	0,0521	1,5261	0,8625	291	28	259	3	262	3	98,8
TP610																
5250117c	**20,2**	**445,3**	**110,3**	**0,25**	**21,377**	**1,503**	**0,0526**	**1,4560**	**0,9183**	**311**	**26**	**295**	**4**	**297**	**3**	**99,4**
6250117c	**14,1**	**316,1**	**57,8**	**0,18**	**21,432**	**1,506**	**0,0538**	**1,4949**	**0,8860**	**362**	**27**	**294**	**3**	**302**	**4**	**97,4**
7250117c	12,9	265,2	47,7	0,18	19,604	1,501	0,0529	1,4964	0,8827	324	27	321	4	321	4	99,9
8250117c	**23,9**	**502,7**	**179,0**	**0,36**	**21,204**	**1,495**	**0,0526**	**1,4262**	**0,9284**	**311**	**25**	**297**	**4**	**299**	**3**	**99,5**
9250117c	**22,8**	**491,8**	**147,6**	**0,30**	**21,482**	**1,491**	**0,0531**	**1,4468**	**0,9115**	**334**	**26**	**293**	**3**	**298**	**3**	**98,5**
10250117c	**18,4**	**407,1**	**90,9**	**0,22**	**21,418**	**1,488**	**0,0517**	**1,4565**	**0,8990**	**272**	**27**	**294**	**3**	**292**	**3**	**100,9**
11250117c	17,1	394,9	81,9	0,21	22,361	1,494	0,0537	1,5277	0,8608	356	28	282	3	290	4	97,2
12250117c	**20,0**	**409,8**	**200,0**	**0,49**	**21,598**	**1,496**	**0,0537**	**1,4510**	**0,9158**	**360**	**26**	**292**	**3**	**299**	**3**	**97,5**
16250117c	**41,6**	**906,4**	**209,2**	**0,23**	**21,354**	**1,485**	**0,0528**	**1,4083**	**0,9448**	**318**	**25**	**295**	**3**	**298**	**3**	**99,1**
17250117c	35,6	816,2	155,0	0,19	22,262	1,490	0,0527	1,4388	0,9254	316	26	283	3	287	3	98,7
18250117c	23,1	561,4	82,8	0,15	23,332	1,480	0,0527	1,4386	0,9198	317	26	271	3	275	3	98,2
19250117c	34,8	813,3	134,7	0,17	22,650	1,470	0,0541	1,4153	0,9284	377	25	279	3	289	3	96,3
20250117c	**8,8**	**183,0**	**57,8**	**0,32**	**21,160**	**1,493**	**0,0521**	**1,5752**	**0,8381**	**287**	**30**	**298**	**3**	**297**	**4**	**100,4**
21250117c	20,8	470,6	94,5	0,20	22,212	1,488	0,0552	1,4996	0,8893	420	27	284	3	299	3	94,9
22250117c	20,9	491,2	192,3	0,39	23,540	1,489	0,0544	1,5144	0,8805	386	27	268	3	281	3	95,6
23250117c	**9,7**	**207,4**	**45,6**	**0,22**	**21,240**	**1,480**	**0,0534**	**1,5799**	**0,8287**	**344**	**29**	**297**	**3**	**302**	**4**	**98,2**
27250117c	**4,9**	**107,3**	**27,3**	**0,25**	**21,867**	**1,490**	**0,0535**	**1,7192**	**0,7581**	**349**	**33**	**288**	**3**	**295**	**4**	**97,7**
28250117c	22,7	520,9	111,4	0,21	22,821	1,477	0,0530	1,4646	0,9040	327	26	277	3	282	3	98,1
29250117c	**81,7**	**1843,3**	**173,5**	**0,09**	**21,492**	**1,474**	**0,0527**	**1,4237**	**0,9363**	**317**	**25**	**293**	**3**	**296**	**3**	**99,1**
30250117c	32,6	740,7	165,3	0,22	22,701	1,472	0,0531	1,4619	0,9109	334	26	278	3	284	3	97,9
31250117c	**16,3**	**325,7**	**147,7**	**0,45**	**21,533**	**1,475**	**0,0532**	**1,6143**	**0,8151**	**338**	**30**	**293**	**3**	**298**	**4**	**98,3**
32250117c	**28,7**	**619,6**	**120,4**	**0,19**	**21,368**	**1,468**	**0,0519**	**1,5305**	**0,8594**	**281**	**28**	**295**	**3**	**293**	**3**	**100,5**

33250117c	**19,7**	**426,7**	**78,5**	**0,18**	**21,594**	**1,461**	**0,0536**	**1,5138**	**0,8692**	**354**	**27**	**292**	**3**	**299**	**3**	**97,7**
34250117c	**9,9**	**204,9**	**59,1**	**0,29**	**21,281**	**1,464**	**0,0522**	**1,6042**	**0,8110**	**294**	**30**	**296**	**3**	**296**	**4**	**100,1**
TP709																
5250117d	**21,9**	**435,8**	**224,1**	**0,51**	**21,464**	**1,438**	**0,0515**	**1,4439**	**0,9119**	**265**	**26**	**294**	**3**	**290**	**3**	**101,1**
6250117d	30,9	710,7	188,2	0,26	22,978	1,429	0,0527	1,4099	0,9335	314	25	275	3	279	3	98,5
7250117d	23,8	428,3	144,5	0,34	18,467	1,429	0,0568	1,4154	0,9190	484	25	340	4	359	4	94,7
8250117d	**25,4**	**559,1**	**105,5**	**0,19**	**21,381**	**1,435**	**0,0523**	**1,4302**	**0,9213**	**300**	**25**	**295**	**3**	**295**	**3**	**99,8**
9250117d	42,3	1016,8	284,0	0,28	24,027	1,432	0,0522	1,3874	0,9448	294	24	263	3	266	3	98,8
10250117d	32,9	777,1	228,3	0,29	23,821	1,443	0,0529	1,4065	0,9427	323	25	265	3	271	3	97,8
11250117d	15,7	359,9	110,1	0,31	23,004	1,448	0,0520	1,4666	0,9005	285	27	274	3	275	3	99,6
12250117d	15,5	370,5	71,4	0,19	23,207	1,438	0,0523	1,4771	0,8870	297	27	272	3	275	3	99,1
16250117d	**20,5**	**468,6**	**69,7**	**0,15**	**21,844**	**1,437**	**0,0526**	**1,4855**	**0,8757**	**314**	**27**	**289**	**3**	**291**	**3**	**99,1**
17250117d	**17,9**	**381,2**	**114,4**	**0,30**	**21,340**	**1,450**	**0,0521**	**1,5103**	**0,8742**	**292**	**28**	**295**	**3**	**295**	**3**	**100,2**
18250117d	**25,4**	**538,5**	**174,6**	**0,32**	**21,450**	**1,438**	**0,0521**	**1,4648**	**0,8872**	**289**	**27**	**294**	**3**	**293**	**3**	**100,2**
19250117d	**9,3**	**200,7**	**53,7**	**0,27**	**21,455**	**1,455**	**0,0529**	**1,6682**	**0,7770**	**325**	**32**	**294**	**3**	**297**	**4**	**98,8**
20250117d	9,9	148,0	36,3	0,24	14,912	1,447	0,0581	1,5349	0,8440	531	28	418	5	436	5	95,9
21250117d	**23,2**	**502,3**	**126,4**	**0,25**	**21,404**	**1,436**	**0,0520**	**1,4517**	**0,8915**	**284**	**26**	**294**	**3**	**293**	**3**	**100,4**
27250117d	12,2	237,7	83,1	0,35	19,775	1,446	0,0539	1,5388	0,8446	365	28	318	4	324	4	98,2
28250117d	**17,4**	**372,6**	**115,7**	**0,31**	**21,441**	**1,454**	**0,0528**	**1,4981**	**0,8811**	**320**	**27**	**294**	**3**	**297**	**3**	**99,0**
29250117d	27,3	632,9	148,4	0,23	22,671	1,453	0,0526	1,5328	0,8580	311	28	278	3	282	3	98,8
30250117d	69,4	1329,6	275,6	0,21	18,706	1,441	0,0540	1,4326	0,9149	369	25	336	4	340	4	98,7
32250117d	18,1	403,3	127,1	0,32	22,287	1,455	0,0527	1,4997	0,8764	316	27	283	3	287	3	98,7
33250117d	**6,0**	**130,1**	**32,1**	**0,25**	**21,213**	**1,461**	**0,0523**	**1,8144**	**0,7032**	**299**	**36**	**297**	**3**	**297**	**4**	**99,9**
34250117d	22,1	551,1	72,7	0,13	23,540	1,451	0,0528	1,4826	0,8828	320	27	268	3	274	3	98,0
TP728																
5250117a	**9,4**	**204,9**	**46,3**	**0,23**	**21,245**	**1,480**	**0,0525**	**1,5351**	**0,8564**	**306**	**29**	**297**	**3**	**298**	**4**	**99,7**
6250117a	**14,4**	**318,8**	**96,0**	**0,30**	**22,119**	**1,466**	**0,0528**	**1,4681**	**0,8986**	**319**	**26**	**285**	**3**	**289**	**3**	**98,7**
7250117a	**18,6**	**389,2**	**135,6**	**0,35**	**21,236**	**1,462**	**0,0527**	**1,4398**	**0,9094**	**314**	**26**	**297**	**3**	**299**	**3**	**99,4**
8250117a	12,2	125,5	58,1	0,46	10,804	1,470	0,0597	1,4933	0,8776	593	25	571	6	575	6	99,3
9250117a	**15,4**	**341,8**	**62,9**	**0,18**	**21,336**	**1,467**	**0,0517**	**1,4712**	**0,8917**	**274**	**27**	**295**	**3**	**293**	**3**	**100,8**
10250117a	**23,5**	**515,8**	**155,1**	**0,30**	**22,017**	**1,462**	**0,0531**	**1,4179**	**0,9278**	**332**	**25**	**286**	**3**	**291**	**3**	**98,3**
11250117a	**13,0**	**288,2**	**56,6**	**0,20**	**21,501**	**1,474**	**0,0526**	**1,5018**	**0,8784**	**311**	**28**	**293**	**3**	**295**	**3**	**99,3**
12250117a	**47,3**	**1049,2**	**189,6**	**0,18**	**21,386**	**1,469**	**0,0520**	**1,4209**	**0,9364**	**285**	**25**	**295**	**3**	**294**	**3**	**100,4**
16250117a	22,8	191,9	66,8	0,35	8,607	1,464	0,0619	1,4199	0,9317	671	24	709	8	700	6	101,3
17250117a	**8,1**	**168,8**	**68,5**	**0,41**	**21,427**	**1,471**	**0,0528**	**1,6079**	**0,8132**	**318**	**30**	**294**	**3**	**297**	**4**	**99,1**
18250117a	**26,4**	**556,7**	**183,5**	**0,33**	**21,390**	**1,469**	**0,0527**	**1,4391**	**0,9205**	**315**	**26**	**295**	**3**	**297**	**3**	**99,2**
19250117a	**24,3**	**521,5**	**154,7**	**0,30**	**21,445**	**1,454**	**0,0528**	**1,4381**	**0,9070**	**318**	**26**	**294**	**3**	**297**	**3**	**99,1**
20250117a	**12,8**	**278,8**	**74,3**	**0,27**	**21,603**	**1,461**	**0,0532**	**1,5063**	**0,8644**	**336**	**28**	**292**	**3**	**297**	**3**	**98,3**
21250117a	**20,6**	**453,1**	**81,5**	**0,18**	**21,322**	**1,466**	**0,0527**	**1,4549**	**0,9054**	**314**	**26**	**296**	**3**	**298**	**3**	**99,3**
22250117a	**15,2**	**301,5**	**153,3**	**0,51**	**21,313**	**1,466**	**0,0546**	**1,4797**	**0,8908**	**397**	**26**	**296**	**3**	**307**	**3**	**96,2**
23250117a	**15,3**	**312,0**	**134,4**	**0,43**	**21,340**	**1,467**	**0,0521**	**1,5425**	**0,8531**	**290**	**29**	**295**	**3**	**295**	**4**	**100,2**
27250117a	**14,8**	**311,9**	**92,6**	**0,30**	**21,259**	**1,463**	**0,0537**	**1,4960**	**0,8819**	**360**	**27**	**296**	**3**	**304**	**3**	**97,6**
29250117a	**6,3**	**134,2**	**43,6**	**0,32**	**21,533**	**1,475**	**0,0529**	**1,6857**	**0,7754**	**323**	**32**	**293**	**3**	**296**	**4**	**98,9**
30250117a	**11,6**	**249,6**	**97,0**	**0,39**	**22,401**	**1,460**	**0,0532**	**1,5823**	**0,8154**	**339**	**30**	**282**	**3**	**288**	**4**	**97,8**
31250117a	**15,7**	**342,0**	**73,2**	**0,21**	**21,459**	**1,455**	**0,0528**	**1,5127**	**0,8644**	**321**	**28**	**294**	**3**	**297**	**3**	**99,0**
34250117a	16,2	368,5	126,7	0,34	23,310	1,460	0,0524	1,5063	0,8716	301	28	271	3	274	3	98,9
TP754																

5250117b	**50,2**	**1074,1**	**263,9**	**0,25**	**21,263**	**1,464**	**0,0524**	**1,3849**	**0,9568**	**302**	**24**	**296**	**3**	**297**	**3**	**99,8**
6250117b	**21,5**	**484,8**	**66,0**	**0,14**	**21,631**	**1,462**	**0,0533**	**1,4283**	**0,9233**	**343**	**25**	**291**	**3**	**297**	**3**	**98,0**
7250117b	**7,6**	**166,3**	**40,8**	**0,25**	**21,487**	**1,473**	**0,0527**	**1,6402**	**0,7952**	**318**	**31**	**293**	**3**	**296**	**4**	**99,1**
8250117b	**25,6**	**538,1**	**169,0**	**0,31**	**21,358**	**1,468**	**0,0528**	**1,4831**	**0,8892**	**319**	**27**	**295**	**3**	**298**	**3**	**99,1**
9250117b	16,5	331,1	73,7	0,22	19,562	1,467	0,0549	1,4610	0,9042	407	25	321	4	332	4	96,8
10250117b	33,1	619,4	66,2	0,11	17,674	1,475	0,0549	1,4031	0,9513	408	24	355	4	362	4	98,0
12250117b	58,5	1151,2	224,5	0,19	19,220	1,466	0,0549	1,3893	0,9535	407	24	327	4	337	4	97,0
16250117b	**5,0**	**111,5**	**22,2**	**0,20**	**21,538**	**1,493**	**0,0529**	**1,8984**	**0,6832**	**325**	**38**	**293**	**3**	**296**	**5**	**98,8**
17250117b	27,7	637,7	141,1	0,22	22,533	1,483	0,0529	1,4502	0,9228	325	26	280	3	285	3	98,3
18250117b	**8,6**	**185,2**	**46,9**	**0,25**	**21,400**	**1,487**	**0,0530**	**1,5862**	**0,8339**	**330**	**29**	**294**	**3**	**298**	**4**	**98,7**
19250117b	**49,9**	**1078,6**	**294,6**	**0,27**	**21,492**	**1,474**	**0,0532**	**1,4017**	**0,9463**	**335**	**25**	**293**	**3**	**298**	**3**	**98,4**
20250117b	34,2	762,9	282,9	0,37	22,810	1,477	0,0537	1,4231	0,9336	356	25	277	3	285	3	97,0
21250117b	28,9	613,4	160,7	0,26	21,177	1,477	0,0560	1,4427	0,9176	451	25	297	3	316	4	94,3
23250117b	**22,1**	**461,4**	**170,7**	**0,37**	**21,368**	**1,485**	**0,0532**	**1,4761**	**0,8962**	**336**	**27**	**295**	**3**	**300**	**3**	**98,5**
27250117b	37,9	747,5	181,6	0,24	19,320	1,486	0,0524	1,4441	0,9255	303	26	325	4	323	4	100,8
28250117b	43,4	981,0	297,0	0,30	22,717	1,473	0,0551	1,4288	0,9183	415	25	278	3	293	3	94,8
29250117b	**11,3**	**240,6**	**82,4**	**0,34**	**21,505**	**1,492**	**0,0530**	**1,5712**	**0,8371**	**329**	**29**	**293**	**3**	**297**	**4**	**98,6**
30250117b	**18,6**	**398,9**	**113,2**	**0,28**	**21,327**	**1,483**	**0,0534**	**1,4867**	**0,8831**	**346**	**27**	**295**	**3**	**301**	**4**	**98,1**
31250117b	**14,9**	**325,6**	**74,6**	**0,23**	**21,245**	**1,480**	**0,0529**	**1,5271**	**0,8595**	**323**	**28**	**297**	**3**	**300**	**4**	**99,0**
33250117b	**48,8**	**1102,8**	**129,9**	**0,12**	**21,272**	**1,481**	**0,0530**	**1,4936**	**0,8843**	**330**	**27**	**296**	**3**	**300**	**4**	**98,7**
34250117b	**10,4**	**224,8**	**57,0**	**0,25**	**21,164**	**1,493**	**0,0522**	**1,6209**	**0,8069**	**292**	**31**	**298**	**4**	**297**	**4**	**100,2**

Data in bold represent the analyses used for the calculation of the concordia ages for each sample - Errors are given at 1σ

Tableau 13 : LA-ICP-MS data for zircon from sample TP608, TP610, TP709, TP728 and TP754

Representative LA-ICP-MS U-Pb apatite data for studied samples

Sample	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{238}U/^{206}Pb$	Error (2σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Error (2σ)
TP061						
7040716.d	204,9	7,0	18,372	2,599	0,1934	0,0042
9040716.d	105,2	6,0	17,889	2,560	0,2866	0,0055
17040716.d	129,9	4,9	17,513	2,944	0,1883	0,0150
19040716.d	186,0	3,2	19,736	4,284	0,1348	0,0330
20040716.d	103,5	14,1	12,563	2,525	0,4240	0,0340
25040716.d	33,9	3,9	13,280	1,940	0,3900	0,0086
26040716.d	47,4	3,9	15,559	2,179	0,3221	0,0045
27040716.d	72,2	5,3	15,314	2,158	0,3093	0,0049
28040716.d	109,6	7,6	19,861	2,801	0,1533	0,0043
29040716.d	69,9	5,3	15,216	2,153	0,3178	0,0043
30040716.d	146,6	8,0	16,787	2,339	0,2576	0,0023
35040716.d	97,1	8,0	15,103	2,053	0,3280	0,0056
36040716.d	156,6	9,1	17,164	2,386	0,2700	0,0024
37040716.d	103,0	4,7	16,694	2,564	0,2336	0,0069
38040716.d	127,5	7,3	17,170	2,388	0,2598	0,0027
39040716.d	89,1	11,1	13,349	1,782	0,4019	0,0062
40040716.d	258,0	8,4	20,496	2,983	0,1235	0,0075
TP130						
7040716.d	109,1	10,9	14,430	0,154	0,3612	0,0038
9040716.d	80,1	9,8	13,191	0,452	0,4304	0,0140
10040716.d	113,5	10,7	14,051	0,162	0,3624	0,0043
15040716.d	13,6	14,8	3,288	0,045	0,8630	0,0069
17040716.d	53,2	10,1	10,870	0,142	0,5087	0,0054
19040716.d	12,2	12,8	3,358	0,090	0,8410	0,0140
20040716.d	70,7	8,6	13,680	0,936	0,4279	0,0180
25040716.d	58,5	10,8	10,395	0,303	0,5180	0,0130
26040716.d	32,3	15,7	6,061	1,028	0,7360	0,0130
27040716.d	61,8	11,6	10,984	0,121	0,5060	0,0050
28040716.d	34,2	11,3	7,806	0,104	0,6243	0,0065
29040716.d	50,9	9,2	11,288	0,140	0,5034	0,0074
35040716.d	57,6	10,8	10,881	0,225	0,5126	0,0086
36040716.d	58,1	8,7	12,376	0,276	0,4730	0,0110
38040716.d	75,6	9,3	13,298	0,990	0,4317	0,0180
39040716.d	65,1	9,3	12,381	0,135	0,4499	0,0048
40040716.d	40,9	11,5	8,969	0,233	0,6230	0,0091
FT19						
6050716.d	77,4	4,3	17,094	0,120	0,2142	0,0027
7050716.d	104,1	4,5	18,192	0,088	0,1933	0,0023
8050716.d	266,5	7,2	19,932	0,120	0,1328	0,0010
9050716.d	146,2	4,4	19,272	0,110	0,1695	0,0015
10050716.d	32,0	2,4	15,458	0,130	0,2976	0,0048
15050716.d	16,7	3,8	10,990	0,110	0,5005	0,0081
16050716.d	495,8	11,1	19,940	0,074	0,1377	0,0009
17050716.d	558,0	12,1	19,956	0,076	0,1362	0,0016

19050716.d	13,9	3,8	10,341	0,150	0,5480	0,0100
20050716.d	11,7	3,8	8,237	0,120	0,6200	0,0089
25050716.d	11,4	5,7	5,405	0,061	0,7386	0,0085
28050716.d	22,8	1,9	14,368	0,290	0,3430	0,0083
29050716.d	202,0	5,3	19,316	0,120	0,1665	0,0041
30050716.d	19,0	3,7	10,672	0,190	0,5240	0,0120
36050716.d	5,8	2,9	5,928	0,080	0,7330	0,0130
37050716.d	8,6	2,9	7,800	0,096	0,6190	0,0110
TP738						
8050716.d	12,1	3,4	9,901	0,170	0,5790	0,0120
10050716.d	26,6	6,2	10,526	0,250	0,5590	0,0130
16050716.d	6,5	4,5	5,695	0,057	0,7576	0,0094
17050716.d	1,8	5,2	1,526	0,018	0,9229	0,0100
18050716.d	35,7	8,2	11,806	0,340	0,4910	0,0270
19050716.d	1,1	2,7	2,169	0,091	0,8830	0,0230
25050716.d	13,0	4,2	11,050	0,100	0,5139	0,0074
26050716.d	20,2	5,3	12,758	0,100	0,4508	0,0052
27050716.d	14,5	5,0	11,708	0,120	0,4973	0,0074
30050716.d	2,7	1,9	4,904	0,076	0,7770	0,0160
35050716.d	31,8	3,4	15,038	0,320	0,3490	0,0120
37050716.d	9,0	3,1	7,930	0,290	0,6550	0,0300
38050716.d	39,8	5,4	13,497	0,080	0,4048	0,0035
39050716.d	17,1	3,2	12,447	0,150	0,4697	0,0082
40050716.d	68,0	10,5	16,540	0,200	0,2966	0,0100

Tableau 14 : Representative LA-ICP-MS U-Pb apatite data for studied samples

Representative LA-ICP-MS U-Pb scheelite data for studied samples

Sample	$^{238}U/^{206}Pb$	Error (2σ)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Error (2σ)
211p				
Sch1	1,745	0,043	0,8090	0,0120
Sch2	0,858	0,022	0,8339	0,0089
Sch4	0,623	0,030	0,8311	0,0082
Sch5	5,152	0,119	0,6865	0,0066
Sch6	3,565	0,102	0,7310	0,0092
Sch7	0,217	0,008	0,8420	0,0098
Sch8	0,140	0,004	0,8449	0,0086
Sch9	0,125	0,010	0,8490	0,0110
Sch10	0,023	0,002	0,8559	0,0086
Sch11	0,092	0,003	0,8576	0,0099
Sch14	0,079	0,007	0,8550	0,0088
Sch15	1,395	0,054	0,7940	0,0100
Sch16	0,821	0,020	0,8221	0,0084
Sch17	0,034	0,001	0,8550	0,0073
Sch18	0,058	0,003	0,8565	0,0097
Sch19	0,130	0,007	0,8496	0,0096
Sch20	0,118	0,005	0,8586	0,0100
214p				
Sch1	1,715	0,047	0,8060	0,0180
Sch2	1,818	0,046	0,8000	0,0150
Sch3	2,790	0,059	0,7589	0,0130
Sch4	2,933	0,068	0,7610	0,0130
Sch5	1,183	0,029	0,8340	0,0150
Sch6	1,767	0,053	0,8010	0,0190
Sch7	6,498	0,148	0,6610	0,0130
Sch8	3,775	0,093	0,7150	0,0160
Sch9	6,046	0,197	0,6830	0,0150
Sch10	1,609	0,039	0,8070	0,0160
Sch11	2,141	0,055	0,7970	0,0160
Sch12	4,010	0,087	0,7160	0,0130
Sch13	4,127	0,104	0,7130	0,0150
Sch14	3,940	0,101	0,7290	0,0160
Sch15	4,281	0,095	0,7260	0,0140
Sch16	2,262	0,072	0,8050	0,0150
Sch17	1,387	0,048	0,8290	0,0180
Sch18	2,817	0,087	0,7620	0,0190
Sch19	2,381	0,074	0,8070	0,0220
Sch20	3,521	0,095	0,7290	0,0150
255p				
Sch1	6,456	0,358	0,6135	0,0066
Sch2	1,853	0,076	0,7686	0,0092
Sch3	3,902	0,244	0,6950	0,0089
Sch4	2,998	0,162	0,7450	0,0066
Sch5	0,806	0,034	0,8280	0,0100

Sch6	1,140	0,051	0,8220	0,0110
Sch7	0,528	0,023	0,8400	0,0130
Sch8	0,204	0,010	0,8650	0,0130
Sch9	4,785	0,227	0,6680	0,0070
Sch10	0,841	0,034	0,8303	0,0079
Sch11	2,471	0,104	0,7699	0,0073
Sch12	1,381	0,069	0,8120	0,0089
Sch13	3,953	0,156	0,7270	0,0110
Sch14	5,222	0,215	0,6630	0,0096
Sch15	2,815	0,119	0,7570	0,0110
Sch16	2,241	0,095	0,7900	0,0120
Sch17	2,648	0,126	0,7610	0,0070
Sch18	7,599	1,039	0,5810	0,0110
Sch20	1,462	0,062	0,8070	0,0095
Sch21	0,726	0,037	0,8460	0,0120
Sch22	9,891	0,401	0,5211	0,0059
Sch23	4,466	0,239	0,6960	0,0110
Sch24	8,210	0,256	0,5744	0,0077
Sch25	8,503	0,217	0,5500	0,0061
Sch26	0,751	0,021	0,8200	0,0089
Sch27	0,549	0,024	0,8470	0,0110
Sch28	7,440	0,177	0,5902	0,0063
Sch29	2,344	0,126	0,7620	0,0099
Sch30	0,916	0,026	0,8270	0,0100
Sch31	0,285	0,009	0,8470	0,0130
Sch32	0,740	0,022	0,8410	0,0130
Sch33	2,359	0,067	0,7680	0,0130
Sch34	6,930	0,187	0,5750	0,0066
Sch35	1,880	0,053	0,7789	0,0082
Sch36	4,254	0,161	0,7130	0,0087
Sch37	3,384	0,098	0,7401	0,0078
Sch38	8,368	0,980	0,5723	0,0091
Sch39	2,346	0,121	0,7426	0,0082
Sch40	8,741	0,474	0,5071	0,0059
Sch41	7,937	0,283	0,5410	0,0064
Sch42	6,116	0,176	0,6405	0,0073
Sch43	5,163	0,213	0,6930	0,0076
Sch44	2,677	0,069	0,7464	0,0076
Sch45	1,263	0,155	0,8180	0,0110
Sch46	1,188	0,062	0,8190	0,0130
Sch47	14,388	0,497	0,4561	0,0068
Sch48	3,237	0,090	0,7164	0,0099
Sch49	6,925	0,110	0,6146	0,0089
Sch50	7,728	0,131	0,5666	0,0089
Sch51	1,330	0,027	0,8073	0,0130
Sch52	1,964	0,038	0,7712	0,0110
Sch53	4,376	0,067	0,6710	0,0100
Sch54	2,367	0,044	0,7707	0,0110

Sch55	2,318	0,043	0,7790	0,0140
Sch56	8,190	0,127	0,5547	0,0083
Sch57	5,737	0,099	0,6481	0,0096

Tableau 15 : Representative LA-ICP-MS U-Pb scheelite data for studied samples

	Magmatic apatites			Hydrothermal apatites - core			Hydrothermal apatites - border		
Sample	TP608 / TP130			FT19			FT19		
	n = 8			n = 7			n= 6		
	Min	Average	Max	Min	Average	Max	Min	Average	Max
La139	316,57	679,49	952,51	509,32	1924,80	2988,40	392,46	1045,04	3163,92
Ce140	392,65	805,81	1082,47	524,83	1632,52	2639,95	212,17	572,99	1792,08
Pr141	545,77	1066,87	1498,38	524,38	1699,17	2633,56	136,35	458,79	1365,43
Nd146	555,59	1081,80	1512,38	423,03	1541,53	2476,72	69,67	241,45	637,87
Sm147	776,76	1309,12	1760,15	244,34	1156,14	2028,37	28,55	116,55	235,08
Eu151	24,39	61,81	92,20	82,53	250,48	360,65	127,72	260,06	366,81
Gd160	699,76	1187,52	1587,88	164,09	750,09	1257,72	13,60	62,17	128,43
Tb159	755,05	1084,38	1402,54	144,95	594,62	993,45	11,31	56,85	118,90
Dy161	660,87	1002,56	1361,26	116,86	539,71	880,27	12,58	61,23	122,92
Ho165	417,76	756,87	1115,57	95,36	437,05	700,93	11,73	55,44	105,42
Er167	366,89	683,89	1035,25	77,48	387,28	618,68	14,84	64,10	125,32
Tm169	376,20	672,70	978,52	87,97	358,79	541,05	21,06	88,63	196,09
Yb173	316,51	595,06	855,71	83,38	293,08	421,67	26,79	103,25	239,41
Lu175	239,79	484,68	718,39	60,83	223,44	310,73	28,75	95,87	220,68
Ce/Ce*	0,94	0,95	0,91	1,02	0,90	0,94	0,92	0,83	0,86
Eu/Eu*	0,03	0,05	0,06	0,41	0,27	0,23	6,48	3,06	2,11

Tableau 16 : Representative LA-ICP-MS REE apatite data for studied samples

	Late scheelites			Fine scheelites			Coarse scheelites			Very coarse scheelites			Aurenere scheelites		
Sample	156p			TP053b			250p			211p			TP726A		
	n = 8			n=16			n = 9			n = 9			n = 9		
	Min	Average	Max	Min	Average	Max	Min	Average	Max	Min	Average	Max	Min	Average	Max
La139	11,85	25,95	46,93	38,30	73,65	143,53	7,97	46,16	103,73	15,73	89,92	160,16	22,43	36,36	47,20
Ce140	27,24	41,55	68,51	60,68	93,29	159,07	16,06	61,98	115,84	19,16	59,99	147,32	28,90	42,20	58,61
Pr141	40,06	54,08	81,61	88,31	128,49	207,54	32,45	98,59	169,91	16,30	42,90	111,89	57,89	75,37	107,84
Nd146	44,50	59,53	94,66	100,12	137,00	188,11	45,52	115,89	192,12	6,05	29,12	97,62	80,33	105,91	149,85
Sm147	40,61	55,64	83,93	73,70	104,23	160,17	41,58	103,11	158,73	2,04	20,91	71,23	93,07	131,29	177,53
Eu151	51,12	80,19	153,01	5,53	9,19	14,13	35,66	76,13	100,02	62,18	114,76	270,41	40,78	70,03	91,25
Gd160	27,39	38,32	54,38	61,05	92,31	147,06	33,95	84,52	128,18	1,13	17,40	58,48	107,61	169,70	223,39
Tb159	19,38	26,66	39,46	40,64	63,81	104,10	24,72	61,00	89,56	1,16	15,00	51,06	84,76	142,29	193,12
Dy161	16,28	23,50	33,34	35,53	59,35	96,88	21,97	55,19	82,40	1,16	15,28	54,74	90,21	151,21	215,08
Ho165	14,15	19,42	26,97	27,52	50,39	84,00	18,35	47,60	70,89	0,97	14,28	56,15	86,74	150,99	224,50
Er167	13,87	17,72	24,80	17,97	42,34	71,93	16,30	38,44	60,24	1,17	14,73	64,70	79,59	134,79	205,91
Tm169	13,06	17,76	27,30	8,51	31,59	67,11	12,22	28,78	43,72	1,82	16,61	79,00	64,21	104,41	159,04
Yb173	10,64	15,35	24,51	2,77	20,81	51,26	7,99	19,42	29,07	2,69	17,69	86,67	46,04	75,13	112,99
Lu175	7,28	12,10	19,64	1,13	14,75	38,70	6,10	13,82	20,23	3,08	15,99	80,98	34,37	58,95	90,84
Ce/Ce*	1,25	1,11	1,11	1,04	0,96	0,92	1,00	0,92	0,87	1,20	0,97	1,10	0,80	0,81	0,82
Eu/Eu*	1,53	1,74	2,26	0,08	0,09	0,09	0,95	0,82	0,70	40,90	6,02	4,19	0,41	0,47	0,46

Tableau 17 : Representative LA-ICP-MS REE scheelite data for studied samples

Chapitre VII

LA METHODE RSCM EN TANT QU'OUTIL THERMOMETRIQUE POUR L'EXPLORATION MINIERE

LE CAS DES SKARNS A TUNGSTENE DE SALAU

VII. La méthode RSCM en tant qu'outil thermométrique pour l'exploration minière

En dehors des ressources minérales liées aux bassins sédimentaires ou à l'altération superficielle, une très grande partie des minéralisations connues, est associée à une activité magmatique ou hydrothermale. Ainsi, la description précise d'un champ de températures (fossiles) peut permettre de mieux contraindre la position et la géométrie de la source de chaleur qui en est à l'origine. En permettant d'obtenir le pic de température enregistré par les roches, la méthode RSCM a été utilisée pour obtenir des contraintes thermiques à haute résolution sur le district à W/Au de Salau-Aurenere, situé dans la partie centrale de la zone axiale des Pyrénées. Le gisement de Salau fut le gisement de tungstène le plus important exploité en France, avec une production de 13.950 t WO_3 entre 1970 et 1986. D'autres indices importants à W/Au sont connus vers l'ouest jusqu'à l'indice de skarn d'Aurenere (Espagne). Ces minéralisations montrent une évolution paragénétique commune. Le premier stade est un skarn à silicates calciques et scheelite rare lié à des intrusions granodioritiques tandis que le second est lié à des failles E-W et se compose de sulfures massifs, de scheelite abondante et d'or. Le potentiel minier de la partie française de ce district est actuellement réévalué; les efforts sont focalisés sur l'évaluation de cibles dans l'auréole métamorphique qui englobe toutes les minéralisations historiquement connues. Environ 143 échantillons ont été sélectionnés dans la zone d'étude et le long d'une coupe transversale régionale Nord-Sud afin d'identifier et d'exclure les effets du métamorphisme régional. Cette coupe transversale montre un « fond » thermique de 350-400 ° C pour l'ensemble du Paléozoïque, en accord avec les assemblages à quartz-muscovite-chlorite-albite. Sur la zone d'étude, les résultats obtenus sur 136 échantillons ont mis en évidence une anomalie thermique allongée selon une direction Est-Ouest dans la série métasédimentaire entre Salau et Aurenere, atteignant localement jusqu'à 665°C. Bien que ces anomalies se corrèlent assez bien avec l'auréole métamorphique cartographiée dans les métapélites, elles mettent également en évidence de nouvelles zones qui, cette fois, correspondent mieux aux données gravimétriques, électromagnétiques et magnétiques. Par ailleurs, ces anomalies couvrent assez bien les nouvelles occurrences de skarn décrites lors de l'étude sur le terrain. Au sein de l'auréole de métamorphisme de contact, l'inversion des données de température (T) en distance à la source de chaleur (D) permet ainsi de cibler précisément des zones où placer des forages d'exploration. Cette relation est approchée par une équation polynomiale telle que $D = 0{,}0037 * T^2 - 5{,}3582 * T + 1937{,}7$. En outre, ces données seront utilisées pour contraindre une carte de la géométrie du toit de l'intrusion sous-jacente. La modélisation numérique réalisée avec COMSOL est compatible avec le gradient de température obtenu par les valeurs Raman. Cette étude démontre la pertinence de la thermométrie RSCM en tant qu'outil pour l'exploration minière.

RSCM as a thermometric tool for mining exploration: the case of the Salau W-Au skarn deposit

THOMAS POITRENAUD[1], ROMAIN AUGIER[1], ERIC MARCOUX[1]

[1] Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 7327 – CNRS / Université d'Orléans, 1A rue de la Férollerie 45071 Orléans Cedex 2, France

In preparation / submission expected in *Economic Geology*

Highlights:

- *Application of the RSCM method to mining exploration;*
- *High resolution RSCM sampling (>140) realized in the Salau area;*
- *Thermal structure of the Axial Zone of the Pyrenees is 350 – 400°C;*
- *New tungsten skarns evidenced between Salau and Aurenere;*
- *Inversion of temperature data provide estimation of distance to the heat source depth ;*

Abstract

Apart from the mineral resource deposits related to sedimentary basins or residual rocks, a very large part of deposits is associated with magmatic or hydrothermal activity. Thus, the precise description of the geometry of a field (fossil) of temperature can lead to constrain the position and geometry of hidden intrusive bodies. Allowing obtaining the peak of temperature recorded by the rocks, the RSCM method was used to get high-resolution thermal constrains on the Salau-Aurenere W/Au mining district. These deposits are located in the central part of the axial zone of the Pyrenees. The Salau area was the most important tungsten mine exploited in France, with a production of 13,950 t WO_3 between 1970 and 1986. Other important W/Au outcrops are known all the way to the West until the skarn occurrence of Aurenere (Spain). Deposits show a common paragenetic evolution. The first stage is a calc-silicates skarn related with granodioritic intrusion while the second stage is related to faulting and consist of massive sulphides, scheelite in large crystals and gold. Mining potential of the French part of this district is currently reevaluated; most of the efforts consist in the evaluation of target areas within the metamorphic aureole that encompasses the ore deposits. About 143 samples were selected within the study area and along a regional North-South cross-section in order to identity and to rule out effects of regional metamorphism. This cross-section evidenced a 350-400°C "background" for the whole Paleozoic unit consistent with quartz - muscovite - chlorite - albite greenschist assemblages. In the study area, results obtained on 136 samples evidenced an East-West elongated thermal anomaly within the metasedimentary series between Salau and Aurenere, locally reaching up to 665°C. Therefore, these anomalies overlap quite well the metamorphic aureole mapped in metapelites, they also highlight new areas that, in this case are matching well gravimetry, electromagnetic and magnetic data. Interestingly, these anomalies envelope quite well new skarn occurrences described during the field survey. Inversion of the temperature data within the contact metamorphism aureole towards distance of the heat source thus yield precise target area for exploration drilling. This relationship is described by a polynomial equation such as $D = 0.0037*T^2 - 5.3582*T + 1937.7$. Besides, these data will be used to constrain a map of the shape of the underlying intrusion roof. COMSOL numerical modeling is consistent with temperature gradient found with RSCM values. This study demonstrates the pertinence of the RSCM method as a tool for mining exploration.

Keywords: *Salau deposit, Scheelite, RSCM, Graphite, Geothermometer, Skarn*

a. Introduction

During an orogenesis, rocks can undergo different P-T-t paths according to their location in the chain structure (Lardeaux, 2014; Alcock *et al.,* 2015; Barbey *et al*., 2015). Different methods allows to estimate successive temperatures stages recorded by geological units such as mapping metamorphism isograds (Rolland *et al*., 2009), thermobarometry (Delchini *et al.,* 2016), illite crystallinity (Hara *et al*., 2009) or organic matter

characterization (Hartkopf-Fröder *et al*., 2015; Cheshire *et al*., 2017). The Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material (RSCM) thermometer (Beyssac *et al*., 2002) is already applied as a thermometer for various geological settings such as subduction zone and regional metamorphism (Beyssac *et al*., 2004; Rahl *et al*., 2005; Angiboust *et al*., 2009; Bellanger *et al*., 2015; Ducoux, 2016). As suggested by Aoya *et al*. (2010) and Hilchie & Jamieson, (2014) the RSCM thermometry is robust to estimate temperatures in contact aureoles over the temperature range 350–650 °C. This method provides several advantages when compared with other analytical methods, also based on CM, in metamorphic rocks (vitrinite reflectance, X-ray diffraction, high-resolution transmission electron microscopy, isotope geochemistry). In fact, sample preparation is straightforward (polished thin section), RSCM data can be acquired quickly (few minutes per analysis), it is a no destructive method, the CM content required for an analysis is very small (20–30 grains of 10 µm), the range of values covers a large spectrum of metamorphic conditions, (greenschist to upper amphibolite facies). This method seems to be an ideal exploration tool for intrusion-related deposits, located in contact metamorphism aureoles but no study has been yet realized for direct mining application.

In the Variscan belt, the Axial Zone of the Pyrenees is known to host an important number of intrusion-related occurrences, mainly of skarn type (Derré *et al*., 1980; Guy, 1982; Palau i Ramirez, 1998; *figure 180*). Among them, the Salau mine was the most important French tungsten ore deposit with a production of 13 950 t WO_3 between 1970 and 1986 (Fonteilles *et al*., 1989). The deposit consists of a scheelite skarn located at contact between a small kilometric calc-alkaline intrusion (La Fourque granodiorite) and Paleozoic metasedimentary host-rocks (Derré, 1974). In addition to scheelite, Salau is also known to contain gold in consequent content (1 – 10 ppm). This deposit has a late-Variscan age (295±2 Ma; Poitrenaud, 2018). The skarn ore is clearly related with the granodiorite intrusion (Fonteilles *et al*., 1988). Autran *et al*. (1960) and Soler, 1977 estimated pressure–temperature (P–T) emplacement conditions of the pluton–host rock at 2.0–2.5 kbar and ca. 800 °C, based on mineral assemblages. To the west, a low-pressure contact metamorphic aureole of 300 m by 6 km was superimposed on greenschist-facies regional metamorphic assemblages (Derré et al., 1980). Derré, (1974) documented mineral assemblages and mapped isograds within this contact aureole between the La Fourque intrusion and the Rio Noguera Pallaresa valley (*figure 181*). However, these isograds were only mapped from metapelites beds which remains rare in the study area and do not provide continuous information. Otherwise, this mineral assemblage information does not allow obtaining absolute temperatures but only a wide range of values.

To get temperatures throughout the contact aureole, our study used the Raman spectroscopy of carbonaceous material (RSCM) geothermometer. In this study, we compared the RSCM data with a 2D numerical conductive cooling model to understand the temperature flow around a pluton. To apply this geothermometer for mining exploration, we calculate an estimation of the distance to intrusion from the temperature data (*figure 179*). Finally, we discuss the implications of our high-resolution dataset on the thermal structure of the Axial Zone of the Pyrenees.

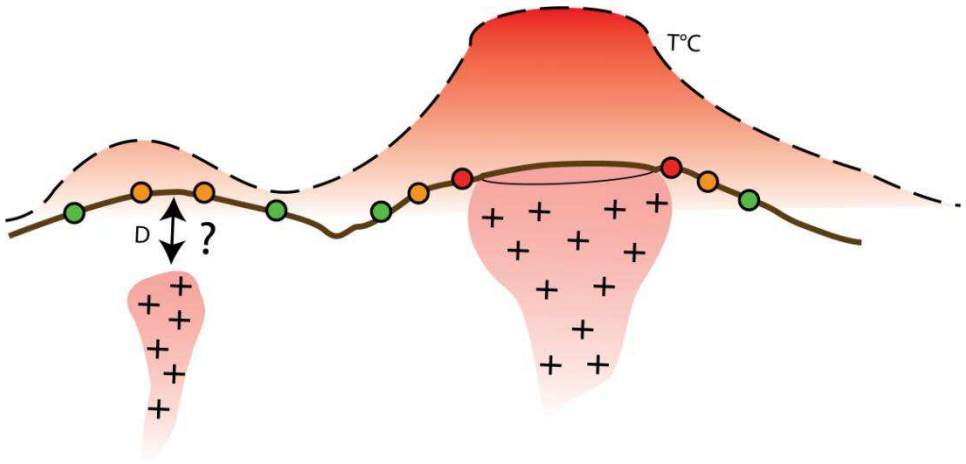
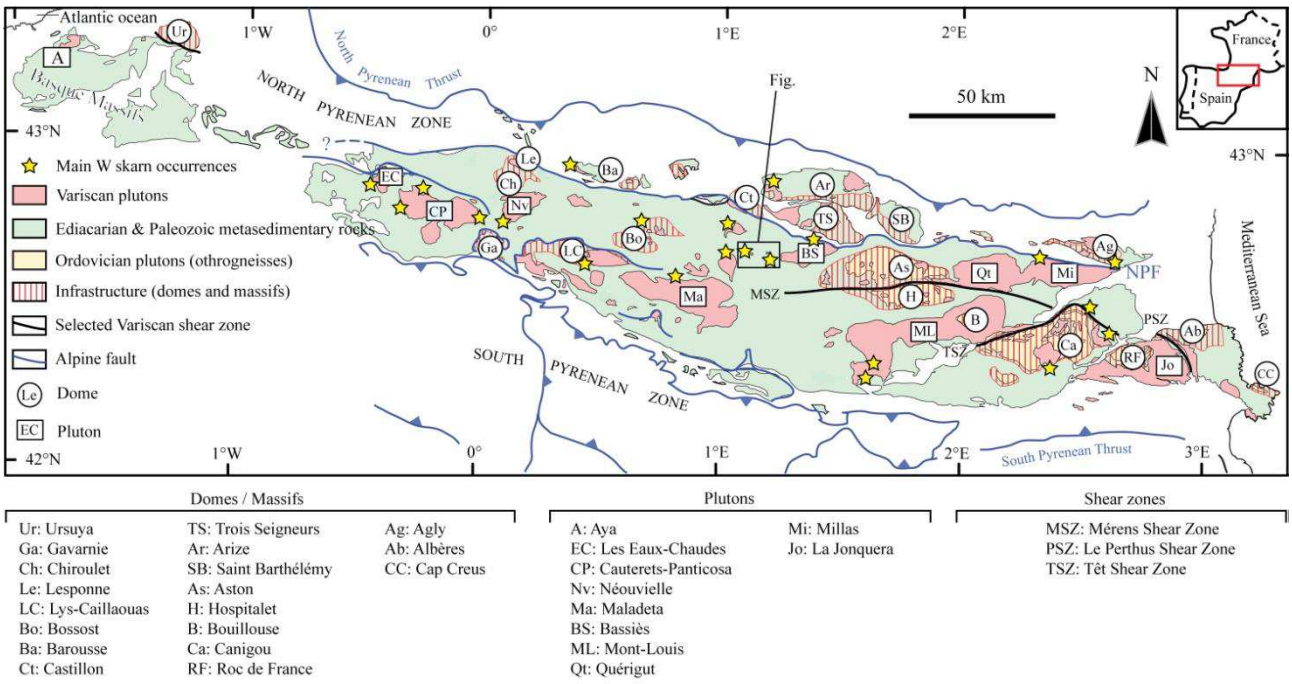


Figure 179: Conceptual representation of the temperature record in rocks vs distance to heat source

b. Geological background

i. Regional context

The Pyrenees are an east-west trending poly-orogenic segment located between France and Spain. The Axial Zone is a piece of the southern external zones of the Variscan belt which have structured the whole Western Europe at the end of the Paleozoic times, mostly during the Pennsylvanian (Matte 1986, 1991). Ediacarian to Paleozoic metasedimentary and plutonic rocks related to the Variscan orogeny are exhumed in its core and crop out in both the Axial zone and the North Pyrenean massifs, separated by a major Alpine discontinuity represented by the North Pyrenean fault (*figure 180*). In this Variscan segment, a strong structural contrast exists between the middle crust with flat-lying foliations and the upper crust with steeply dipping schistosity (Carreras & Capellà, 1994; Deloule *et al*., 2002; Cocherie *et al*., 2005; Denèle *et al*., 2009; Cochelin, 2016). The middle crust consists of a medium to high-grade, mainly Ediacaran–Early Cambrian volcanosedimentary series (Padel *et al*., 2017) intruded by Ordovician kilometer-scale granite laccoliths (Cocherie *et al*., 2005; Denèle *et al*., 2009b). These rocks are today exposed as amphibolite facies paragneisses and orthogneisses and occupy the core of large-scale gneiss domes (e.g. Aston, Hospitalet, Canigou–Carancà, Roc-de-Frausa domes). The upper crust corresponds to low-grade Cambrian–Carboniferous pre- to synorogenic sedimentary sequences, intruded by late Carboniferous calc-alkaline plutons (Denèle *et al*., 2014). Three main stage of deformation have been observed on the whole Axial Zone of the Pyrenees during the Variscan orogeny (Denèle *et al*., 2009a; Laumonier *et al*., 2010; Denèle *et al*., 2014; Cochelin, 2016). The first stage which corresponds to an early NW-SE shortening is contemporaneous of the low grade regional metamorphism (greenschist facies, Derré *et al.,* 1980; Fonteilles *et al.*, 1989).



Domes / Massifs

Ur: Ursuya	TS: Trois Seigneurs	Ag: Agly
Ga: Gavarnie	Ar: Arize	Ab: Albères
Ch: Chiroulet	SB: Saint Barthélémy	CC: Cap Creus
Le: Lesponne	As: Aston	
LC: Lys-Caillaouas	H: Hospitalet	
Bo: Bossost	B: Bouillouse	
Ba: Barousse	Ca: Canigou	
Ct: Castillon	RF: Roc de France	

Plutons

A: Aya	Mi: Millas
EC: Les Eaux-Chaudes	Jo: La Jonquera
CP: Cauterets-Panticosa	
Nv: Néouvielle	
Ma: Maladeta	
BS: Bassiès	
ML: Mont-Louis	
Qt: Quérigut	

Shear zones

MSZ: Mérens Shear Zone
PSZ: Le Perthus Shear Zone
TSZ: Têt Shear Zone

Figure 180 : Simplified general map of Paleozoic domain in the Pyrenees showing the location of the main domes, plutons, faults and tungsten skarn occurrences (listed from West to East). Location of figure 181 is indicated (modified from Cochelin et al., 2017b).

As the latest stages of this orogeny are marked by a strong heat anomaly at the bottom of the upper crust between ca. 305 to 285 Ma (Aguilar *et al*., 2013), the emplacement of calc-alkaline and more evolved granitoids within these series is responsible for contact metamorphism, sometimes accompanied, in favorable cases by scheelite-bearing skarns formation (Fonteilles *et al*, 1989). At the scale of the Pyrenees, several scheelite occurrences located in Devonian carbonate formations are found, for example in Salau, Aurenere, Costabonne or les Tourettes (*figure 180*). There, carbonate formations were skarnified by hot fluids linked to the emplacement of calc-alkaline intrusions, often granodioritic in nature.

ii. Local context

Lithology

The Salau deposit is located at the contact between the La Fourque granodiorite and Devonian marbles (*figure 181*; Fonteilles *et al*., 1989). These host-rocks recorded successive events contemporaneous with the heat-flow centered on the apex (Derré, 1979; Kaelin, 1982). At the scale of the Salau/Aurenere district, the Paleozoic stratigraphic succession that can be followed from bottom to top from the South to the North (Charuau & Derré, 1976) and Derré *et al*., (1980) include (*figure 181*) from bottom to top: Mont Rouch formation (lower to medium Ordovician) that reaches up to 2 km of thickness corresponds to the oldest known formations in the Pallaresa dome. It is an intensely foliated flyschoid complex with rare intercalations of limestones. At their top, Silurian is a formation of graphitic and pyritic black shales which constituted a remarkable thrusting level under Devonian units. Then, the Salau formation of lower to upper Devonian in age, comprises various carbonate and pelitic intercalations. The skarns orebodies are preferentially formed in this marble formation.

At their top, the unit of the bluish shales of upper Devonian in age, is surrounded by the carbonate formation of Carboire belonging to the "Northern" Devonian unit, composed of black limestones with grey shale levels.

These formations are intruded by several intrusive rocks. On the study area, the most important one correspond to a granodiorite stock (La Fourque) found between the Salat valley to the west and the Cougnets valley to the east (*figure 180*). Its shape is almost equidimensional (1.2 km in E-W by 1 km in N-S) and its morphology seems to be controlled by the structures of the carbonate host-rock (Derré *et al.*, 1980). This intrusion is supposed to be late-Variscan in age (Derré, 1973). In the host-rocks, many microgranite sills can be observed emplaced prior to the apical granodiorite because they are interrupted at its contact. This is confirmed by the fact that the apical granodiorite sometimes contains dark microdiorite enclaves (gallery R1 of the 1230 mine level; Ledru, 1986);

Other granodioritic bodies intrusive into Devonian marbles are known in the vicinity of the Salau deposit. In Spain, 5 km to the west of the Salau ore deposit, the Aurenere occurrence is located at the contact between a small granodioritic stock intrusive in marbles (Palau I Ramirez *et al.*, 1995, 1997). This pluton is a small apex (only ca. 100 m²) outcropping in the eastern side of the Noguera Pallaresa valley (*figure 181*). Due to the superficial erosion level, only the apical border facies is identified on the field. Its contact with the marbles is skarnified and corresponds to the Aurenere skarn occurrence.

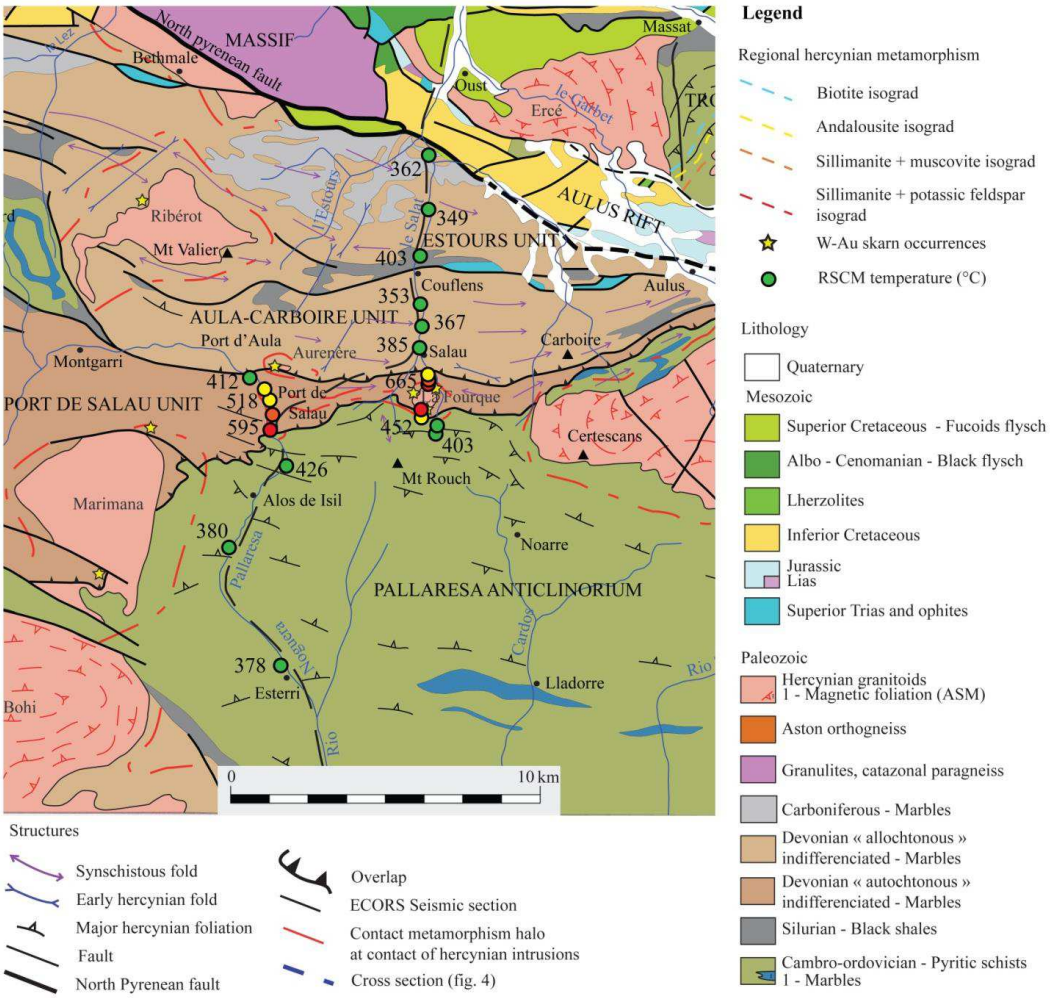


Figure 181 : Regional structural scheme of the Salau area modified from Colchen et al (1997) showing the location of the RSCM samples selected for the regional metamorphism N-S cross-section.

Deformation and metamorphism

The long-lasting Variscan orogenic period, from the Westphalian to the Lower Permian, is polyphased. Thus, the Paleozoic metasedimentary units were affected by an intense tectonism. Three main tectonic stages are responsible for the local structures (Derré *et al*., 1980), well integrated in regional setting (Denèle *et al*., 2014; Cochelin, 2016; Cochelin *et al*., 2017). A pre-D1 stage is responsible for horizontal P0 folds of all dimensions whose axis have a N45°E direction. The sub-horizontal foliation created is weakly marked by phyllites crystallization oriented in parallel to the fold axial planes (Déramond, 1970; Charuau, 1974; Derré, 1979; Colchen *et al*., 1997). The Geu peak and the Port de Salau thrusts are related to this deformation stage. The kinematic appears to be globally from North to South (Denèle *et al*., 2014; Cochelin, 2016). Then, the D1 stage is responsible for the sub-vertical folds associated with epizonal regional metamorphism. P1 folds are isoclinal, from hectometric to kilometric in scale and overturned towards the North. Fold axis have a N110°E-N120°E direction. They are accompanied by a crenulation cleavage S1 parallel to their axial planes which masks the early schistosity. The axial plane foliation (S1) is marked in the Barrégiennes by muscovite and chlorite. They deformed the P0 folds giving interference figures as croissants and mushrooms well highlighted by the Devonian limestones in the West and East of Salau. The D2 stage is related to hectometric and similar P2 folds with steeply dipping flanks (60°S and 70°N). The direction of their axial planes N110°E to N120 ° E merges with those of the deformed P1 folds (*figure 182*). At a small (centimeter) scale, the metamorphic foliation S1 is distorted and affected by a crenulation cleavage. This stage (D2) is marked by a continuum of deformation during which the granodioritic apex was emplaced, accompanied by contact metamorphism. Finally, the D3 stage is represented by large E-W (N80 to N120°E) steeply dipping (60°N to 80°N) ductile shear-zones and more fragile faults affects the contact between the la Fourque granodiorite and the carbonate host-rocks. They are characterized by strain folds in marbles, C-S structures in granodiorite and breccias. They have a dextral reverse cinematic and the 60°N dipping shear-zone, also locally called Veronique, displaced the southern granodiorite border of more than 100 m in reverse-dextral sense (*figure 184*; Lecouffe, 1987).

The Bassiès, Salau, Aurenere and Marimaña plutons are intrusive into the Salau marble unit which was metamorphosed at their contact. Around these intrusions, two contact metamorphism zones can be distinguished (Derré, 1973). Metamorphism developed closed to the intrusions (inner aureole) is characterized by a medium grade paragenesis (Winkler, 1974) where are associated diopside, vesuvianite, grossular, tremolite, calcite and quartz corresponding to hornblende hornfels facies (*figure 182*). Mineralogical variations reflect the original composition of host rocks. In pelitic beds, detritic minerals are here fully erased by recrystallizations. Dominant euhedral minerals are zircon, titanite, apatite, tourmaline and sulfides (pyrite, sphalerite, chalcopyrite). Dark green skarns with hedenbergite, garnet, fine-grained scheelite and disseminated pyrrhotite are localized at the closest of the granodiorite and along its periphery. It exists two types (massive or banded) which are conditioned by the nature of the original rock (pelitic or carbonated). The wide of the inner aureole do not exceed fifty meters in average but can sometimes increase due to the presence of a near-surface granodiorite apophysis.

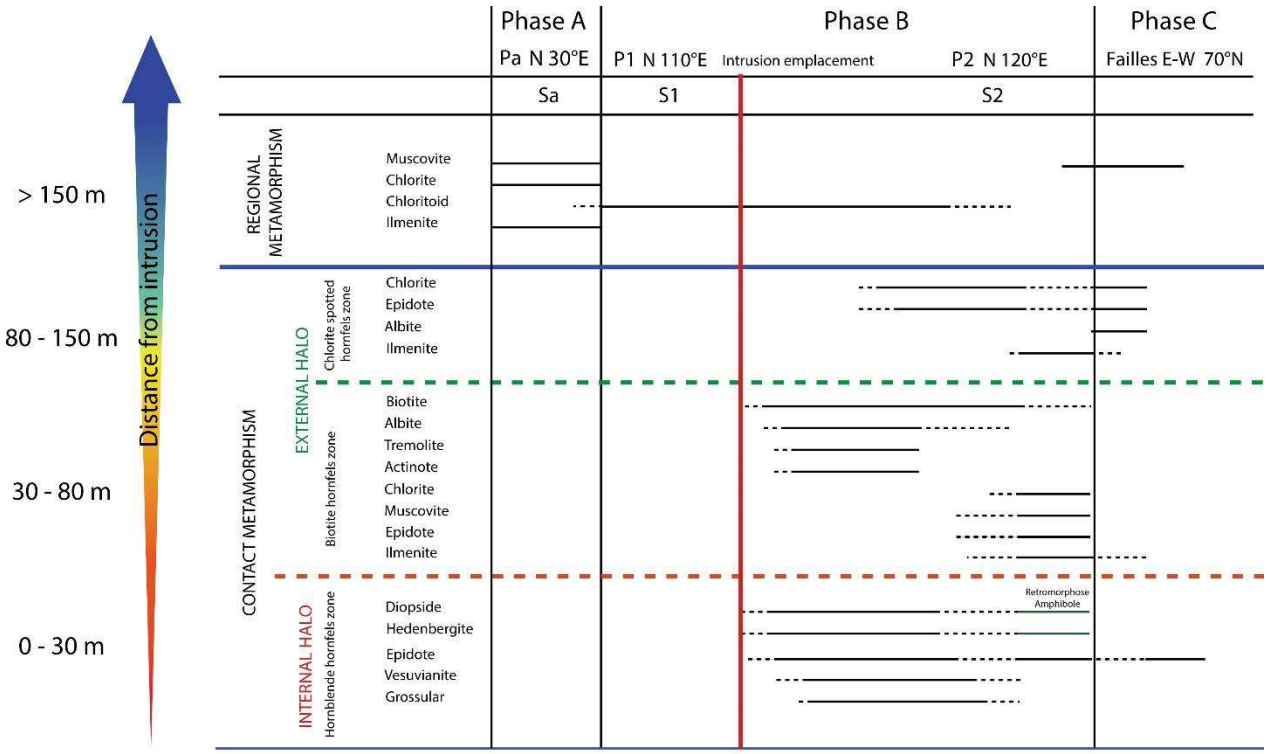


Figure 182 : Paragenetic table of marble and schist host rocks showing the differences between regional metamorphism and contact metamorphism effects (modified from Derré et al., 1980)

Beyond this limit, a more discreet outer aureole exists. Neoformed minerals which constitute spots are albite, epidote, chlorite, biotite and tremolite. In rich pyrite beds, pyrrhotite appears. Minerals of detritic origin show recrystallizations: tourmaline is in bouquets, titanite and ilmenite were oblique on S1 cleavage.

This aureole is a narrow E-W elongated band, from the Salau deposit at the east to the Rio Noguera Pallaresa valley at the west. The biotite appears until 900m from the Salau granodiorite. To the north, another NW – SE contact metamorphism aureole was mapped around the Aurenere granodiorite (*figure 181*). Michard & Bouquet, 1986, have formulated the hypothesis that it could exist hidden intrusion near surface to explain this elongated biotite isograd (*figure 183*). They described two zones, La Péguille and Espis as corresponding to areas where metamorphism is more intense (recrystallized saccharoidal marbles, andalusite in pelitic levels). As the context is the same that near the Salau deposit, they supposed that it could exist skarns bodies at depth.

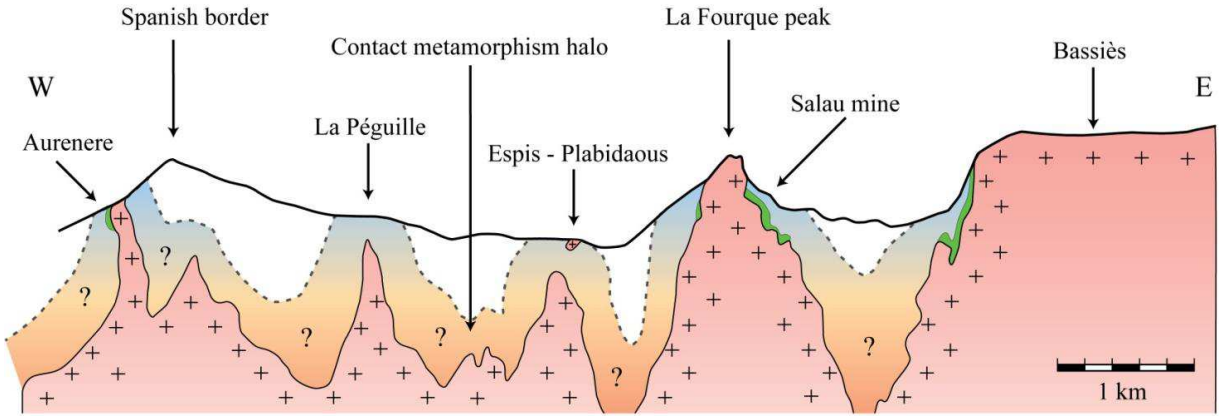


Figure 183 : Synthetic longitudinal E-W section from Aurenere to Bassiès, illustrating the hypothesis of a near-surface intrusion, at the origin of the contact metamorphism halo delimited from paragenetic studies (modified from Michard & Bouquet, 1986).

iii. Skarn description

Salau skarns

The Salau ore deposit was discovered by B. Passaqui (BRGM) in 1959 (Guiraudie *et al*, 1960). The economic ore zone and associated orebodies are located on the southern margin of the small 1 km^2 La Fourque granodioritic intrusion (*figure 184*; Derré *et al*., 1980). The whole deposit, located at an altitude between 1,100 and 1,900 meters, is then estimated to contain 20,000 t of WO_3, with a cut-off value at 0.8 % WO_3 (Fonteilles *et al*, 1989). This deposit was mined by the SMA (Société Minière d'Anglade) between 1970 and 1986, when it closed because of the dropping market price for tungsten (Lecouffe, 1987).

The emplacement of the La Fourque granodioritic intrusion within the carbonates from the Salau Devonian series initiated an important metasomatism at the contact with the host-rock. A skarn (0.2 to 0.5% WO_3), made of calcium-bearing silicates (grossular, hedenbergite) and fine-grained scheelite, was formed at high temperature (550 – 600°C) prograde stage (Fonteilles *et al*, 1989). The associated retrograde stage was responsible for hydrous minerals formation (epidote, amphiboles) and crystallization of disseminated sulphides (arsenopyrite, pyrrhotite) in the skarn.

In the old mining district, two types of skarn were described in the Bois d'Anglade area (*figure 185a*; Derré *et al*., 1980). A massive skarn (*figure 185b, c*) which resulted from the transformation of the lower graphitic marbles or the upper marbles. It is characterized by a monomineral distribution (garnet or pyroxene). In contrast, skarnoids which resulted from the transformation of calcic hornfels, are made of alternating pyroxene, epidote, titanite-rich bands and pyroxene, epidote, garnet-rich bands. These banded zones are inherited from the pre-existing Barrégiennes sedimentary beddings. Skarnoids can extend up to thirty meters away from the contact with the intrusion. Parameters of skarn formation are estimated of $470 < T°C < 530$, $-9 < \log fS2 < -6$, $-27.7 < \log fO2 < -21.1$, $P \approx 2$ kbar (Soler, 1977).

According to Derré *et al*., (1980), during a later "hydrothermal alteration" event, some hydrothermal fluids rich in gold and copper circulated within the host-rock and reacted with the metamorphic limestones previously skarnified (*figure 185d*). This reaction was responsible for the precipitation of a high grade mineralization (up to 3% WO_3) made of scheelite and massive arsenopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite. These fluids were channeled by major faults that cut across the granodioritic massif and precipitated the dissolved elements when they were in contact with the buffering host-rocks.

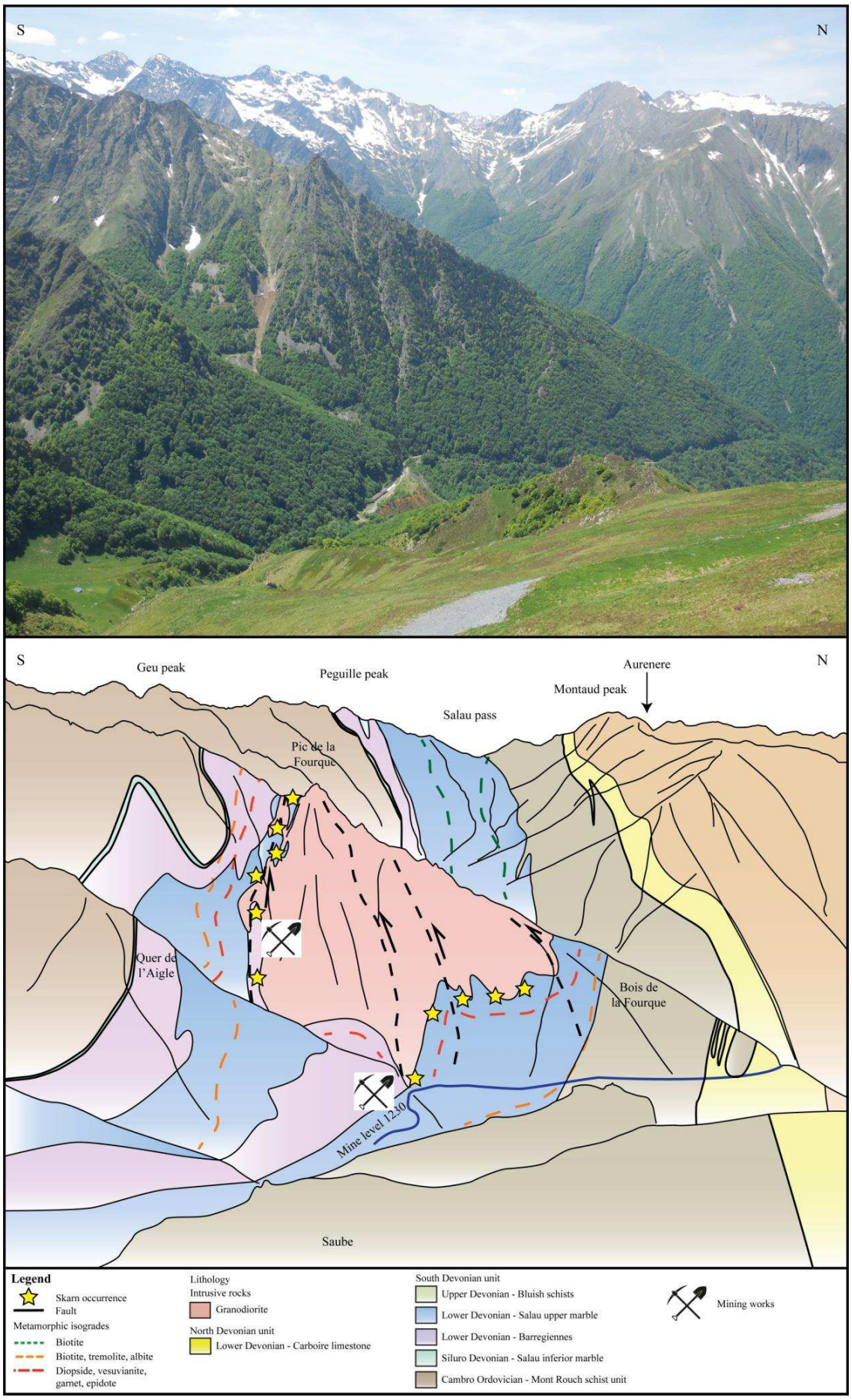


Figure 184 : Interpreted geological view from Saube looking to the East and showing the main scheelite skarn occurrences around the La Fourque granodiorite.

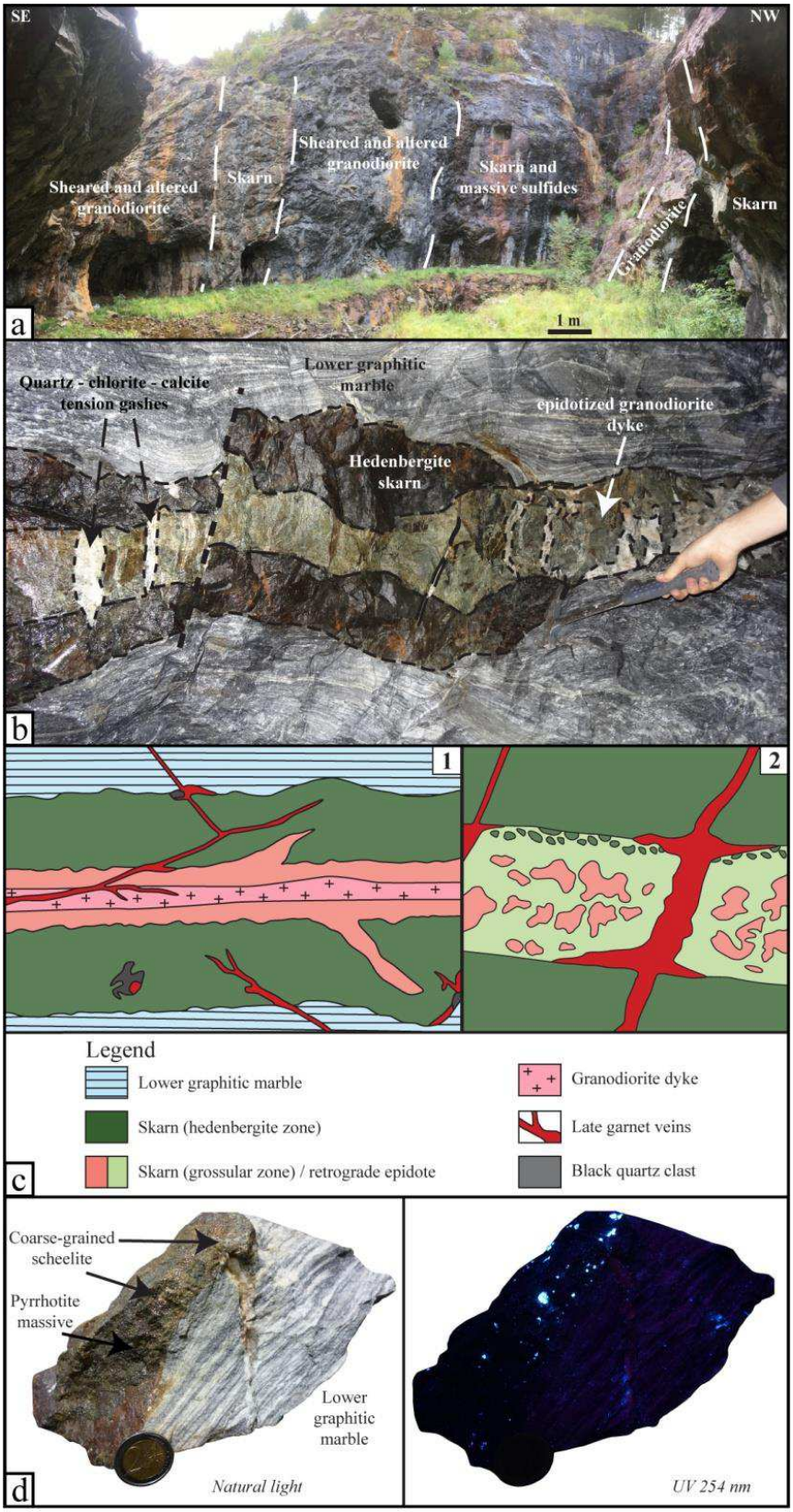


Figure 185 : Pictures showing the geometry and mineralogy of the Salau scheelite skarn ore: (a) picture of the Bois d'Anglade zone, looking to the SW, with embayments pinched between granodiorite sheets; (b) Detailed picture of a zoned skarn in the lower graphitic marbles; (c) Sketch of the mineralogical zonation in a zoned skarn (modified from Fonteilles et al., 1989); (d) Skarn sample pervaded by massive pyrrhotite related to the Veronique fault.

Aurenere skarn occurrence

In its vicinity, the Aurenere skarn occurrence outcropping in the Spanish valley, 5km to the West of Salau and is quite similar to the Salau ore described previously (*figure 186a, b*). A mineralogical association with grossular-hedenbergite-wollastonite has formed during the prograde stage and low contents of scheelite with disseminated sulfides (pyrrhotite, arsenopyrite) were developed during the retrograde stage. Finally, late quartz veins crosscutting the skarn mineralization bringing an assemblage of coarse-grained economic scheelite, massive sulfides (arsenopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite) and electrum (*figure 186c*; Palau i Ramirez *et al*., 1995; Palau i Ramirez *et al*., 1997; Palau i Ramirez, 1998).

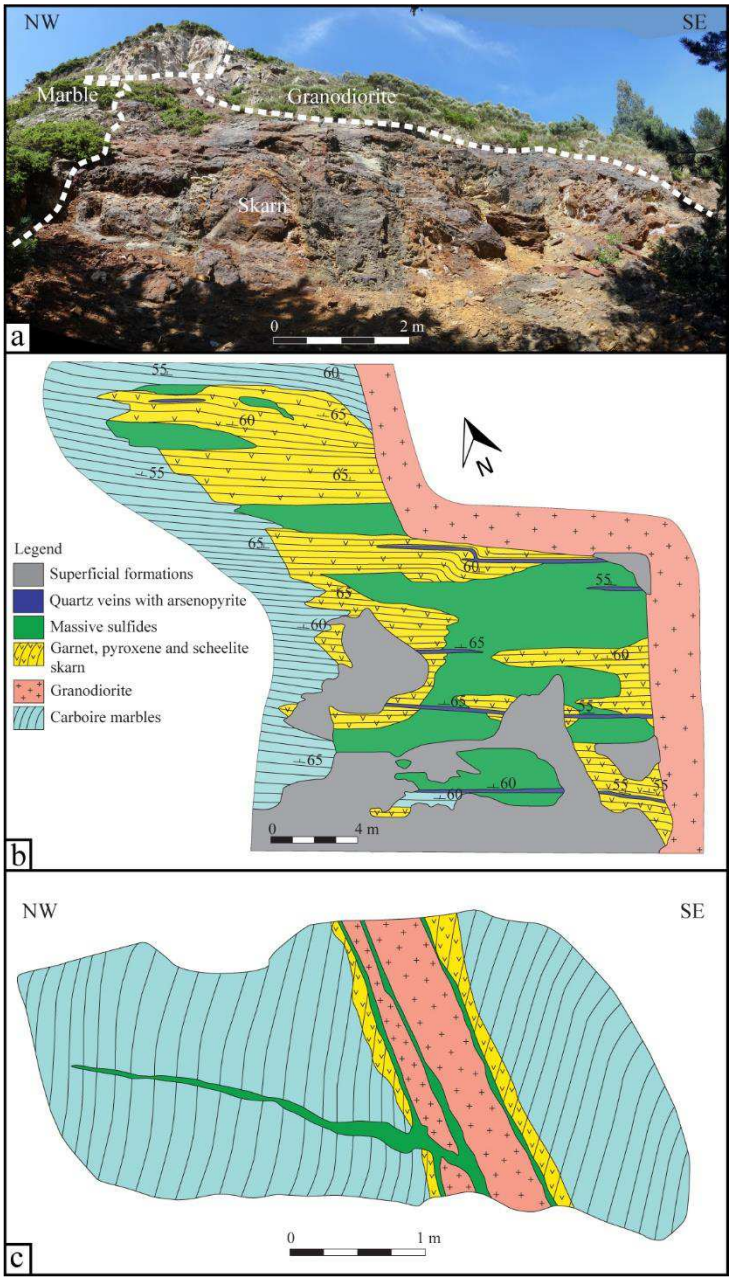


Figure 186 : Images describing the Aurenere scheelite skarn occurrence outcrop: (a) Picture of the Aurenere outcrop showing the scheelite skarn ore at contact between the small granodiorite stock and the marble host rock; (b) Detailed map of the Aurenère skarn outcrop with distribution of massive sulfides (pyrrhotite, chalcopyrite) and location of quartz-arsenopyrite veins (modified from Palau i Ramirez, 1998); (c) NW-SE cross-section of a skarn outcrop at contact with a granodiorite dyke in the vicinity of the Aurenere skarn (modified from Palau i Ramirez, 1998).

c. RSCM geothermometer application

i. Methodology

During an orogenesis, organic material in rocks undergoes two different processes: firstly a carbonization during diagenesis and catagenesis, then a graphitization during metamorphism (Teichmuller, 1987). These reactions are irreversible chemical, physical and structural transformations. They change progressively the organic matter to graphite (Wopenka & Pasteris, 1993). Its structure, disordered at low grade, becomes progressively organized before the planar layout of aromatic cycles and heteroatom expulsion. The ultimate evolution stage corresponds to the acquisition of the perfect tri-periodical graphite structure. These univocal evolutions of the raman spectra pattern (and organic matter structure) shows a net correlation with the temperature and Beyssac *et al*. (2002a, 2003a) showed that pressure effects on ordering of CM can be neglected. This technique is an indicator of peak temperatures reached by the metamorphic rocks (Quinn & Glass, 1958; French, 1964; Landis, 1971; Grew, 1974; Itaya, 1981; Buseck & Bo-Jun, 1985). The Raman spectroscopy CM geothermometer (RSCM) is a suitable technique for studying and quantify these transformations over the range 330–650 °C (Beyssac *et al*., 2002), extended to the range 200–320 °C (Lahfid *et al*., 2010) and 100–200 °C (Lahfid *et al*., 2014).

The Raman spectrum of carbonaceous material can be separated into two domains called first order (1100–1800 cm^{-1}) and second order (2300–3500 cm^{-1}; Tuinstra & Koenig, 1970; Nemanich & Solin, 1979). All the measures are performed in the first order region. The Raman spectrum of pure graphite is represented by a single G band around 1580 cm^{-1} (Lespade *et al*., 1984). Disorganized character of CM is attested by the addition of defect bands D1 and D2 at 1350 cm^{-1} and 1620 cm^{-1} respectively used to evaluate the degree of disorder in the CM (Ferrari & Robertson, 2000). In low- to medium-grade metasedimentary rocks, progressive changes in the structural organization (graphitization) of carbonaceous material (Beyssac *et al*., 2002b, 2003; Pasteris & Wopenka, 1991; Wada *et al*., 1994) lead to systematic changes in the relative intensities and areas of the characteristic D1, D2 (defect-related) and G (graphite) Raman peaks.

Beyssac *et al*. (2002) established a relation between the temperature and a Raman parameter of the carbonaceous matter called R2 (peak-area ratio). The structural organization of the organic matter can be described through this variable defined as the relative area of the main defect band D1 [R2 = D1 / (G + D1 + D2) bands area ratio]. Parameter R2 reach values between 0 and 0.7 and shows a negative linear correlation with the peak temperature of the metamorphism (T°C = -445 x R2 + 641) in the range 330–640 °C (RSCM method, Beyssac *et al*., 2002). The absolute precision of ± 50 °C is due to uncertainties on petrological data used for the calibration which coming from accurate P-T estimations on metamorphic mesozoic rocks. The relative uncertainties on temperature are much smaller, around 10–15 °C (Beyssac *et al*., 2004).

Currently, three different RSCM calibrations in the range 340-655°C were published (Aoya *et al*., 2010; Beyssac *et al*., 2002a). They produced essentially identical results over the temperature range 340–655 °C, within analytical uncertainty (Hilchie & Jamieson, 2014). While the RSCM method has been widely applied in regional metamorphic and subduction zone settings (Angiboust *et al*., 2009; Beyssac *et al*., 2004; Rahl *et al*., 2005), this consistency confirms the robustness of the method for estimating metamorphic temperatures in rocks from low-pressure settings such as contact aureoles, as suggested by Aoya *et al*. (2010).

ii. Analytical conditions

Representative samples from each of the mineral assemblage zones within the E-W contact aureole were selected for analysis (*figure 187*). Most samples were from graphite-rich Salau marbles and Mont Rouch schists. Data were obtained from 30 µm uncoated polished thin sections cut perpendicular to the S1 foliation. Care was taken for measurements from different graphite grains beneath a transparent mineral (quartz, calcite) at the sample surface to exclude induced unpolished surface defaults (Pasteris, 1989; Beyssac *et al*., 2002b, 2003b).

Raman analyses have been acquired at BRGM Orléans using a Renishaw inVia Reflex system with argon-ion laser source excitation of 514.5 nm, a diffraction grating with 1800 lines/mm and analyzed by a deep depletion CCD detector (1024 × 256 pixels), as specified by Beyssac *et al*., (2002). The measurements were launched from the Renishaw Wire 3.4 acquisition software The laser beam is focused on the sample with power of around 0.5 mW on a 1µm spot at the thin section surface, through a Leica DM2500 reflected light microscope specially adapted for the system using x100 objective (numerical aperture = 0.90). Data were collected in the first-order spectral region between ~ 900 and ~ 2100 cm^{-1}, centered at 1443 cm^{-1}. Second-order bands of the Raman spectra were not used in this study because their relationship with the degree of carbon ordering is less clear (Nemanich & Solin, 1979; Beyssac *et al.*, 2002b). The effects of cosmic ray spikes were eliminated by multiple acquisitions from each position. Peak positions, heights, width and areas (FWHM, full width at half maximum) were resolved using PeakFit® (v4.12 for Windows, ©2003, SeaSolve Software Inc). This program identifies the peaks with a combined Gaussian and Lorentzian function (Voigt Amp GL function) including a linear background correction.

Before each measurement session, the spectrometer was calibrated using the 520.5 cm^{-1} line of a silicon standard. Efforts were made to obtain between 15-20 good quality spectra from each sample. Acquisition times (generally 10 s depending of the nature of the overlaying mineral) and accumulations of spectra varied between 10 and 20 to improve the signal to noise ratio of the Raman spectra.

iii. Results

About 143 samples collected from outcrops, were selected within the study area and along a regional North-South cross-section in order to identity and possibly to rule out effects of regional metamorphism. For all samples, temperatures were calculated with the Aoya *et al*. (2010) recalibration from Beyssac *et al.* (2002) ($T°C = 91,4*R2^2 - 556,3*R2 + 676,3$), following the conclusions of the better fit for high temperatures reported in Hilchie & Jamieson (2014). Sample locations and calculate RSCM temperatures are reported in *tableau 18* and *figure 187*, representative spectra are shown in *figure 188*.

This section presents a brief sample descriptions and RSCM results arranged from lowest to highest contact metamorphism grade defined by Derré et al., (1980) (*figure 188*). Below the biotite-in isograd, marbles and shales of the Salau unit show a cleavage associated with the regional greenschist facies assemblage white mica + chlorite + chloritoid + ilmenite (Derré *et al*., 1980; Fonteilles *et al*., 1989). The main sub-vertical cleavage N110°E (S2) is highlighted by fine-grained white mica and chlorite aligned parallel to the fold axial planes of P2 folds. In these samples, the graphite forms thin flakes aligned parallel to S1. The CM is spatially associated with framboidal pyrites which suggests a biogenic origin for these sulphides and perhaps for the CM (Hilchie & Jamieson, 2014). The corresponding RSCM spectra have important D1 peaks and large G + D2 peaks. The average range of measured R2 values for these samples is 0.63–0.47, corresponding to T estimates of 365–435 °C (*tableau 18*).

The appearance of biotite with muscovite and chlorite highligths the biotite-in isograd (Derré *et al*., 1980). The mineral assemblage is chlorite + epidote + biotite + white mica + ilmenite. The main subvertical cleavage (S2) is still dominant. Graphite forms elongate grains parallel to the S2 cleavage. The G + D2 peaks are significantly higher than D1 peak. R2 values range from 0.22–0.45, corresponding to T estimates of 435–545 °C.

About 200 m of the contact with the Salau granodiorite, the dominant assemblage is biotite + albite + tremolite + actinolite + chlorite + white mica + epidote + ilmenite. The sub-vertical S2 cleavage is less clear but still visible. Graphite grains are elongate parallel to less visible S2 cleavage. The G + D2 peaks are well developed, with the D2 shoulder significantly reduced compared with lower-grade samples; D1 peaks are reduced substantially by comparison with those in lower grade samples (*figure 188*). R2 values range from 0.09–0.25, corresponding to T estimates of 525–600 °C.

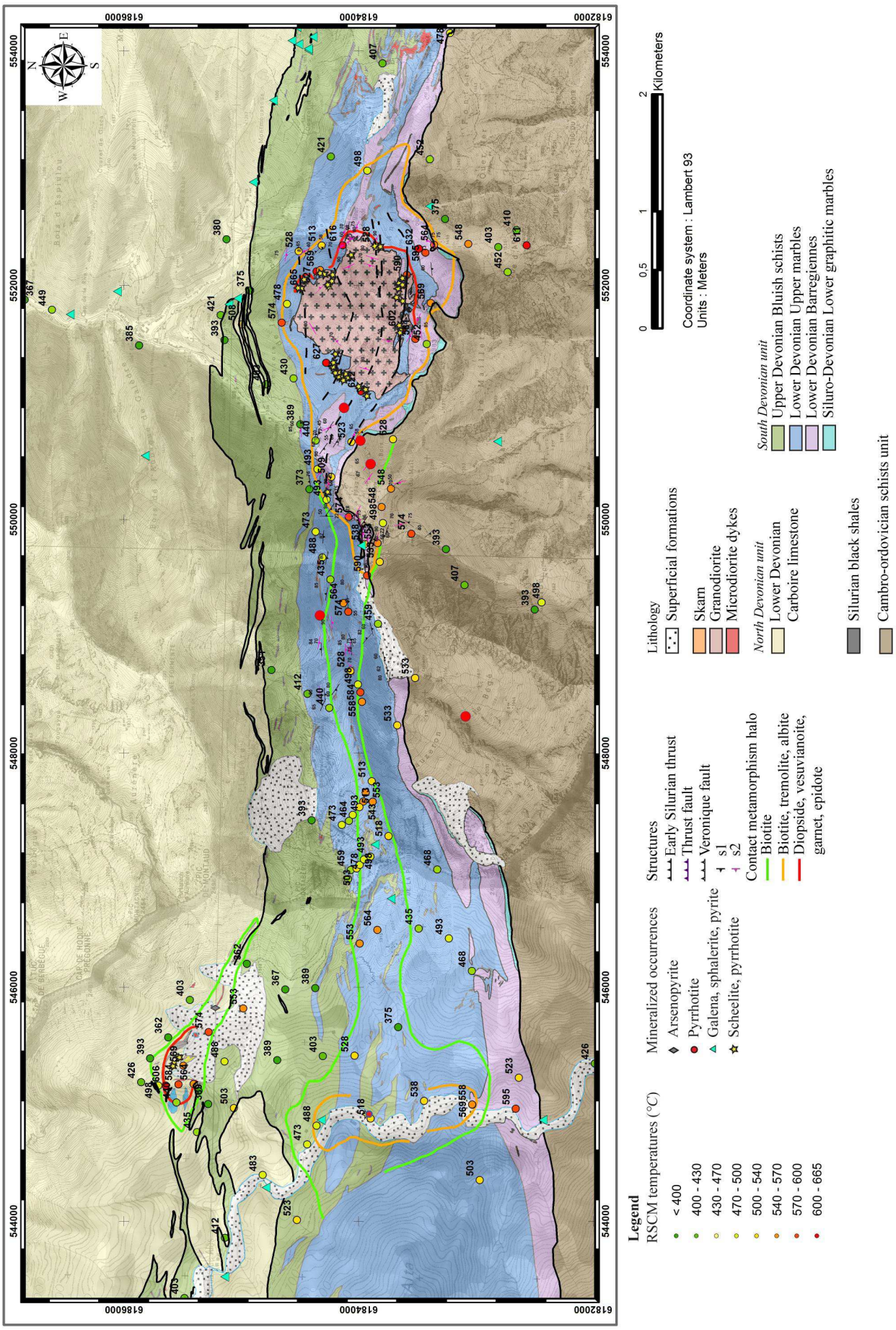


Figure 187 : Detailed geological map of the Salau – Aurenere area with location and value of the calculated RSCM temperatures.

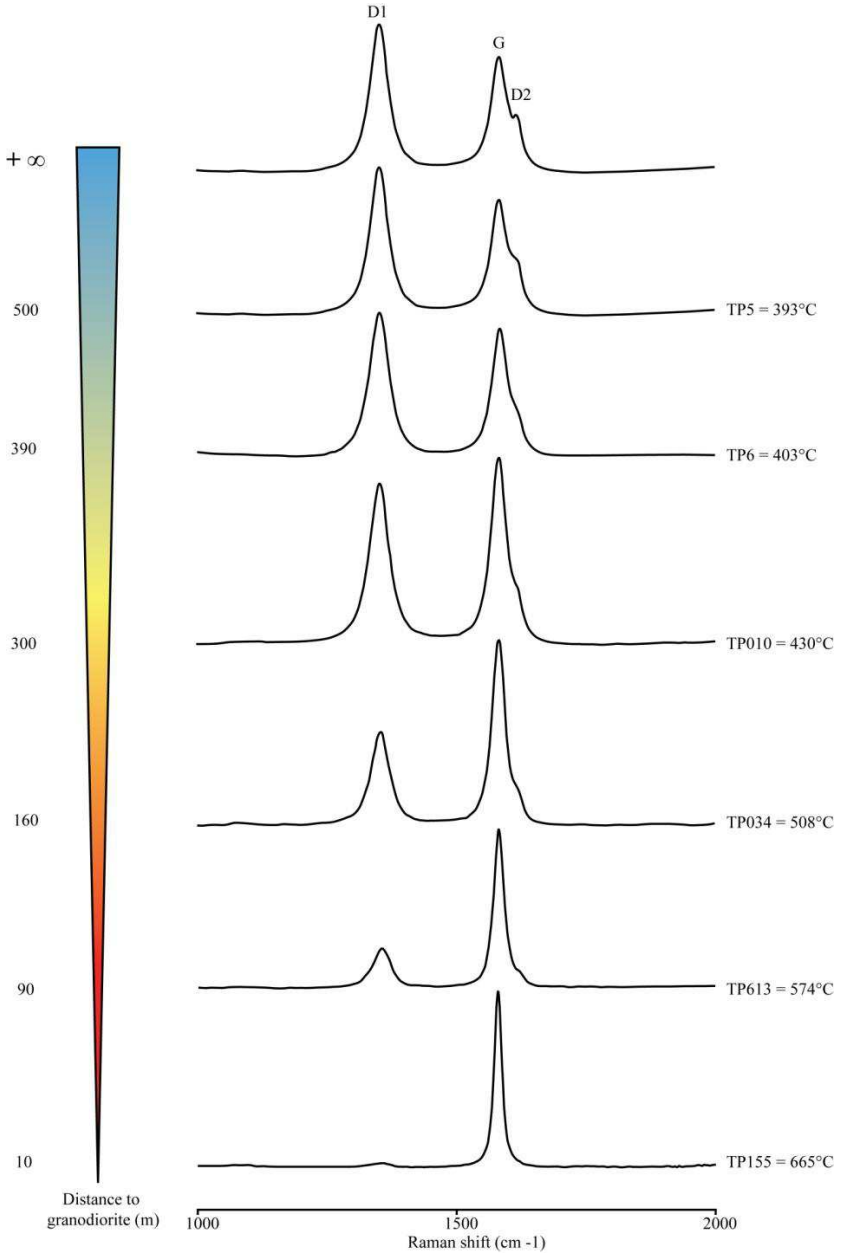


Figure 188 : Evolution of the representative Raman spectra obtained on samples selected to calculate the mean gradient (figure 187) in the vicinity of the Salau granodiorite.

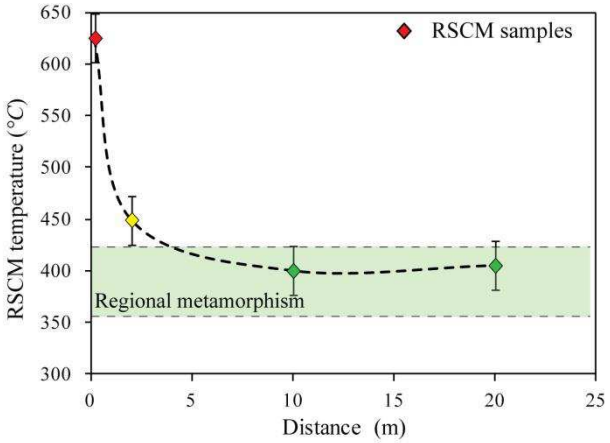


Figure 189 : RSCM temperature profile in the vicinity of a small microgranite sill showing the small scale thermal influence of these intrusive bodies. Regional metamorphism background value is reached at ten meters from these sills.

Less than ca. 50 m of the contact, the mineral assemblage is diopside + hedenbergite + epidote + vesuvianite + grossular. These rocks belong to skarn facies with partially annealed cleavage. The graphite forms coarse grains along biotite–quartz interfaces. The G + D2 peaks are well developed, with the D2 shoulder less distinct (*figure 188*); D1 peak is small and in some cases unresolvable from background value. R2 values range from 0.15–0.02, corresponding to T estimates of 575–631 °C.

To rule out the hypothetic thermal influence of microgranite sills, a test was realized at regular distance from an outcrop of these sills. The results show that the temperature decreases very quickly from 630°C at contact to 450°C at 2.5m. Then, the background value of regional metamorphism (400°C) is reached at 10 m from this sill. As expected, the temperatures close to the microgranite sills decrease very quickly and the thermal effect of these small magmatic rocks is negligible (*figure 189*).

Samples from the regional cross-section give peak temperature values comprised between ca. 349 °C and 468 °C. Temperatures up to 400°C (TP 7 at 449 ± 17 °C and TP 10 at 468 ± 8 °C) correspond respectively to the bottom of the "North Devonian" unit and to an outcrop very close to a microgranite sill. The regional cross-section temperature profile (*figure 190*) evidenced a 350-400°C thermal "background" for the whole French Paleozoic unit, consistent with quartz - muscovite - chlorite - albite greenschist assemblages observed in pelitic levels (*figure 182*). Another regional cross section has been realized on the Spanish side and evidenced the same values as the French side (350 - 400°C). On this regional profile, RSCM temperatures up to these background values were obtained only on three sites: Salau deposit, Aurenere occurrence and Indice 8 (*figure 187*). For the Salau deposit, five values show a sudden change at the north from 375 ± 17 °C to 478 ± 13°C to 665 ± 7 °C in less than 400 m and at the south from 452 ± 22 °C to 581 ± 26 °C to 602 ± 21 °C in less than 500 m. For the Aurenere occurrence, the N-S peak temperature values increase from 426 ± 19 °C to 498 ± 17 °C to 584 ± 23 °C and then decrease to 488 ± 18 °C to 389 ± 8 °C. For the Indice 8, the N-S temperature profiles rise from 473 ± 20 °C to 488 ± 17 °C to 518 ± 22 °C to 538 ± 17 °C to 558 ± 19 °C to 595 ± 20 °C and then decrease to 426 ± 10 °C.

To sum up, the different anomalies correspond to a peak of more than 250°C for Salau, 170°C for Aurenere and 150°C for Indice 8. As inferred by Derré et al., (1980), there is a systematic increase in apparent temperature from outside the contact aureole towards the contact with the Salau granodiorite. These high-resolution results were then interpolated on a map using variography and kriging.

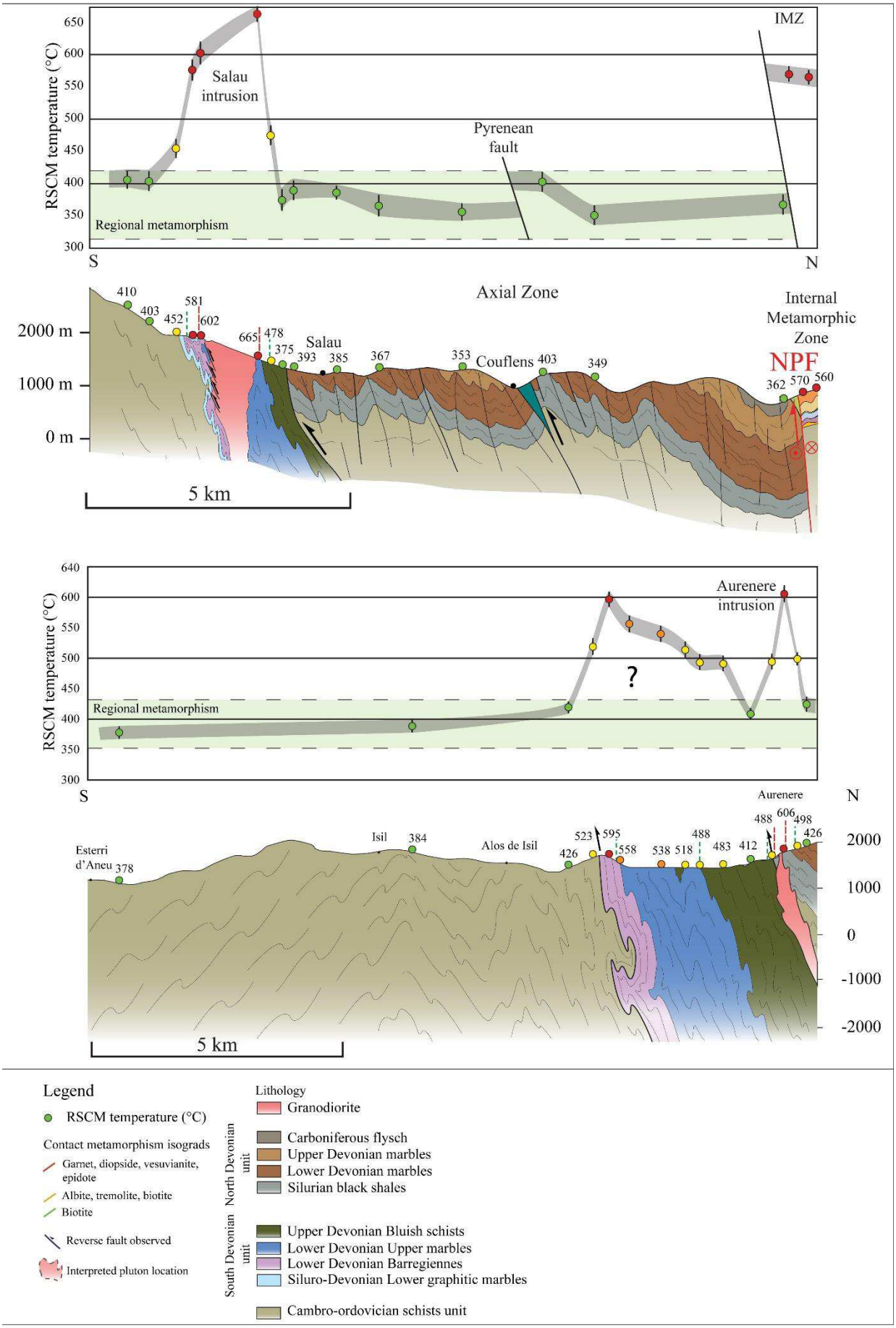


Figure 190 : Regional cross-section in the Axial Zone of the Pyrenees with profiles and location of calculated RSCM temperatures. The regional metamorphism range (350 – 420 °C) is reported in pale green. Inferred intrusive bodies corresponding to high temperatures records are drawn.

iv. Variography and kriging

In order to provide continuous temperature information in the study area and considering the RSCM results on a map, the high resolution dataset acquired has been interpolated. The software used was ArcGis™ 10.3 through its Geowizard function which allows the use of variography and kriging. The omnidirectional semi-variogram plot on the whole dataset was realized using a lag of 120m (*figure 191a*). For the N-S direction, the range is ca. 650 m and the sill reach $0{,}65.10^4$ while for the E-W direction, the range is ca. 1950 m and the sill reach also $0{,}65.10^4$. This difference is explained by the fact that the metamorphic aureole is E-W elongated and relatively narrow in N-S direction. The nugget effect is $0.12.10^4$. The QQ plot shows that the RSCM dataset fits correctly with the interpolated points (*figure 191b*). An ordinary kriging was applied using the previous variogram model (ellipsoid of 650m in N-S and 1950m in E-W; figure 191*c*). The resulting interpolated RSCM temperature map (*figure 192*) highlights the E-W corridor between the Salau deposit and the Rio Noguera Pallaresa valley. Some areas outside the mapped metamorphic biotite aureole (such as "Lauzeron" or "Bois de Saint Jouan") show respectively relatively high temperatures of 520-540 °C and 470-490°C.

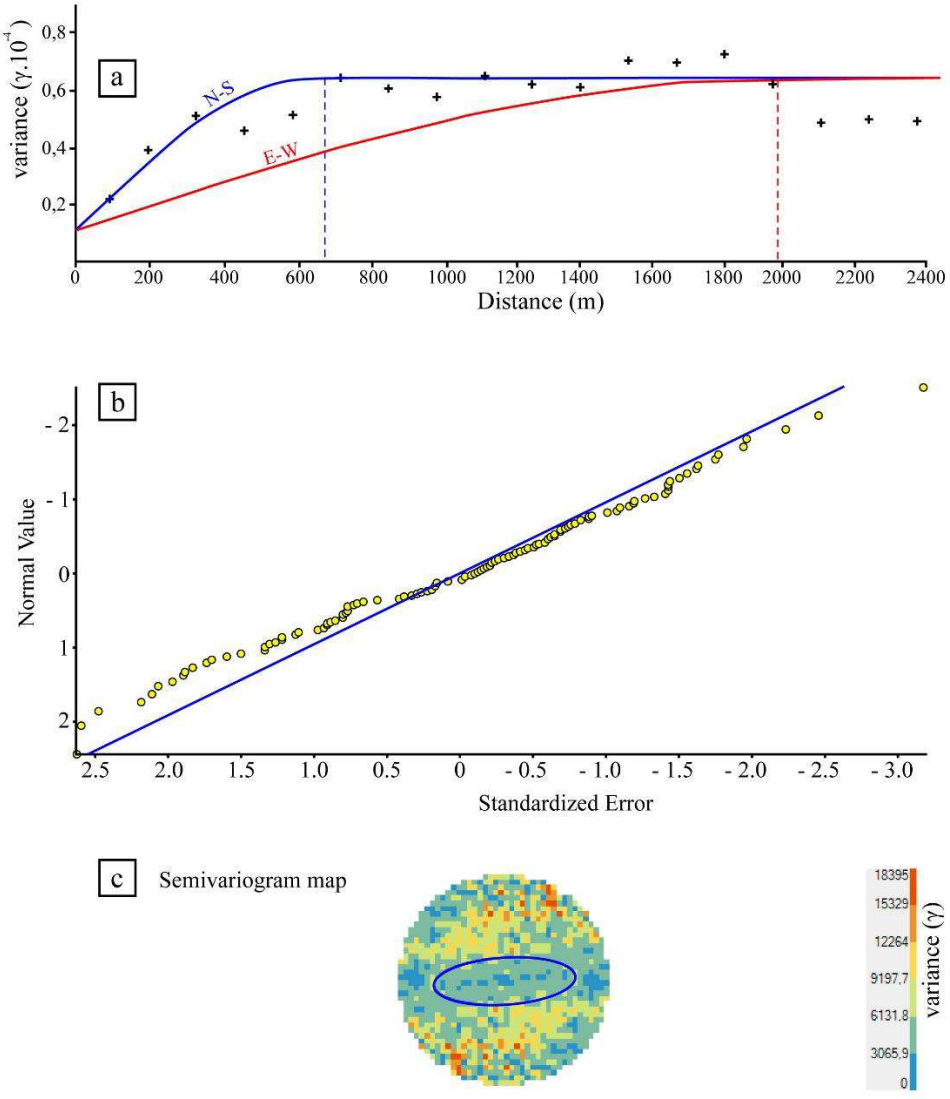


Figure 191: (a) Semi-variogram model; (b) QQ plot of RSCM temperatures; (c) Semi-variogram map

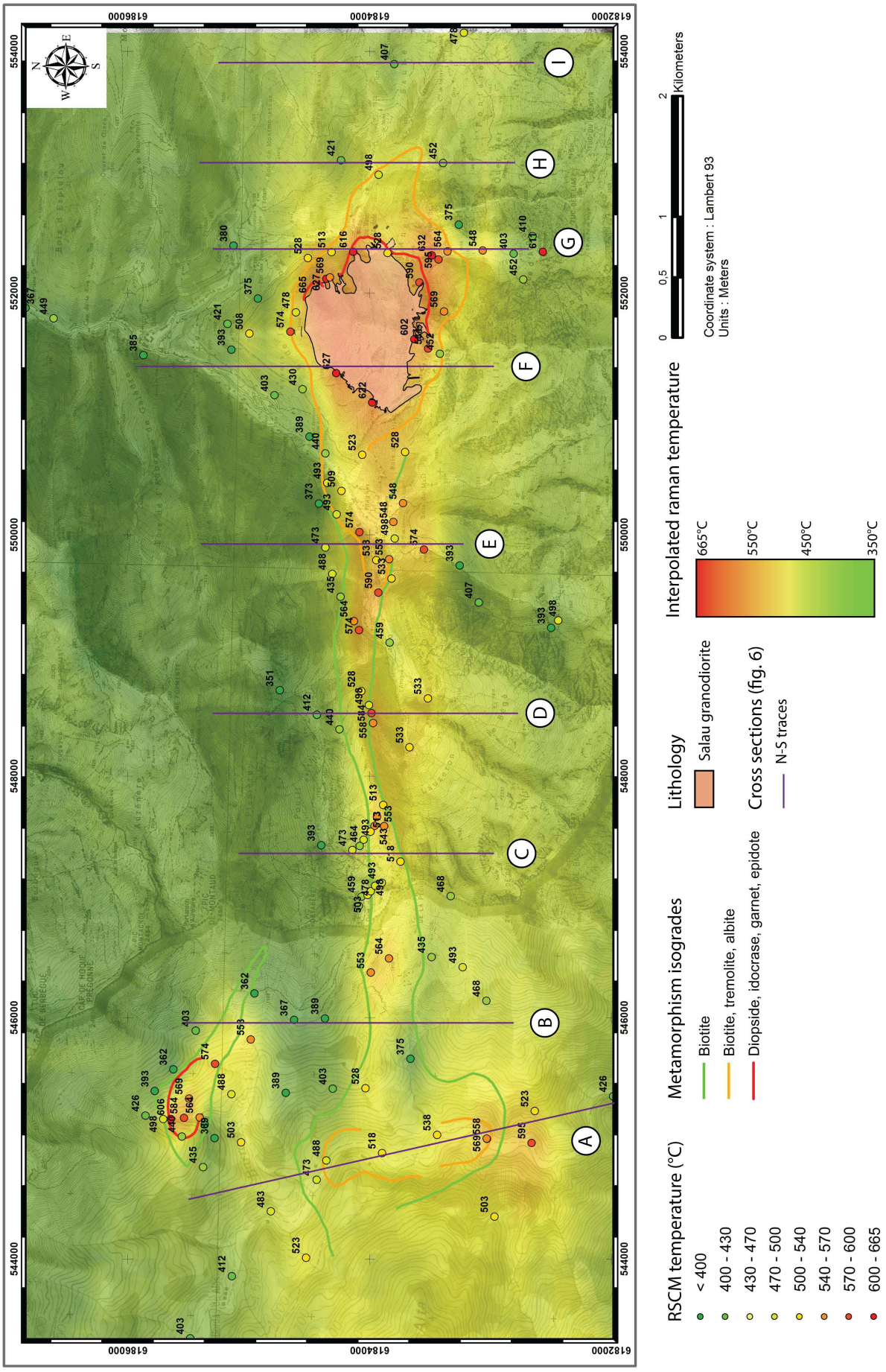


Figure 192 : Interpolated RSCM temperature map obtained from samples showing the elongated E-W thermal halo extending from Spain to Salau and in the Aurenere vicinity. The location of the cross-sections (fig. X) is drawn from A to I.

d. Data inversion and COMSOL thermal model

i. Average thermal gradient

Sections were realized around the La Fourque massif to determine the temperature evolution relative to the increasing intrusive distance. The average of the RSCM temperatures obtained for each sample on the N-S section and interpolated values from interpolation (*tableau 18*) were plotted against distance from the contact to produce a RSCM gradient profile (*figure 193*). As expected, there is a decline in temperature from ca. 665 °C at the contact (based on mapped isograde and RSCM data) to ca. 380 °C at the outer limit of the contact aureole. A square polynomial law represents the best fit to approximate the observed curve such as Distance to intrusion = $0{,}0037T^2 - 5{,}3582T + 1937{,}7$.

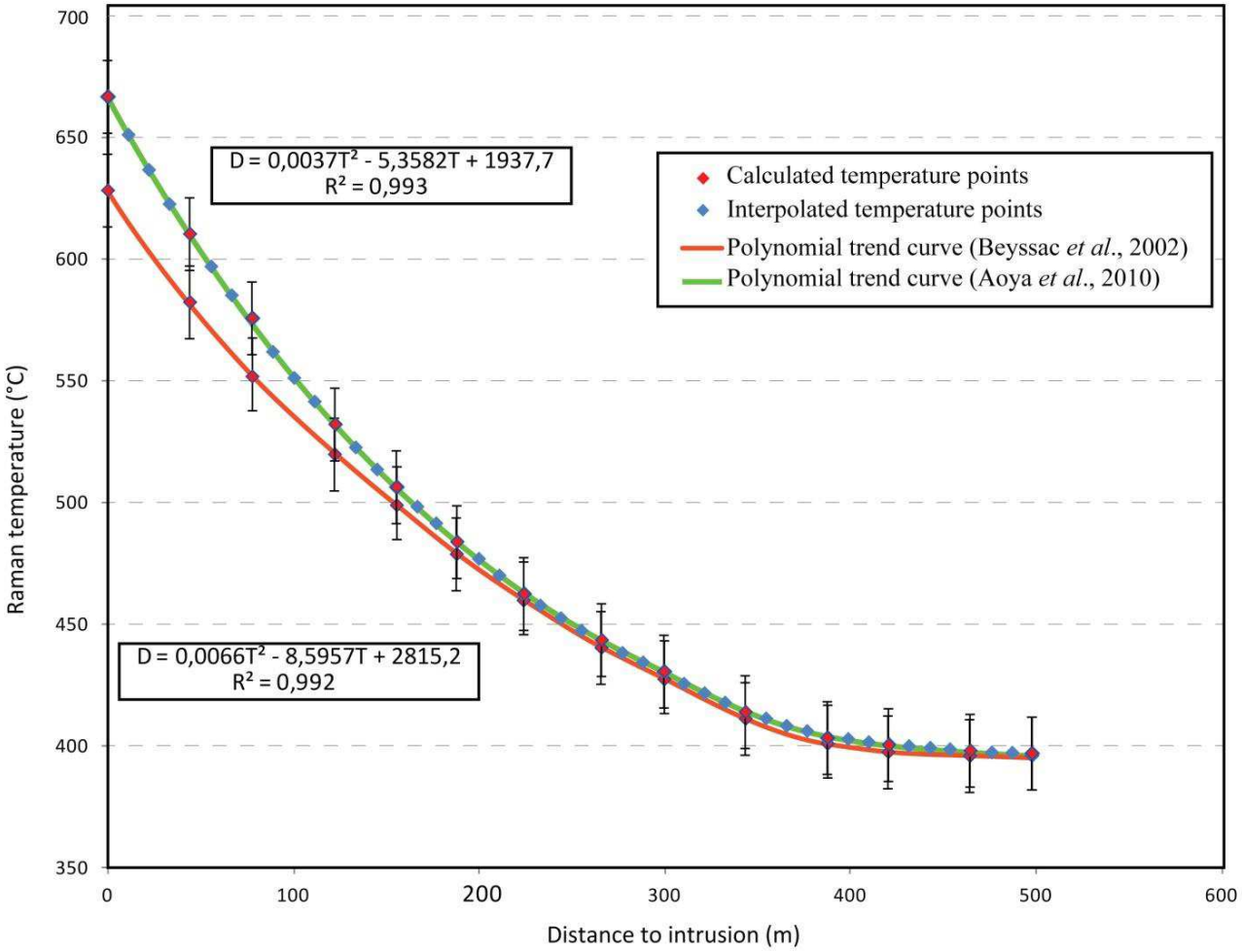


Figure 193 : Average thermal gradient calculated from obtained RSCM temperatures in the vicinity of the Salau granodiorite. Interpolated points are drawn in blue and calculated points from RSCM data in red. The best fit to points is represented by a square polynomial equation.

ii. Validation (field and magnetic survey)

The distance to temperature source depth map (*figure 194*) has been realized by applying the average thermal gradient equation to the RSCM temperature map (*figure 192*).

In order to control if high RSCM temperature corresponds to special features on the field, a sample and magnetic survey has been realized. In several places (Quer de l'Aigle, Bois de la Peguille, Port de Salau, Aurenere) coarse-grained calcite was found in recrystallized marbles, attesting of high temperature conditions. No contact metamorphism mineral has been found in marbles due to their composition. In pelitic levels, biotite and tremolite have been observed.

The magnetic survey was realized in order to measure the total field intensity (nT) which depends of the magnetic susceptibility of rocks (massive sulfides associated with skarn deposits). 200 km of measurement lines over 20 km of cumulative elevation have been carried out. The equipment used was a GSM-19 GW total field proton magnetometer including "overhauser" effect of the brand GEM SYSTEM with integrated GPS. The "overhauser" effect increases the sensitivity of the standard proton magnetometer. The resolution of each measure is 0.01 nT. It allows an absolute scalar measurement of the total magnetic field at the surface of the ground (in nT). It is based on the ability of protons to orient themselves in the same direction as the magnetic field in which they are immersed. Then, the acquired data was processed with Geosoft Oasis Montaj™ (Reduction To Pole ; *annexe 7*). The study area must exhibit sufficient magnetic susceptibility contrasts or a sufficient magnetization between target and surrounding. Measurements are not possible in the vicinity of noisy areas (high voltage line, fence, reinforcement, industrial context) for which the parasitic magnetic response is greater than that sought.

While, some high raman temperatures overlap quite well the metamorphic isograde mapped in metapelitic alternances, they also highlights new areas that, this time matching well microgravimetry data. Interestingly, these anomalies envelope quite well new skarn occurrences described during the field survey. Interesting magnetic anomalies of same intensity than known mineralized outcrops have been identified on several places (Quer de l'Aigle, Bois de la Peguille, Aurenere). These sectors match well with high RSCM calculated temperatures and could correspond to sulfides lenses associated with skarn orebodies.

Different N-S cross-sections were realized from the intrusion roof depth map to illustrate the geometry of the hypothetic non-outcropping pluton (*figure 195*). An interesting fact is that the intrusion is systematically centered under a regional antiform in the superior marbles with the same shape as the La Fourque granodiorite. In the Bois de la Péguille and Indice 8 areas, the sections show that the intrusion roof could be less than 150m beneath the surface. At Aurenere, the intrusion gently dips to the south-east at less than 200 m under the surface. These sections can be used directly to place drillholes for intrusion-related deposit exploration.

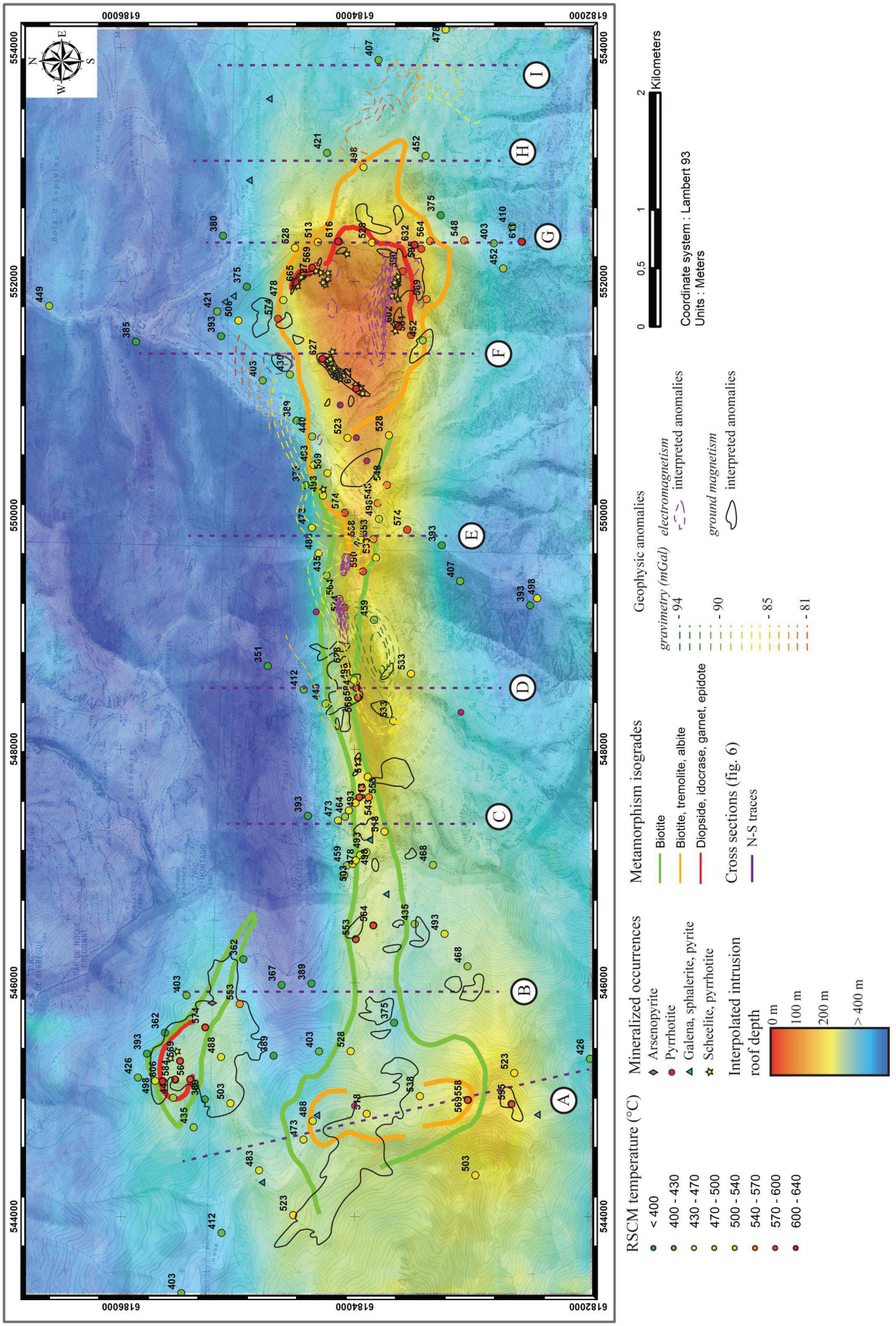


Figure 194 : Interpolated map of the hypothetic intrusion roof depth obtained from average thermal gradient equation (figure 193). For comparison, gravimetric, magnetic and electromagnetic anomalies are reported. Cross sections profiles are drawn with dotted lines.

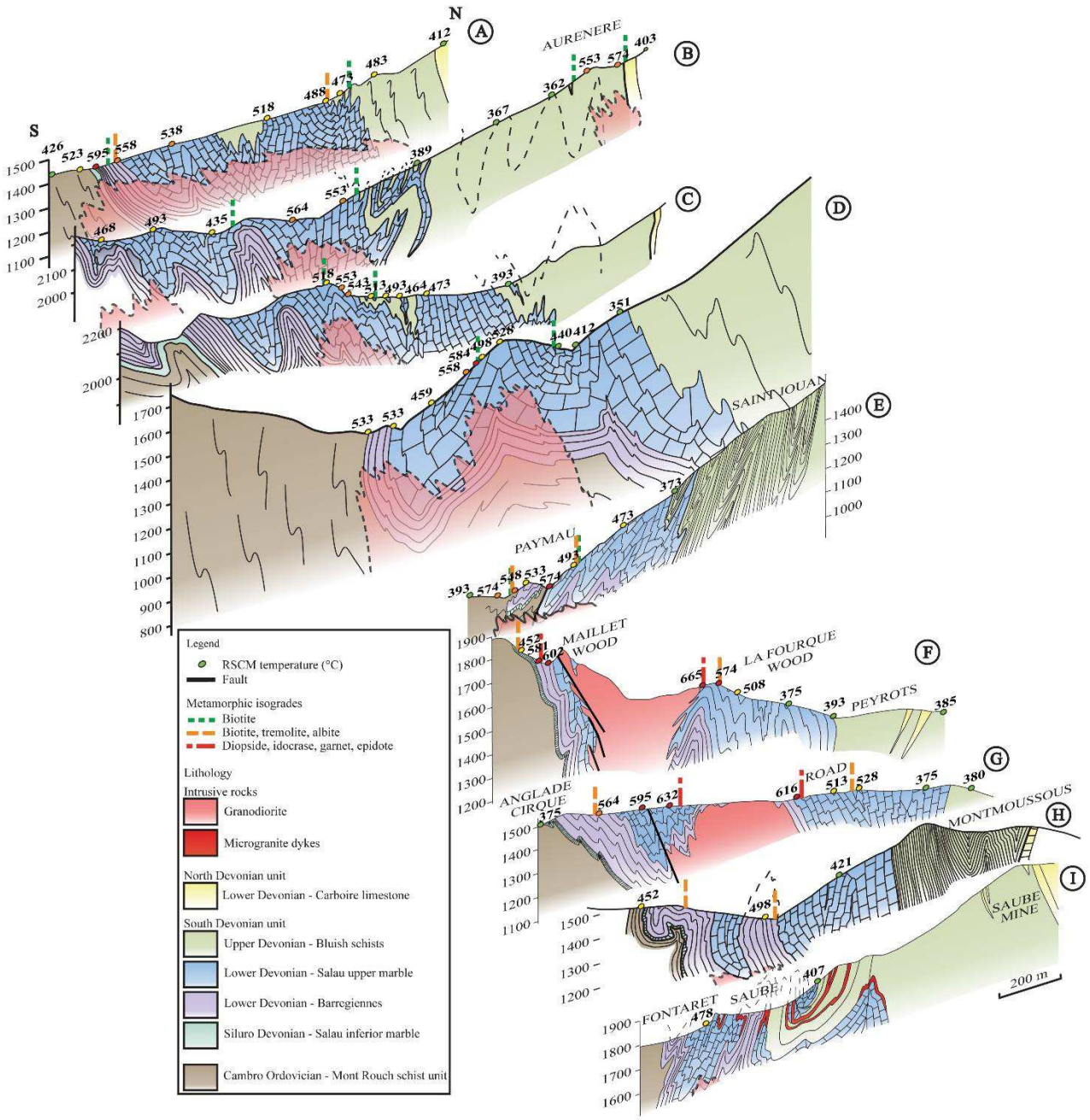


Figure 195 : Consecutive N-S cross-sections through the Aurenere (A) to Salau (I) area showing the location and values of the calculated RSCM temperatures. Distance to surface estimated with polynomial equation (Fig. X) and shape of hypothetic intrusive bodies are reported in dotted pale rose on the sections.

iii. COMSOL model

The temperature profile established from RSCM data (*figure 193*) was compared with the results of a 2D conductive cooling model (COMSOL™) in order to validate thermal conductivity parameters and the thermal structure of the contact aureole. Model dimensions of 8x2 km with a grid size of 50 m offered sufficient resolution to yield stable results and to avoid boundary effects in the region of interest near the contact. The model host rock consists of a homogeneous layer (representing the Salau marble unit) spanning the depth range

0–8 km. The pluton (La Fourque granodiorite) was modeled from interpreted historical drillhole data as a cylindrical body of 1 km wide over the depth range 6–8 km, with a steep side, flat base, and variable roof and shoulder geometry.

The initial geothermal gradient was set at 45 °C/km (Cochelin *et al*., 2018) and the initial magma temperature was set at 850 °C (Derré *et al*., 1980). Thermal conductivities were based from material references (Robertson, 1988) and densities from historical measurements (Guiraudie *et al*., 1964). The effects of radioactive decay were not included considering that such long-term effects are implicit in the choice of initial geotherm. The temperature-time profile was realized at depth of 6.5 km in the model, consistent with the pressure estimate of 3 kbar from granitoids in upper massifs of the Pyrenees (Autran *et al*., 1970; Maurel *et al*., 2004; Metcalf *et al*., 2009). The selected monitored points were set at intrusion core, contact between intrusion and marble and 50m – 100m – 200m – 400m from intrusion. Model peak grade profiles were constructed by plotting the temperature reached by each point against distance from the model contact (*figure 196*), assuming that the temperature in the model represents the peak metamorphic grade and corresponding RSCM temperature at that point.

In this model, temperature–time profiles (*figure 196*) suggest that peak temperatures were reached within ca. 2 kyrs. in the inner aureole (≤ 50 m from the contact), but in the outer aureole (≤ 200 m from the contact) peak temperature was reached only ca. 5 kyrs. after intrusion emplacement. The peak metamorphic grade is followed by slow cooling until ca. 40 kyrs. Such a time-scale is well below the resolution of any thermochronometers that could reasonably be applied.

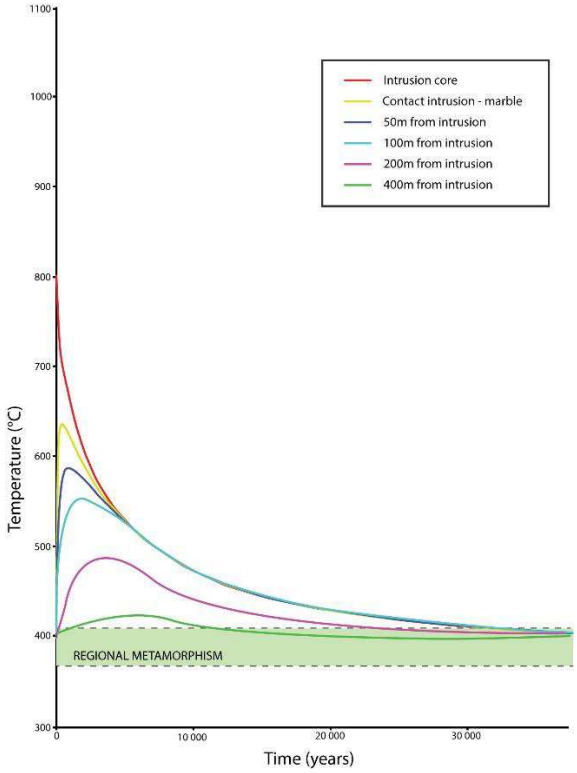


Figure 196 : Temporal evolution of the La Fourque granodiorite cooling estimated by numerical modeling with COMSOL™. The curves represent different distances to the intrusion. The cooling of this small intrusion is rapid and reaches the regional metamorphism background value in ca. 40.000 yrs.

e. Discussion

i. Choice of the calibration

Three different calibrations were developed for RSCM datasets in the range 330-650°C (Beyssac *et al.*, 2002a; Aoya *et al.,* 2010) with equations based on different laser source parameters (514.5 nm or 532 nm). As a test, Hilchie & Jamieson, (2014), calculated independently their temperatures from these three calibrations. Within analytical uncertainty (± 30 °C), their study reveal that the results from all three calibrations are very similar in the range 350–550 °C. At higher temperatures in the calibrated range (600–670 °C), both Aoya *et al.,* (2010) calibrations produce higher values than those predicted by Beyssac *et al.,* (2002a) and are more consistent with petrological temperature estimates from the immediate contact zone.

ii. Conditions for applicability of the method to other intrusion-related deposits exploration

This method is quite fast and every temperature is obtained from thin section with no destructive method. Nevertheless, the use of the RSCM thermometer is conditioned to some cautions. It must exist a sufficient thermal contrast between contact metamorphism and regional metamorphism (at least 50 - 100°C), allowing to rule out the effect of analyses uncertainties. Ideal conditions are greenschist facies or lower metamorphic grade. Its applicability needs to have sufficient organic matter content in studied rocks. The uncertainties of the method are ± 30°C combined to the uncertainty of the temperature average.

Other factors that need to be taken into account when interpreting CM spectra include the duration of the thermal event (Itaya, 1981; Okuyama-Kusunose & Itaya, 1987; Aoya *et al.* , 2010), differential stress (Bustin *et al*., 1986; Suchy *et al*.,1997; Ferreiro Mahlmann *et al.* , 2002; Nover *et al*., 2005), host rock composition (Grew, 1974; Wopenka & Pasteris, 1993; Wada *et al*., 1994), occurrence of catalytic minerals (Bonijoly *et al*., 1982; Okuyama-Kusunose & Itaya, 1987; Scharf *et al*., 2013), type of organic precursor (Kribek *et al*., 1994; Large *et al*., 1994; Bustin *et al*., 1995) and the composition and activity of fluids (Large *et al*., 1994; Guedes *et al*., 2005). However, most previous studies indicate that these effects are minor compared with that of temperature (Beyssac *et al*., 2002b; Rahl *et al*., 2005; Aoya *et al*., 2010; Lahfid *et al*., 2010; Wiederkehr *et al*., 2011).

iii. Validation and interpretation of the intrusion roof depth map

The distance to the intrusion interpreted in the model is concordant with the interpreted one in the sections. The results confirm that the RSCM thermometer is able to produce reliable results in contact metamorphic aureoles. In both outer and inner aureoles, RSCM data produce results in accordance with observed petrological assemblages. A gradient of increasing CM grain size is also observed from the outer aureole to the inner aureole. RSCM temperatures of the intrusion contact (600–670 °C) and the depth of metamorphism inferred from the thermal model (6–7 km) are consistent with the metamorphic conditions suggested by the silicate mineral assemblage in skarns (ca. 650 °C, 2.0–2.5 kbar). The good fit between the depth of intrusion inferred from the model calculations and the metamorphic pressure estimate is consistent with the interpreted sub-vertical pluton geometry from historical drillhole data. RSCM data can produce reliable temperature estimates in samples such as marbles where no specific mineral assemblage appears in the outer aureole.

The size and geometry of the intrusion have a critical impact on the contact metamorphism duration and cooling pattern. In fact, contrasting to our study, Hilchie & Jamieson, (2014) based their study on a 15x15 km pluton and observed that the cooling time is 350 kyrs. to reach the geotherm (400 °C). Nevertheless, both results converge to reconsider the cooling time-scale of plutons, widely lower than estimated with classical thermochronometers (Maurel *et al*., 2004; Metcalf *et al*., 2009).

iv. Implications for thermal structure of the Axial Zone

The regional cross-section temperature profile (*figure 190*) evidenced a 350-400°C thermal "background" for the whole French Paleozoic unit, consistent with quartz - muscovite - chlorite - albite greenschist assemblages observed in pelitic levels (*figure 182*). This cross-section gives peak temperature values comprises between ca. 346 °C and 468 °C (*tableau 18*). Temperatures up to 400°C (TP 7 at 449 ± 17 °C and TP 10 at 468 ± 8 °C) correspond respectively to the bottom of the "North Devonian" unit and to an outcrop very close to a microgranite sill.

Our regional temperatures results match well with the cross section through the Axial Zone of Cochelin *et al*. (2018). In fact, temperatures range between 350 and 430°C from Carboniferous flysch in the Couflens syncline to the Lladorre shear zone in the Pallaresa anticline. Temperatures of 550°C were obtained near Lladorre in the Pallaresa anticline and represent the closure of the Aston gneiss dome. Otherwise, two significant steps (50°C and 100°C) were obtained in the vicinity of the Estarón thrust and the Lladorre shear zone, respectively (*figure 181*) indicating that these faults were active after the gneiss dome emplacement.

Given the greenschist- and amphibolite-facies metamorphic minerals grew within shear planes and mark the main schistosity plane S1, the petrological study of Cochelin *et al*. (2018), highlights that HT–LP regional

metamorphism was synchronous with pervasive deformation. The corresponding geothermal gradient (45°C km^{-1}) match well with the previously estimated in the envelope of the Aston, Albères, Bossost and Canigou gneiss domes (40 – 70° C km^{-1}) (Mezger 2005; Triboulet *et al*. 2005; Vilà *et al*. 2007; Mezger & Régnier 2016). Local and sudden disturbances of this regional thermal gradient could be attributed to contact metamorphism from calc-alkaline plutons.

f. Conclusion

This work is the first high-resolution RSCM thermometer study applied to mining exploration. More than 140 samples in Devonian marbles were processed to estimate temperatures across the mapped E-W elongated contact aureole between the Salau W skarn deposit and the Noguera Pallaresa valley, in the axial zone of the Pyrenees. The grain size and texture of CM in the samples varies with their position relative to the contact aureoles. RSCM method suggests that the outer limit of the contact aureole (biotite-in isograd) corresponds to a temperature of ca. 350-430 °C, while in the inner aureole the temperature at the contact reaches ca. 650 °C. Corresponding temperatures estimated from mineral assemblages are consistent with the "background" for the whole Paleozoic unit and contact metamorphism. In the study area, results obtained on more than 130 samples evidenced an East-West elongated thermal anomaly within the metasedimentary series between Salau and Aurenere. Therefore, these anomalies overlap quite well the metamorphic aureole mapped in metapelites, they also show a strong correlation with the geophysical datasets. These anomalies envelope quite well new skarn occurrences described during the field survey. Inversion of the temperature data (T) within the contact metamorphism aureole towards distance of the heat source (D) thus yield precise target area for exploration drilling. This relationship is described by a polynomial equation such as $D = 0.0037*T^2 - 5.3582*T + 1937.7$. In the case of undercover intrusions, this approach is able to provide an estimation of the pluton roof depth between 0 to 350m.

The N-S temperature profile obtained from the interpolated RSCM results shows a significant temperature decrease from the intrusion contact to the inner part of the contact aureole and then a slower slope to the outer part. This profile is in accordance with the 2D conductive and convective cooling model which shows similar temperature profiles relative to the distance from the intrusion contact. We further conclude that RSCM thermometry seems to be a powerful tool adapted to skarn exploration and orebodies linked with intrusions, in host rocks with poor-developed contact metamorphism minerals such as marbles. The application of these high resolution method allow to constrain accurate areas where focus exploration. This tool has promising perspectives to locate hidden intrusion related mineralizations until 400m below the surface in greenschist regional facies areas. Besides, these data can be used to constrain a 3D map of the shape of the underlying intrusion roof. Its application to other deposits could lead to important discoveries when geochemistry and sampling are unable to provide information. Moreover, this study shows its robustness to measure the peak of temperature recorded by the rocks in complex and polyphased orogenesis such as Pyrenees.

Sample	Longitude (°)	Latitude (°)	Lithology	N total	N use	R2 mean	SD	Tmax mean (°C) Aoya et al., 2010	ΔT (°C)	SE	Tmax mean (°C) Beyssac et al., 2002
1	1.19858	42.74322	Marbre de Salau	25	23	0.31	0.066	513	28.78	6	503
2	1.19792	42.744974	Marbre de Salau	28	27	0.28	0.052	528	22.9	4.4	516
3	1.193719	42.74862	Marbre de Salau	26	22	0.6	0.038	375	16.79	3.58	374
4	1.19109	42.75085	Marbre de Salau	22	18	0.5	0.043	421	18.88	4.45	419
5	1.18851	42.75051	Schiste bleuté	21	20	0.56	0.034	393	12.05	2.69	392
6	1.183989	42.74723	Marbre de Salau	25	19	0.54	0.052	403	22.89	5.25	401
7	1.191248	42.763786	Calcaire de Carboire	23	22	0.44	0.038	449	16.8	3.58	445
8	1.19224	42.76589	Marbre	27	27	0.62	0.041	367	16.74	3.22	365
10	1.18974	42.77808	Marbre	20	20	0,40	0,018	468	7.9	1,77	463
11	1.18878	42.78056	Marbre	22	22	0,65	0,027	353	12,19	2.60	352
13	1.18815	42.79309	Schistes noirs	26	26	0.54	0.032	403	14	2.74	401
14	1.193	42.80171	Marbre	22	22	0,66	0,029	349	13,15	2,80	347
17	1.19804	42.83852	Marbre	20	20	0,63	0,037	362	16,61	3,72	361
TP001	1.179893017	42.74455299	Schiste bleuté	25	24	0.57	0.038	389	16.71	3.41	387
TP004	1.178181013	42.74060997	Schiste noir	22	21	0.29	0.051	523	22.4	4.88	512
TP006	1.178246979	42.74333803	Marbre	26	21	0.46	0.04	440	17.77	3.88	436
TP010	1.184667014	42.74514701	Marbre de Salau	25	23	0.48	0.03	430	13.07	2.72	427
TP015	1.186366025	42.742672	Marbre de Salau	23	15	0.09	0.037	627	16.12	4.16	601
TP024	1.198660014	42.74161697	Marbre de Salau	27	23	0.11	0.038	616	16.9	3.52	592
TP034	1.190173002	42.74920704	Schiste bleuté	22	20	0.32	0.048	508	20.86	5.38	499
TP066	1.195713021	42.73664399	Marbre	25	19	0.16	0.046	590	20.29	4.65	570
TP067	1.198998978	42.75052903	Schiste bleuté	22	20	0,59	0,037	380	16,69	3,93	378
TP077	1.207885975	42.74267896	Marbre de Salau	24	19	0.50	0.028	421	12.53	2.87	419
TP080	1.206493992	42.73985501	Marbre	25	18	0.34	0.072	498	31.31	7.38	490
TP087	1.169804977	42.73804796	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	25	17	0.34	0.041	498	17.81	4.32	490
TP088	1.16770003	42.73842104	Marbre de Salau	23	15	0.23	0.047	553	18.69	4.82	539
TP090	1.167576984	42.73937699	Marbre de Salau	23	21	0.26	0.039	538	17.24	3.76	525
TP091	1.165757021	42.73820504	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	25	21	0.27	0.061	533	26.53	5.79	521
TP092	1.164301001	42.739162	Marbre	24	20	0.16	0.024	590	10.61	2.37	570
TP093	1.153742988	42.73529903	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	23	17	0.27	0.043	533	18.58	4.5	521
TP097	1.160480026	42.74054199	Marbre	24	20	0.19	0.033	574	14.44	3.22	556
TP098	1.16137404	42.74093804	Marbre	18	17	0.21	0.054	564	23.27	6.71	548
TP099	1.163788028	42.74196298	Marbre	20	13	0.47	0.048	435	20.73	5.75	432
TP100	1.166082993	42.742629	Marbre de Salau	22	21	0.36	0.033	488	14.37	3.13	481
TP124	1.183478963	42.73994797	Marbre	25	21	0.10	0.056	622	24.59	5.36	597
TP143	1.195874959	42.74357398	Marbre de Salau	25	22	0.09	0.039	627	17.07	3.64	601
TP145	1.196018038	42.74330702	Quartz	23	22	0,20	0,041	569	17,20	3,67	552
TP155	1.194403013	42.744858	Marbre	34	28	0.02	0.018	665	7.24	1.36	632
TP173	1.217701016	42.73887902	Calcschiste	20	18	0.53	0.040	407	17.41	4.1	405
TP176	1.16191702	42.72573302	Marbre	23	14	0.34	0.036	498	15.60	4.17	490
TP177	1.161155021	42.72625596	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	22	22	0,56	0,028	393	12.48	2.66	392
TP181	1.163534978	42.73167998	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	22	20	0.53	0.031	407	13.47	3.01	405
TP184	1.167231984	42.73316399	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	23	19	0.56	0.039	393	17.28	3.96	392
TP187	1.168763023	42.735854	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	31	26	0.19	0.044	574	19.2	3.76	556
TP188	1.19892396	42.73460803	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	25	23	0.21	0.037	564	16.17	3.81	548
TP191	1.199083971	42.731986	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	24	15	0.24	0.057	548	24.88	6.42	534
TP193	1.198847014	42.72969598	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	32	30	0.54	0.033	403	13.14	3.18	401
TP196	1.199081959	42.72752699	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	25	19	0.12	0.043	611	19.04	4.26	588
TP200	1.198090967	42.73526902	Marbre (Barrégiennes)	23	17	0.15	0.03	595	13.01	3.15	574
TP201	1.198488018	42.73577303	Marbre	23	17	0.08	0.028	632	12.34	2.99	605
TP204	1.198622966	42.73906401	Marbre	26	26	0.28	0.037	528	16.43	3.22	516

TP205	1.132599972	42.74008099	Marbre	23	21	0.48	0.034	430	14.93	3.25	427
TP206	1.133573027	42.73988301	Marbre	25	16	0.42	0.018	459	8.17	2.04	454
TP207	1.133753993	42.73944204	Marbre	19	16	0,33	0,056	503	25,24	6.31	494
TP208	1.134132016	42.73921103	Marbre	25	21	0,34	0,049	498	21,75	4,75	490
TP210	1.134698968	42.73888699	Marbre	26	24	0.38	0.036	478	16	3.26	472
TP212	1.135018989	42.73840402	Schiste	26	26	0.35	0.054	493	23.71	4.65	485
TP214	1.137195015	42.73704699	Marbre	23	20	0.30	0.051	518	22.37	5.00	508
TP215	1.140733017	42.73833303	Marbre	22	22	0.23	0.061	553	26.48	5.65	539
TP216	1.142870989	42.73843797	Marbre	26	23	0.31	0.041	513	18.20	3.79	503
TP217	1.141678998	42.73887098	Marbre	25	24	0,23	0,072	553	32,10	6,55	539
TP218	1.140729999	42.73905697	Marbre	20	19	0.25	0.070	543	30.19	6.93	530
TP219	1.140135974	42.73932603	Schiste	25	24	0.31	0.054	513	23.57	4.81	503
TP222	1.139314966	42.739838	Marbre de Salau	30	26	0,35	0,052	493	23,20	4,55	485
TP224	1.138668973	42.74010597	Marbre	27	26	0.41	0.052	464	22.72	4.64	459
TP226	1.138250967	42.74064803	Marbre de Salau	24	19	0.39	0.029	473	12.49	2.86	467
TP229	1.138654975	42.74297903	Marbre	26	26	0.56	0.049	393	21.66	4.25	392
TP234	1.175276013	42.74315597	Marbre	25	20	0.35	0.047	493	20.46	4.57	485
TP235	1.17448099	42.74208401	Marbre	23	19	0.318	0.054	509	24.16	5.54	499
TP242	1.172111006	42.74239196	Schiste	27	27	0.35	0.047	493	25.15	4.84	485
TP247	1.170373019	42.740673	Marbre	26	26	0.19	0.037	574	16.05	3.15	556
TP253	1.171461996	42.73817101	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	25	25	0.24	0.048	548	21.17	4.23	534
TP254	1.173390001	42.737494	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	25	23	0.24	0.055	548	24.01	5.00	534
TP265	1.178561	42.737429	Schiste noir	23	23	0,28	0,046	528	20,62	4,30	516
TP278	1.201639	42.733821	Schiste noir	20	20	0.601	0.036	375	15.47	3.46	374
TP344	1.187734036	42.75704596	Calcaire	25	25	0.579	0.022	385	9.79	1.96	383
TP364	1.207825961	42.73508504	Schiste noir	23	23	0.434	0.039	452	17.46	3.64	448
TP412	1.154210027	42.74632601	Schiste noir	21	20	0,656	0,018	351	8,24	1,84	349
TP422	1.173155978	42.743736	Schiste noir	20	18	0,605	0,024	373	10,78	2,54	372
TP425	1.168735027	42.74318498	Calcaire	20	18	0.390	0.044	473	19.36	4.56	467
TP442	1.200659014	42.72831297	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	25	25	0.523	0.026	410	11.77	2.35	408
TP444	1.196256001	42.72892501	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	25	25	0.434	0.053	452	23.7	4.74	448
TP468	1.221033996	42.73376296	Marbre	25	23	0.381	0.037	478	16.57	3.46	471
TP514	1.189968986	42.73692696	Marbre	24	23	0.136	0.047	602	21.03	4.39	580
TP524	1.189076984	42.73588099	Marbre	25	25	0.177	0.059	581	26.21	5.24	562
TP526	1.188555965	42.73499502	Marbre	25	22	0.435	0.049	452	21.85	4.66	447
TP578	1.192848003	42.73477097	Marbre	28	22	0.20	0.047	569	18.75	4	552
TP613	1.190453041	42.74615997	Marbre	25	22	0.19	0.047	574	21	4.48	556
TP614	1.192422034	42.74578102	Marbre	25	24	0.38	0.030	478	13.42	2.74	472
TP634	1.159278983	42.73824502	Marbre	25	23	0.42	0.043	459	19.1	3.98	454
TP638	1.148765	42.736581	Marbre	21	21	0,27	0,035	533	15,49	3,38	521
TP644	1.151128	42.739334	Marbre	22	18	0.22	0.051	558	22.73	5.36	543
TP645	1.152119	42.73947	Marbre	25	22	0.17	0.052	584	23.07	4.92	565
TP646	1.152925	42.739676	Marbre	22	21	0.34	0.043	498	18.96	4.14	490
TP648	1.15431	42.740255	Schiste noir	25	23	0,28	0,049	528	21,80	4,55	516
TP654	1.150416	42.741819	Marbre	25	24	0.46	0.052	440	23.09	4.71	436
TP657	1.151822	42.743533	Marbre	21	21	0.52	0.030	412	13.29	2.90	410
TP670	1.088542007	42.75183803	Calcschiste	23	23	0,54	0,034	403	14,95	3,16	401
TP672	1.094917031	42.74885299	Calcschiste	22	22	0,52	0,019	412	8,36	1,78	410
TP674	1.101558013	42.74608	Schiste bleuté	41	39	0,37	0,053	483	20,14	3,23	476
TP676	1.10485998	42.74272799	Schiste bleuté	25	25	0,39	0,048	473	21,23	4,25	467
TP678	1.106838025	42.74204303	Marbre	25	24	0,36	0,039	488	17.44	3.56	481
TP680	1.107719969	42.73790999	Marbre	25	23	0,30	0,049	518	21,66	4,52	508
TP685	1.109692985	42.73384896	Marbre	22	21	0,26	0,039	538	16,83	3,67	525
TP688	1.109417975	42.730146	Marbre	30	28	0,20	0,089	569	39,46	7,46	552
TP689	1.109426022	42.73016201	Marbre	25	24	0.22	0.044	558	19.38	3.96	543
TP690	1.109108012	42.72680104	Marbre	20	19	0,15	0,044	595	19,60	4,50	574
TP694	1.114019975	42.72083203	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	22	22	0,49	0,026	426	10.04	2,14	423

TP696	1.100605996	42.70417904	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	20	19	0.59	0.031	380	13.84	3.17	378
TP700	1.08975797	42.68485598	Schiste quartzo-pélitique du Mont Rouch	25	25	0.58	0.031	384	13.52	2.70	383
TP730	1.110628992	42.75423501	Schiste bleuté	20	20	0,34	0,037	498	16,66	3,73	490
TP731	1.110631004	42.75367199	Schiste bleuté	23	23	0,13	0,033	606	14,60	3,04	583
TP732	1.110787997	42.75270003	Marbre	24	24	0.17	0.053	584	23.42	4.78	565
TP733	1.110871984	42.75153603	Schiste bleuté	24	24	0.21	0.055	564	24.62	5.02	548
TP735	1.110160025	42.75113898	Schiste bleuté	25	25	0.58	0.030	384	13.33	2.66	383
TP736	1.108824033	42.75039199	Schiste bleuté	22	22	0,57	0,033	389	14,66	3,13	387
AUR01	1.112759002	42.75235897	Calcshiste	22	20	0.20	0.038	569	16.73	3.74	552
AUR41	1.108470988	42.74841101	Marbre	20	17	0.33	0.035	503	15.67	3.8	494
AUR72	1.113294018	42.74921601	Marbre	23	22	0.36	0.040	488	17.71	3.77	481
AUR77	1.110928981	42.75556404	Schiste de Carboire	22	20	0.49	0.066	426	29.3	6.55	423
AUR83	1.119634006	42.75198103	Calcshiste	20	15	0.54	0.042	403	18.82	4.86	401
AUR86	1.115674982	42.753573	Marbre schisteux	22	21	0.63	0.036	362	15.87	3.46	361
AUR88	1,113441959	42,75491796	Calcshiste	20	19	0.56	0.052	393	23.14	5.31	392
AUR95	1.108905002	42.75281997	Calcshiste	23	18	0.46	0.058	440	25.75	6.07	436
AUR97	1.105865976	42.75118902	Marbre	19	18	0.47	0.047	435	20.89	4.79	432
AUR99	1.118871002	42.74787096	Marbre	22	22	0.23	0.052	553	22.98	4.9	539
AUR101	1.116332961	42.75048603	Marbre noir	20	16	0.19	0.034	574	15.2	3.8	556
AUR140	1.123342998	42.730418	Marbre	20	14	0.40	0.040	468	14.59	3.90	463
AUR142	1.126675978	42.73224802	Marbre	20	16	0.35	0.060	493	26.57	6.64	485
AUR144	1.127630007	42.73457098	Marbre	25	21	0.47	0.039	435	17.33	3.78	432
AUR149	1.127383998	42.73773699	Marbre	21	21	0.21	0.037	564	22.50	4.91	548
AUR150	1.125916997	42.73907198	Marbre	20	17	0,23	0,042	553	18,74	4,55	539
AUR153	1.121165967	42.74239599	Marbre	20	17	0.57	0.038	389	17.1	4.15	387
AUR154	1.120946025	42.74468299	Schiste bleuté	20	19	0.62	0.023	367	10.4	2.39	365
AUR156	1.123537039	42.74767499	Schiste bleuté	20	20	0.63	0.036	362	15.95	3.57	361
AUR159	1.113565005	42.74517098	Schiste bleuté	20	20	0.57	0.032	389	14.16	3.17	387
AUR161	1.114108991	42.74168403	Schiste bleuté	20	19	0,54	0,023	403	10,27	2,36	401
AUR163	1.114215022	42.73925898	Marbre	20	18	0.28	0.027	528	11.86	2.8	516
AUR166	1.117295958	42.73596598	Marbre	20	19	0,60	0,028	375	12.37	2.84	374
AUR184	1.096961964	42.74337097	Marbre	20	19	0.29	0.064	523	28.46	6.53	512
AUR191	1.101569999	42.72943497	Marbre	20	13	0,33	0,048	503	21,44	5,95	494
AUR194	1.112332027	42.72663399	Marbre	20	15	0.29	0.044	523	19.37	5	512
TPRAMAN01	1.133838	42.733265	Marbre	20	17	0,40	0,124	468	38,01	9,22	463

Tableau 18 : Parameters for RSCM calculated temperatures

Chapitre VIII

DISCUSSION – SYNTHESE

VIII. Discussion / Synthèse

La synthèse présentée dans ce chapitre rappelle les résultats majeurs de cette thèse et les implications à plus grande échelle qui en découlent. Dans un premier temps, nous discuterons de l'histoire du gisement à tungstène et or de Salau que l'étude de terrain à l'échelle des corps minéralisés, couplée aux études minéralogique, géochronologique et isotopique nous a permis de déconvoluer en 2 principaux épisodes, replacés dans leur contexte régional. Puis, nous présenterons une révision du modèle métallogénique auquel était rattaché ce gisement ainsi que les nouveaux métallotectes qui en découlent. Dans un second temps, nous évoquerons 1) les conséquences de nos résultats sur l'évolution du magmatisme dans la Zone axiale des Pyrénées et 2) leurs implications pour la métallogénie du tungstène et de l'or dans l'évolution tardi-orogénique de la chaine varisque. Enfin, nous discuterons de la durée de vie des systèmes magmatiques et hydrothermaux qui reste une question encore largement débattue à l'échelle mondiale.

a. Histoire polyphasée et modèle métallogénique du gisement de Salau

i. Observations et résultats de terrain

Jusqu'alors, le gisement de Salau et l'indice voisin d'Aurenère étaient considérés comme des minéralisations de type skarn à scheelite (Fonteilles & Machairas, 1968 ; Derré, 1973 ; Soler, 1977 ; Derré *et al*., 1980 ; Derré, 1982 ; Kaelin, 1982 ; Derré *et al*., 1984 ; Lecouffe, 1987 ; Zahm, 1987 ; Fonteilles *et al*., 1988 ; Krier-Schellen, 1988 ; Fonteilles *et al*., 1989 ; Palau i Ramirez *et al*., 1995, 1997). Il était admis que la minéralisation de Salau s'était formée en deux temps, (1) un stade prograde où le métasomatisme au contact de l'intrusion transforme les roches carbonatées en skarns à silicates calciques et (2) un stade rétrograde accompagné d'une « altération hydrothermale » où les skarns précédemment formés, étaient imprégnés de sulfures massifs (Derré *et al*., 1980 ; Fonteilles *et al*., 1989). L'essentiel de la scheelite apparaissait durant ce stade rétrograde (Lecouffe, 1987). La même évolution chronologique a été proposée sur Aurenère (Palau i Ramirez, 1998). Étant donné que l'exploitation historique ciblait les minéralisations à forte teneur, certains auteurs avaient remarqué que la faille E-W à pendage 70°N (la faille Véronique) concentrait l'essentiel de ces dernières (Soler, 1977 ; Kaelin, 1982, Ledru, 1986 ; Ledru & Autran, 1987 ; Fonteilles *et al*., 1989). Même si l'hypothèse d'un système minéralisé polyphasé émergeait finalement pour expliquer les différences de teneurs (Ledru & Autran, 1987 ; Fonteilles *et al*., 1989), elle n'a pas été prouvée et travaillée davantage. Jusqu'ici, le district à tungstène de la Zone axiale des Pyrénées était donc constitué de gisements de type skarn à scheelite. Il en fut de même pour l'or associé au minerai de tungstène, il fut découvert vers la fin de vie de la mine mais sa présence n'a jamais fait l'objet d'une attention particulière, malgré l'importance des indices alluvionnaires du secteur (Vic & Tourlière, 2016).

Le levé cartographique de l'ensemble du secteur de Salau-Aurenère a permis de caractériser la distribution régionale des minéralisations rencontrées. Nous avons pu voir que la plupart des indices se trouvaient en amas et en périphérie des intrusions granodioritiques. Certaines minéralisations particulièrement riches en sulfures et en scheelite se localisent à l'intersection du contact intrusion-encaissant et au sein de failles E-W tardives

(*figure 197*). L'essentiel des occurrences décrites sont réparties au sein d'une auréole de métamorphisme de contact (isograde à biotite) qui s'étend sur plus de 6 km jusqu'en Espagne (Derré, 1973). La cartographie thermique RSCM réalisée a permis de préciser la localisation et la géométrie d'intrusions sub-affleurantes au sein de cette auréole (*figure 197*) et s'est révélé être un excellent outil d'exploration minière pour les minéralisations liées au magmatisme.

Les observations de terrain réalisées au niveau de de la mine de Salau montrent qu'il existe deux types de minéralisations distinctes parmi les indices rencontrés régionalement. Ces minéralisations montrent des géométries, une minéralogie et une richesse différentes. Elles se manifestent au sein de différents corps minéralisés et dépendent de la nature de la roche encaissante et de sa proximité à la faille Véronique.

- La minéralisation de type skarn : elle correspond aux corps minéralisés du **Bois d'Anglade,** essentiellement constitués de skarns (formé aux dépens des calcaires inférieurs) et de skarnoïdes (formé aux dépens des Barrégiennes), situés dans des golfes formés par la géométrie complexe de la granodiorite avec son encaissant. Ils sont constitués de silicates calciques (grenat, hédenbergite), de scheelite fine peu fréquente et de quelques sulfures disséminés (arsénopyrite losangique, pyrrhotite). Les analyses géochimiques montrent des teneurs généralement inférieures à 0,5 % WO_3 et frôlant le seuil de détection pour l'or (0,1 g/t).
- La minéralisation de type brèche filonienne : elle est associée aux corps minéralisés situés sur la trajectoire de la **faille Véronique,** de direction E-W 70°N, (Quartier Véronique, Formation Sud, colonne SC), ne présentent pas de silicates calciques et ne peuvent en aucun cas s'apparenter à des skarns *sensu stricto* (Meinert *et al*., 2005). Ils sont principalement constitués de sulfures massifs à scheelite grossière abondante sous forme d'imprégnation ou en ciment d'une brèche filonienne. Les critères de terrain montrent que cette minéralisation est nettement postérieure aux skarns, puisqu'elle recoupe à la fois la granodiorite, l'encaissant carbonaté et les skarns. Les teneurs en tungstène et en or associé à ce type de minéralisation sont fortes (> 0,8 % WO_3 et 5-10 g/t or) et étroitement corrélées avec la présence de sulfures massifs.

Un contraste évident de nature entre ces deux types de corps minéralisés apparaissait déjà à cette échelle. Le même type de relations a été observé sur l'indice d'Aurenère où coexistent un skarn et une minéralisation à sulfures massifs localisée le long de failles N120°E.

La **modélisation 3D** de l'ensemble des sondages de l'exploitation (833 sondages et 2370 rainurages) a permis de montrer que deux compartiments de skarnoïdes du quartier Véronique (aux niveaux 1450 et 1230) étaient tronçonnés par la faille selon une cinématique dextre inverse avec un rejeu de plus de 200 m. Cette cinématique et ce rejeu, observés en mine, sont cohérents avec le modèle 3D. Les critères cinématiques se manifestent sur le terrain par des skarns cisaillés, des plis d'entrainement dans les marbres, des fentes de tension sub-horizontales à quartz-calcite-chlorite ainsi que des lambeaux de granodiorite bréchifiée. Les extensions des corps minéralisés constitués de skarnoïdes dans la partie supérieure de Véronique, au nord de la faille, se trouvent donc, en aval, au sud de la faille vers le nord-ouest. Les derniers sondages d'exploration réalisés corroborent parfaitement ce résultat.

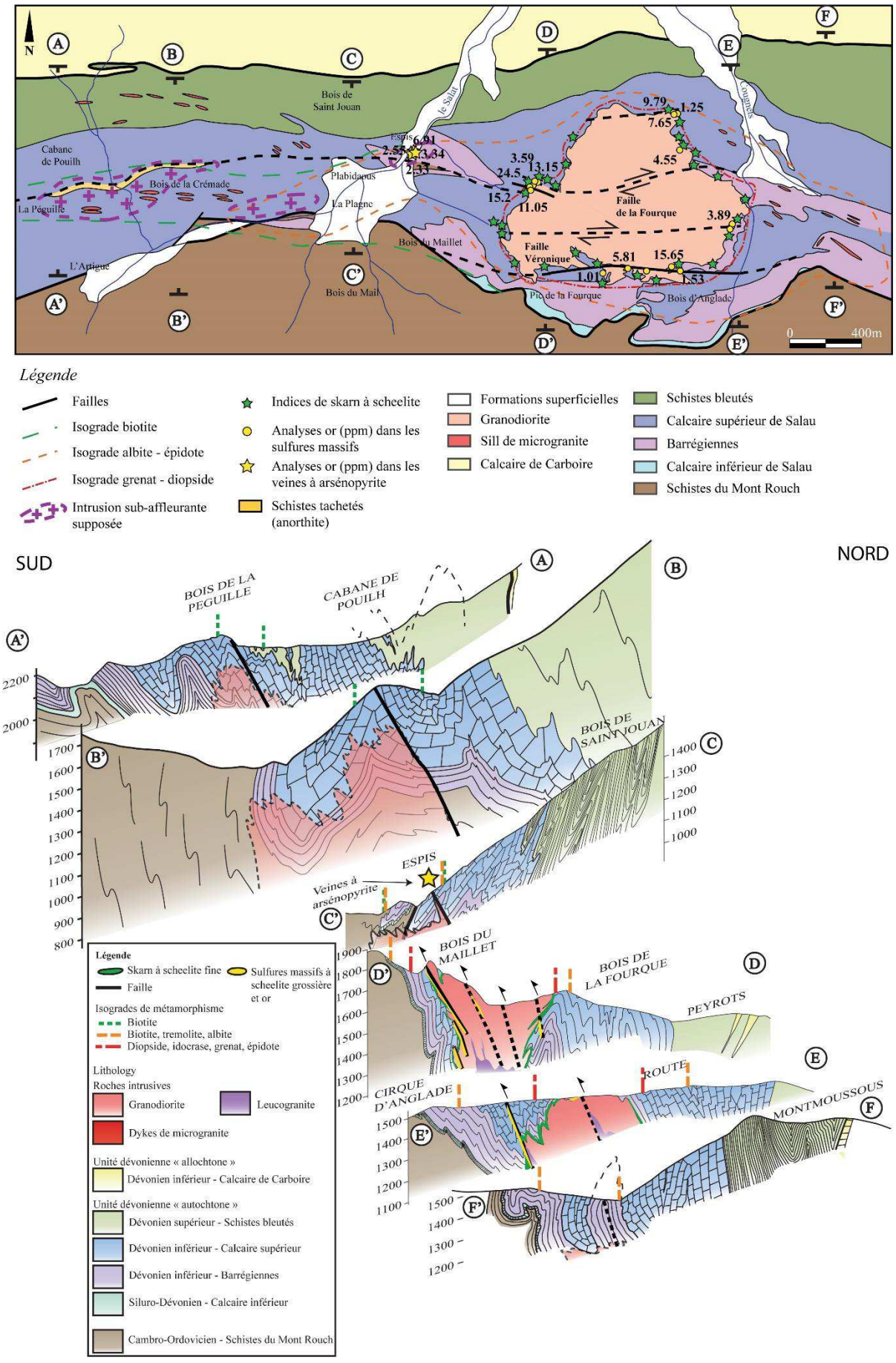


Figure 197 : Carte géologique du secteur du massif de la Fourque, montrant la distribution des principales minéralisations et de la localisation des intrusions sub-affleurantes déterminée à partir des résultats raman. Les profils des coupes A à F sont reportés sur la carte

La faille Véronique se raccorde régionalement à des couloirs cisaillants d'ampleur plurikilométrique décrits à travers l'ensemble de la Zone axiale (Cochelin *et al*., 2018). Cependant, nous avons vu, qu'en dehors du secteur de la mine, la faille ne comportait plus de minéralisation à sulfures massifs et scheelite grossière. Ainsi, en s'éloignant de l'intrusion de la Fourque, l'extension de la faille Véronique se traduit seulement par une brèche pyriteuse stérile. Cette observation majeure montre que la minéralisation n'est pas seulement contrôlée par les failles régionales N90°E mais aussi par la proximité de l'intrusion.

Au niveau du gisement de Salau, nous avons vu que les sulfures massifs étaient étroitement liés à des dykes d'aplites et des filonnets de quartz noir à tourmaline recoupant la granodiorite de la Fourque. En outre, la transition latérale entre cette minéralisation et ces dykes et filonnets est très progressive et semble même continue. Ces derniers sont plus intensément concentrés dans les niveaux inférieurs du gisement de Salau et à proximité de la faille Véronique où ils peuvent former des essaims. Sur ces critères, nous les interprétons comme constituant la partie apicale d'une seconde intrusion, plus différenciée et sous-jacente à la granodiorite de la Fourque. De telles relations entre dykes aplitiques et minéralisation sulfurée ont été décrites au Canada (Cantung, Rasmussen, 2004 ; Rasmussen *et al*., 2011) et en Russie (Lermontovskoe, Soloviev *et al*., 2017a ; Vostok-2, Soloviev *et al*., 2017b ; Skrytoe, Soloviev *et al*., 2017c). La comparaison entre les relations observées à Salau et à Cantung permet de mieux apprécier leur étroite similarité (*figure 198*).

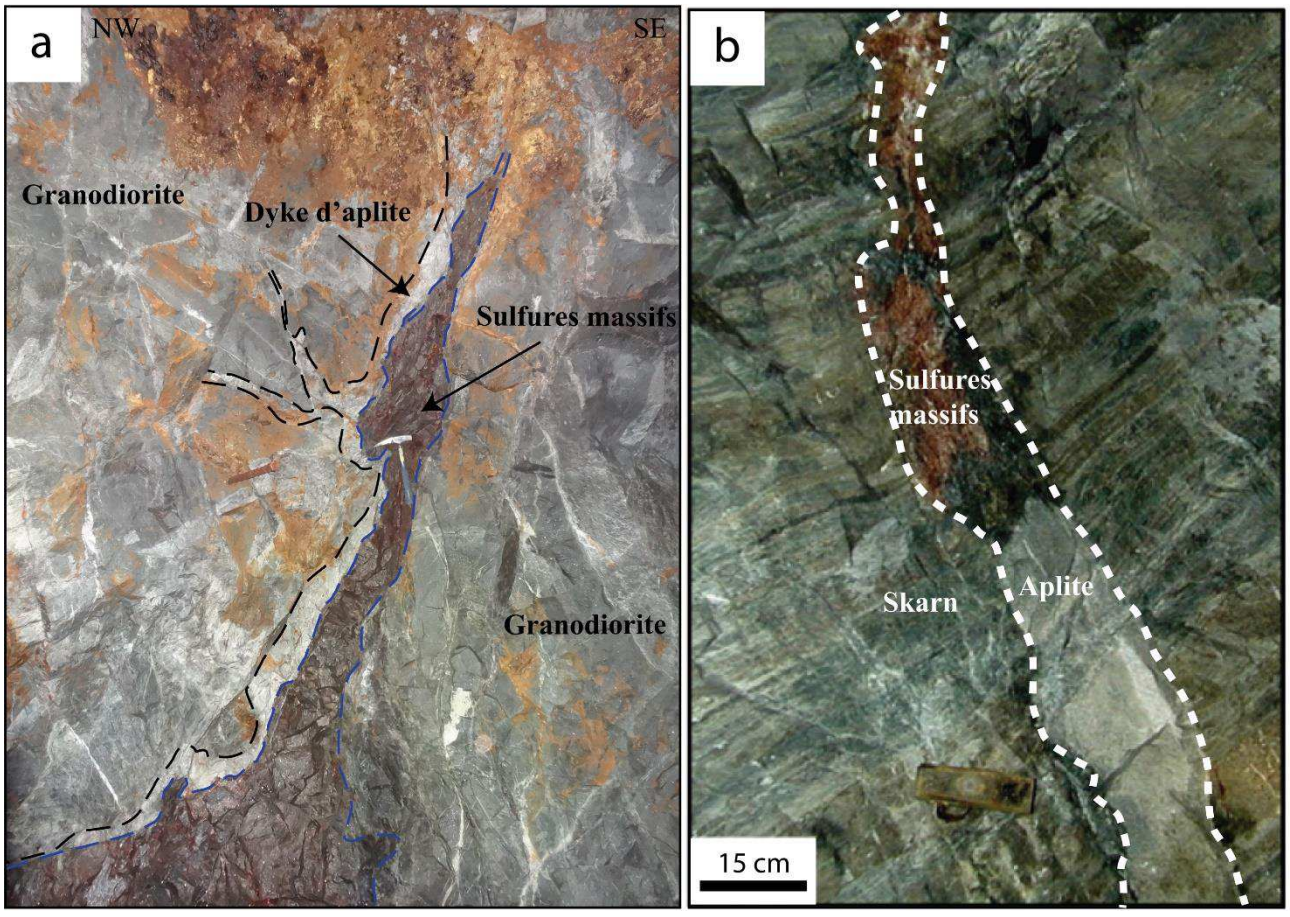


Figure 198 : Comparaison entre les dykes d'aplite et la minéralisation à sulfures massifs (a) de Salau et (b) de Cantung (modifié d'après Rasmussen et al., 2011).

ii. Observations et résultats de laboratoire

Les observations minéralogiques en section polie corroborent les différences entre les deux types de minéralisations établis à l'échelle du terrain. Les paragenèses minérales réalisées sur plus de 250 sections et lames minces polies permettent de reconstituer l'histoire des corps minéralisés.

Dans les skarns et les skarnoïdes, le stade prograde est marqué par l'apparition de grossulaire, de diopside, d'hédenbergite et de scheelite fine (< 100 µm). Le stade rétrograde est ensuite marqué par une épidotisation des grossulaires qui affecte aussi la granodiorite adjacente et par le remplacement des clinopyroxènes par de la ferroactinote. Un nouveau grenat, riche en almandin-spessartite accompagné de quartz noir, apparait également en veines discordantes sur les skarns et sur la granodiorite épidotisée. Quelques sulfures disséminés (pyrrhotite, arsénopyrite losangique) font également leur apparition dans les joints de grain des silicates calciques.

Postérieurement, une paragenèse sulfurée complexe, massive et variable selon le lieu d'observation fait son apparition. Elle se localise dans les zones situées sur la trajectoire de la faille Véronique ou de ses satellites. Les précurseurs de cette minéralisation sont les filonnets à quartz noir et tourmaline qui lui semblent légèrement antérieurs. Elle se présente sous la forme d'un assemblage à scheelite grossière (> 200 µm) et arsénopyrite massive, qui est généralement recoupé par un cortège à pyrrhotite massive dominante, chalcopyrite, sphalérite, galène, apatite automorphe, bismuth natif, électrum, bismuthinite, hessite, laitakarite, tétrahédrite et argent natif. La paragenèse évolue dans des conditions de température décroissantes. L'arsénopyrite montre une gamme de température de l'ordre de 450 – 550°C (Kretschmar & Scott, 1976). L'assemblage à bismuth natif – électrum correspond à des conditions de température de l'ordre de 300°C (Dutrizac, 1976). Des fentes de tension à quartz-calcite-chlorite-cobaltite marquent le jeu inverse de la faille Véronique à son voisinage. Les teneurs en or de l'électrum montrent une zonalité verticale avec de plus fortes teneurs en profondeur (DV 1165 avec 80 % Au – 20 % Ag) que dans les parties supérieures (Colonne SC avec 55 % Au – 45 % Ag et présence d'argent natif). Les zones où l'or est le plus concentré dans le gisement correspondent aux endroits où les calcaires inférieurs sont minéralisés en sulfures massifs par la faille Véronique. Le caractère réducteur de la matière organique (graphite) qu'ils contiennent joue un rôle très important pour piéger l'or (Budyak *et al*., 2015 ; Mirasol-Robert *et al*., 2017 ; Chinnasamy & Mishra, 2017).

Les sulfures disséminés des skarns et de la brèche dans la faille Véronique montrent des différences notables sur le plan chimique. Les arsénopyrites losangiques disséminées des skarns sont riches en cobalt (4,37 % poids Co en moyenne) alors que les arsénopyrites massives de la faille Véronique en sont dépourvues. D'après leur composition en arsenic (Kretschmar & Scott, 1976), les arsénopyrites massives sont de plus haute température (450 – 550°C) que celles des skarns (300 – 450°C). Les pyrrhotites des deux types de minéralisation sont assez semblables et ne montrent pas de différences chimiques notables. En outre, les sphalérites liées à la paragenèse aurifère présentent des teneurs très élevées en cadmium (2-6 % poids), qui

leur confère une particularité par rapport à celles des SEDEX à Pb-Zn (Saube, Hoque-Rabe, Bosost) qui en sont dépourvues (< 0,2 % poids ; Cugerone *et al*., 2018).

Selon Derré *et al*. (1980), la présence de bismuth natif, de bismuthinite et de sulfosels de Pb-Bi et de Cu-Bi est fréquente dans les paragenèses tardives des gisements à Sn-W (skarns, filons à Sn-W, pegmatites) avec parfois des traces d'or et de sulfosels d'argent (Panasqueira et Borralha au Portugal, Codeço et al., 2017). Cette association assez systématique est décrite par certains auteurs comme ayant une affinité plus développée avec des magmas évolués tardifs qu'avec des magmas intermédiaires (Ciobanu *et al*., 2010 ; Cepedal *et al*., 2013 ; Botros, 2015).

iii. Genèse du gisement

Ces différents résultats couplés à la composition des inclusions fluides, témoignent de deux épisodes différents qui se succèdent dans des conditions de températures décroissantes et d'évolution de la composition des fluides.

- (1) Mise en place des granodiorites et formation des skarns : Les conditions P-T de mise en place pour l'intrusion granodioritique de la Fourque, obtenues à partir d'analyses à la microsonde sur les micas et les amphiboles montrent une température supérieure à 800°C pour une pression d'environ 3 kbar (8 à 10 km de profondeur). Ces résultats sont cohérents avec les estimations de température de formation des skarns réalisées par thermodynamique (505 – 540°C ; Soler, 1977), inclusions fluides (données microthermométriques : 470 – 530°C ; Krier-Schellen, 1988) et RSCM (600 – 650°C). Les fluides sont essentiellement constitués d'une solution H_2O – NaCl fortement salée (25 % NaCl), avec présence de cubes de halite, typiques d'une origine magmatique (Krier-Schellen, 1988). Les températures élevées et le contexte géologique montrent qu'il s'agit d'un fluide magmatique et non d'un fluide issu de saumures de bassins.

  A Aurenère, les skarns à silicates calciques se sont développés à une température de 520 ± 30°C et à 3 kbar (Palau i Ramirez, 1998). Ces résultats sont en accord avec les estimations de Autran *et al*., 1970 sur la profondeur de mise en place des granitoïdes (2-3 kbar ou 8-10 km) dans la Zone axiale. Les granodiorites de Salau et d'Aurenère ont été datées sur zircon à 295 ± 2 Ma qui correspond à l'âge de mise en place de ces intrusions et de la formation des skarns à silicates calciques. Les datations sur les apatites magmatiques de la granodiorite de Salau corroborent ces résultats avec un âge de 297 ± 7 Ma.

- (2) Mise en place des failles et formation des sulfures massifs : A Salau, les inclusions fluides observées dans les scheelites grossières et le quartz lié aux sulfures massifs de la faille Véronique montrent deux types de solutions, l'une à H_2O-NaCl identique à celle des skarns et l'autre à H_2O-CO_2-CH_4 interprété comme étant d'origine métamorphique par Krier-Schellen (1988) ; Fonteilles *et al*.

(1989). Les températures estimées par différentes méthodes sont relativement concordantes entre elles : thermochimie (450°C, Soler, 1977 ; 327-366°C, Zahm, 1987) ou inclusions fluides (335-363°C pour 2,4 kbar, Krier-Schellen, 1988). A Aurenère, les inclusions fluides présentes dans les cristaux de quartz en relation avec les minéralisations à arsénopyrite et or révèlent que cette minéralisation s'est formée à partir d'un fluide peu salin, riche en H_2O et contenant des proportions variables de CO_2 et d'autres gaz (CH_4 et N_2). La température minimum de formation de ces inclusions est supérieure à 280°C (Palau i Ramirez, 1998). Les apatites hydrothermales de Salau (automorphes, hexagonales), synchrones de la pyrrhotite massive à scheelite abondante de la faille Véronique ont été datées à 289 ± 2 Ma. Cet âge est corroboré par celui obtenu sur les scheelites grossières du même type de minéralisations à 284 ± 11 Ma. Ces datations de la faille Véronique, qui porte l'essentiel du tungstène et de l'or, présentent un écart d'environ 6 Ma avec l'âge de mise en place des intrusions et la formation des skarns et skarnoïdes.

Pour comprendre cette dualité d'âge, nous devions la comparer avec la durée de refroidissement de l'intrusion de La Fourque. Pour cela une modélisation numérique 2D sous COMSOL a été réalisée en simulant le refroidissement par conduction/convection d'un pluton d'un kilomètre de diamètre mis en place à 8 km de profondeur (3 kbar).

Les résultats montrent que le refroidissement de la granodiorite dure environ 40 000 ans. Cela prouve que la minéralisation à sulfures massifs de la faille Véronique est très largement postérieure au refroidissement de l'intrusion de la Fourque et exclut son lien avec le stade rétrograde de formation des skarns comme certains auteurs le pensaient (*figure 199* ; Fonteilles *et al*., 1989). Le gisement résulte donc d'une mise en place polyphasée. Cela reste très cohérent avec d'autres études qui montrent que le refroidissement des plutons dans la croûte supérieure se déroule entre 10^5 et 10^6 ans (Petford *et al*., 2000 ; Eldursi *et al*., 2009 ; Nabelek *et al*., 2012 ; Bucholz *et al*., 2017).

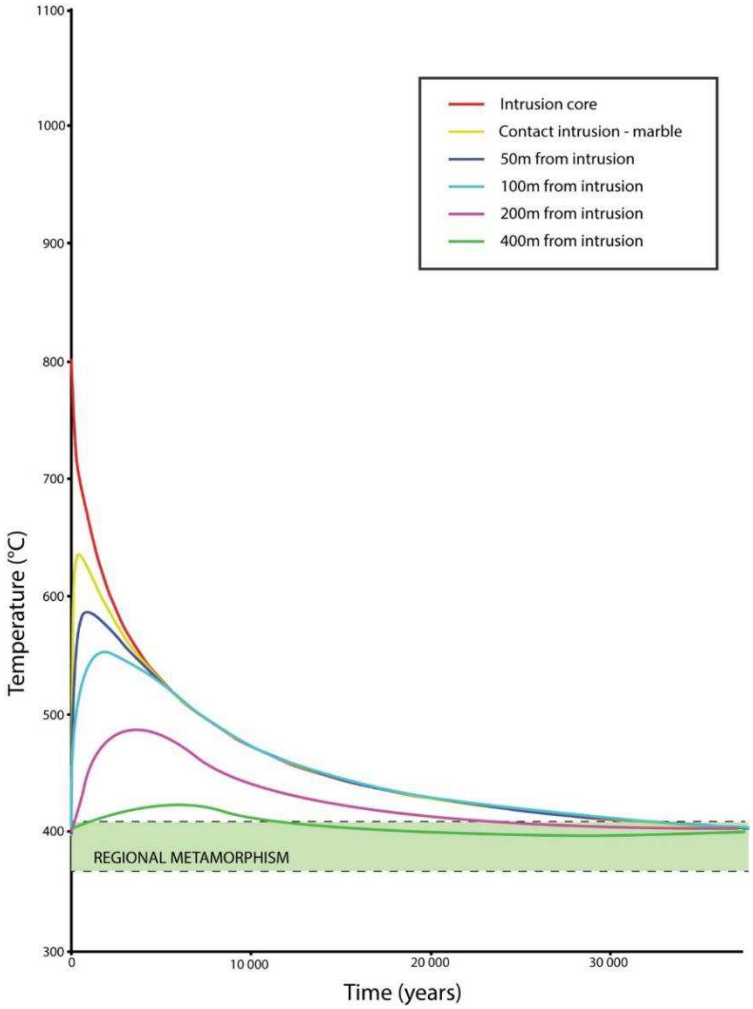


Figure 199 : Diagramme montrant l'évolution de la température en fonction du temps dans les roches encaissantes autour de l'intrusion de la Fourque (1x2km), estimée par modélisation numérique sous COMSOL™. Le refroidissement de ce petit apex granodioritique mis en place peu profondément (2.0 – 2.5 kbar) est rapide et n'excède pas 40 ka. avant d'atteindre le gradient géothermique.

Au vu des critères de terrain et des datations, les sulfures massifs ne proviennent donc pas de l'intrusion de la Fourque. Le soufre des sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite et sphalérite) montre des valeurs en $\delta^{34}S$ qui varient de 0,4 à 1,9 $^{0}/_{00}$, des valeurs concordantes avec celles déjà obtenues par Toulhoat (1982) et Guy (1988). Les valeurs pour le carbone et l'oxygène sont de $\delta^{13}C$ = -6 $^{0}/_{00}$ (-10 à -3 $^{0}/_{00}$) et $\delta^{18}O$ = +11 $^{0}/_{00}$ (+9 à +15 $^{0}/_{00}$) dans les calcites des skarns et de la faille Véronique (*figure 200*). Comparées aux domaines du carbone magmatique (PMC) et des calcaires diagénétiques (LMS), ainsi qu'à l'oxygène des eaux océaniques (SMOW), ces données peuvent s'interpréter comme le résultat d'échanges du CO_2 entre le fluide minéralisateur et les roches carbonatées (Guy, 1988). Par ailleurs, les silicates des skarns et de la faille Véronique analysés par Toulhoat (1982) montrent des valeurs en oxygène et deutérium comprises entre $\delta^{18}O$ = 5 à 10 $^{0}/_{00}$ et δD = -40 à -80 $^{0}/_{00}$ (*figure 200*). Ces valeurs s'interprètent également comme l'expression de fluides d'origine magmatique. Sur Aurenère, la valeur du $\delta^{18}O$ du quartz de 13,6 $^{0}/_{00}$ suggère la même interprétation (Palau i Ramirez, 1998).

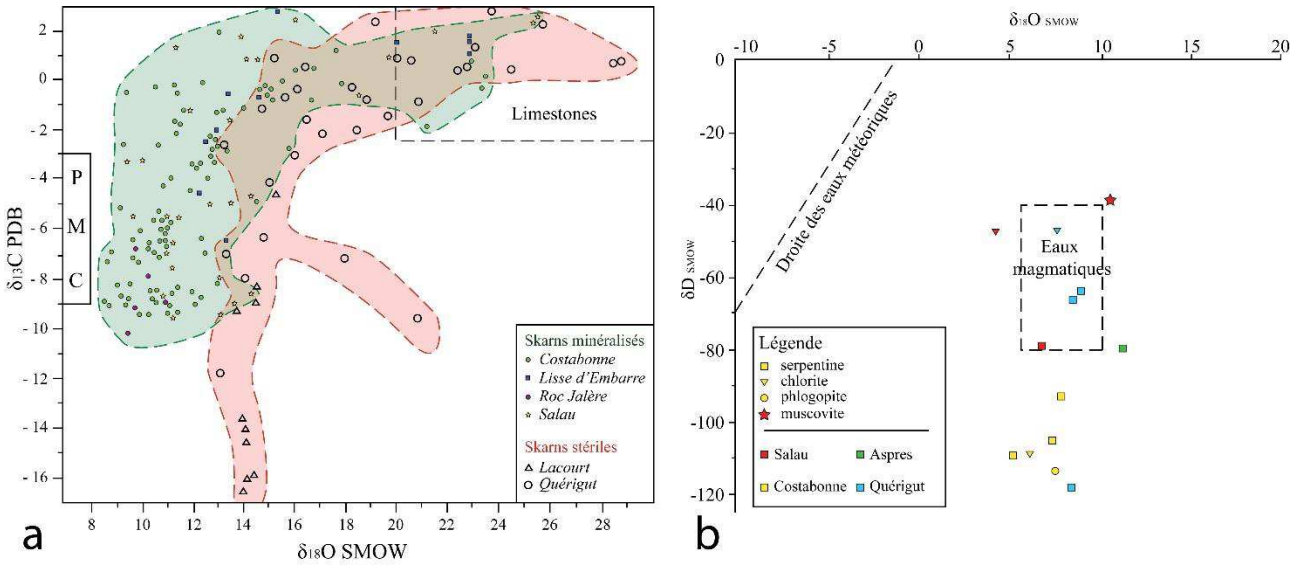


Figure 200 : (a) Diagramme du $\delta_{13}C$ en fonction du $\delta_{18}O$ pour les carbonates de différents skarns des Pyrénées (modifié d'après Guy, 1988). PMC = Primary Magmatic Carbon. (b) Diagramme du δD_{SMOW} en fonction du $\delta_{18}O_{SMOW}$ pour les silicates de différents skarns des Pyrénées (modifié d'après Toulhoat, 1982).

Les analyses des isotopes stables (S, O, C, H) convergent toutes pour montrer que les fluides liés à cette minéralisation sont d'affinité magmatique. Nous avons montré qu'ils ne proviennent pas de la granodiorite de la Fourque, et nous pensons qu'ils sont donc issus d'une autre intrusion comme avaient commencé à le formuler Ledru & Autran (1987). Les dykes d'aplite et les filonnets à quartz noir et tourmaline recoupant la granodiorite, représentent donc les manifestations apicales d'un corps magmatique évolué sous-jacent à la granodiorite. Nous proposons que cette intrusion plus différenciée (de type leucogranite) soit la source des fluides à l'origine des minéralisations à sulfures massifs, scheelite grossière et or localisée dans les failles E-W. Cette succession chronologique de plutons calco-alcalins recoupés par des leucogranites à l'origine d'essaims de dykes aplitiques est largement observée dans la Zone axiale des Pyrénées (Bouchez & Gleizes, 1995 ; Evans *et al*., 1997 ; Gleizes *et al*., 1998) mais aussi dans le massif central (Bouchot *et al*., 2005). L'ensemble de ces intrusions dérivent vraisemblablement d'une même chambre magmatique en profondeur (Barnolas & Chiron, 1996 ; Olivier *et al*., 2016).

iv. Modèle métallogénique

L'ensemble de ces résultats convergent donc pour proposer un modèle polyphasé, en deux temps, pour la formation du gisement de Salau (*figure 201*). Ce modèle est en accord avec le contexte géologique régional de la Zone axiale et s'inscrit parfaitement dans son évolution en deux stades décrite par Denèle *et al*. (2014) ; Cochelin *et al*. (2018).

(1) L'intrusion de la granodiorite de la Fourque est synchrone (295±2 Ma) de la plupart des plutons calco-alcalins mis en place entre 305 et 295 Ma au cours d'un épisode de plissement N-S de la Zone axiale. Les conditions P-T sont de l'ordre de 850 °C et 2,5 – 3 kbar (soit 8 à 10 km de profondeur). Des skarns à silicates

calciques, scheelite fine rare et sulfures disséminés se forment sur sa périphérie au contact avec l'encaissant carbonaté Dévonien durant son refroidissement rapide de 40 000 ans. Les teneurs en tungstène sont faibles (< 0,5 % WO_3) et l'or est absent.

(2) Durant le refroidissement généralisé de la croûte varisque, la déformation régionale se localise au niveau de contrastes rhéologiques (contact granitoïdes – encaissant et en périphérie des dômes métamorphiques) sous forme de shear zones dextres-inverses. Ces zones de cisaillement se mettent en place 6 Ma plus tard, vers 289±2 Ma à Salau et Aurenère. Une deuxième minéralisation (sulfures massifs, scheelite grossière abondante et or) à forte teneur (>1,5 % WO_3 et 3 - 10 g/t Au) est localisée dans ces failles, à l'instar de la faille Véronique. Les fluides responsables de cette dernière sont issus d'un essaim de dykes d'aplite constituant la partie apicale d'une seconde intrusion, plus différenciée (leucogranite).

Le gisement de Salau reflète donc l'évolution de la croûte Varisque de la Zone Axiale au Permien inférieur et traduit la transition depuis un stade de croûte chaude et ductile vers un système où la déformation est localisée au niveau de failles E-W dextres inverses qui drainent les fluides à W-Au de magmas plus évolués.

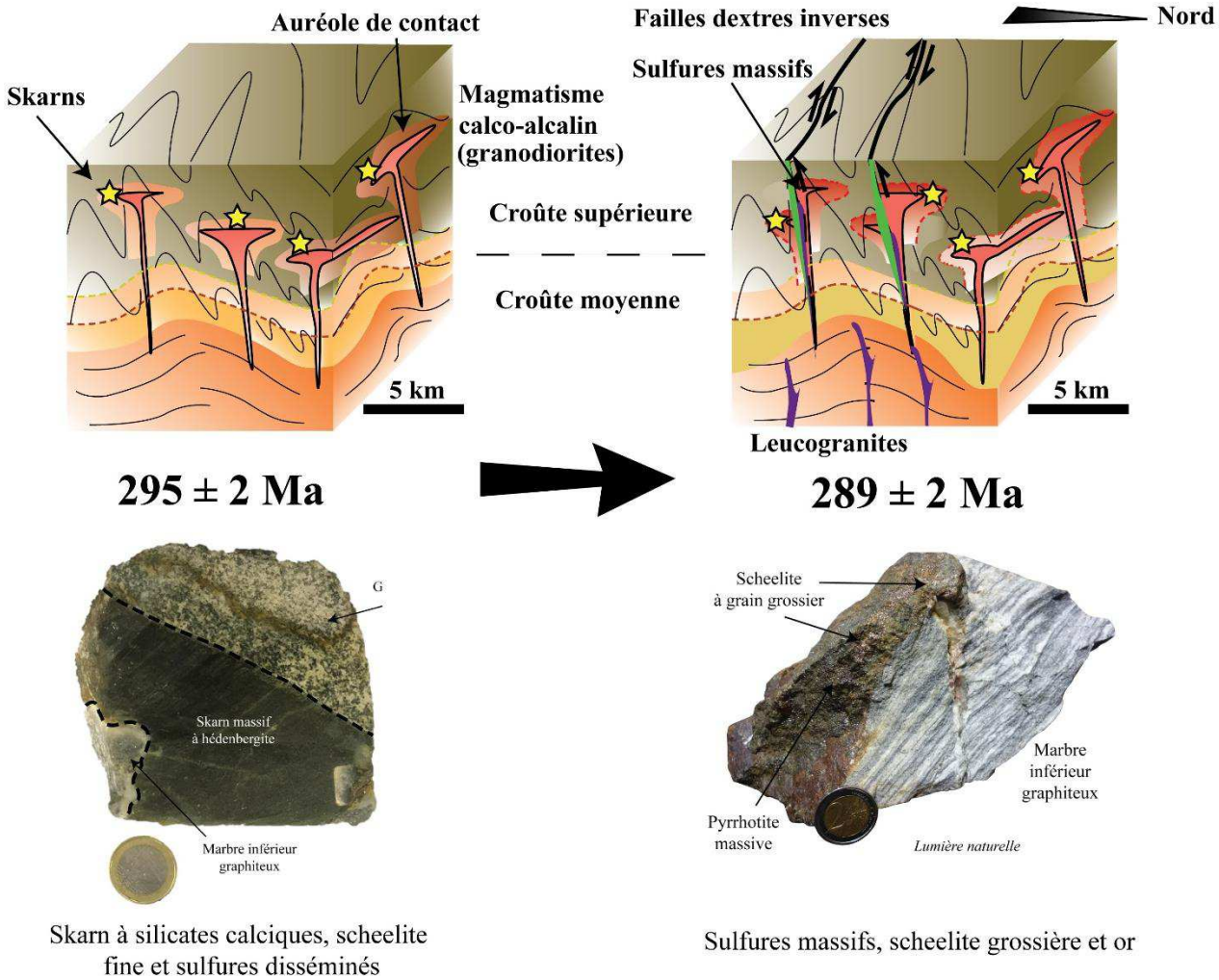


Figure 201 : Modèle génétique synthétique de la formation du gisement de Salau et de l'indice d'Aurenère.

Le gisement de Salau peut être comparé à celui de Mactung et Cantung (Yukon), sur de nombreux aspects (Dick & Hodgson, 1982). Ces derniers possèdent un tonnage et une teneur moyenne élevée, respectivement 33 Mt à 0,88 % WO_3, soit 230 300 t WO_3 et 2,6 Mt à 1,07 % WO_3, soit 22 100 t WO_3 (Reid *et al.,* 2009). Leur paragenèse sulfurée à pyrrhotite, chalcopyrite, arsénopyrite et sphalérite, tardive sur les skarns, est identique à celle de Salau. En outre, ils contiennent du bismuth natif associé à de l'or (Palmer *et al*., 2013 ; Lentz *et al*., 2015). Leur genèse comprend une phase métasomatique qui développe des skarns à faible teneur en WO_3 (0,2 à 0,5 % WO_3) puis une phase tardive hydrothermale, liée au jeu de failles et à une intrusion granitique tardive plus évoluée, qui produit des minéralisations sulfurées riches en scheelite (> 1 % WO_3 ; Hodgson, 2000). Le contexte géologique est très semblable entre ces gisements canadiens et Salau : il s'agit d'intrusions polyphasées, en premier lieu calco-alcalines (granodiorite, monzogranite) puis felsiques (leucogranite) dans une série carbonatée (Rasmussen, 2004 ; Rasmussen *et al*., 2011). Seul l'âge de l'intrusion diffère, il est tardi-varisque pour Salau et Crétacé pour les skarns du Yukon.

Pour plusieurs raisons, la minéralisation à sulfures massifs, scheelite grossière et or localisée sur le passage de la faille Véronique, peut s'inscrire dans le modèle *Intrusion Related Gold Deposit* (IRGD; Hart, 2007). La *figure 202* montre que les gisements apparentés à cette typologie se répartissent sur une grande partie de la planète, et plus particulièrement au niveau de la suture de la Téthys (Europe - Asie) et du district de Tintica (Alaska; Lang & Baker, 2001).Ce récent modèle regroupe une diversité de morphologies. Il regroupe des minéralisations se présentant le plus souvent sous forme de veines de quartz, parallèles entres elles ou en stockwerk (Marcoux *et al*., 2015), dans des veines ou disséminée dans le granite (Timbarra, Autralie ; Mustard, 2001), sous forme de brèche (Kidston, Australie ; Baker & Andrew, 1991), sous forme de greisen (Salave, Espagne ; Harris, 1980) ou encore sous forme de skarn au contact du granite (Dublin Gulch, Alaska; Maloof *et al*., 2001). La morphologie du minerai de la faille Véronique (brèche à sulfures massifs) est compatible avec le type faille décrit dans le gisement de Ryan Lode. Le trait caractéristique commun à l'ensemble de ces minéralisations est son origine magmatique, fréquemment marquée par un assemblage de minéraux contenant des métaux et éléments lithophiles tels que l'arsenic, le tungstène, l'étain, le molybdène, le bismuth, le tellure, l'or, l'argent et l'antimoine (Thompson *et al*., 1999 ; Thompson & Newberry, 2000 ; Lang & Baker, 2001 ; Hart, 2007). Le minerai à sulfures massifs de Salau répond à ces deux caractéristiques et présente de bonnes corrélations minéralogiques et géochimiques entre ses teneurs en tungstène, bismuth, or, tellure et arsenic.

Pour les IRGD, le magmatisme reflète une contribution de magmas alcalins mafiques dérivés du manteau (Hart, 2005). Nous avons vu que cela est différent pour la minéralisation à sulfures de la faille Véronique puisqu'il s'agirait d'un magmatisme évolué en liaison avec les filonnets à quartz-tourmaline et les dykes d'aplite. Cependant, d'un point de vue des conditions de mise en place, la minéralisation à sulfures massifs est compatible avec la classification de Lang & Baker (2001) qui les situe entre 5 et 10 km de profondeur et à des températures de 300 à 475°C (Sillitoe, 2010 ; *figure 203*).

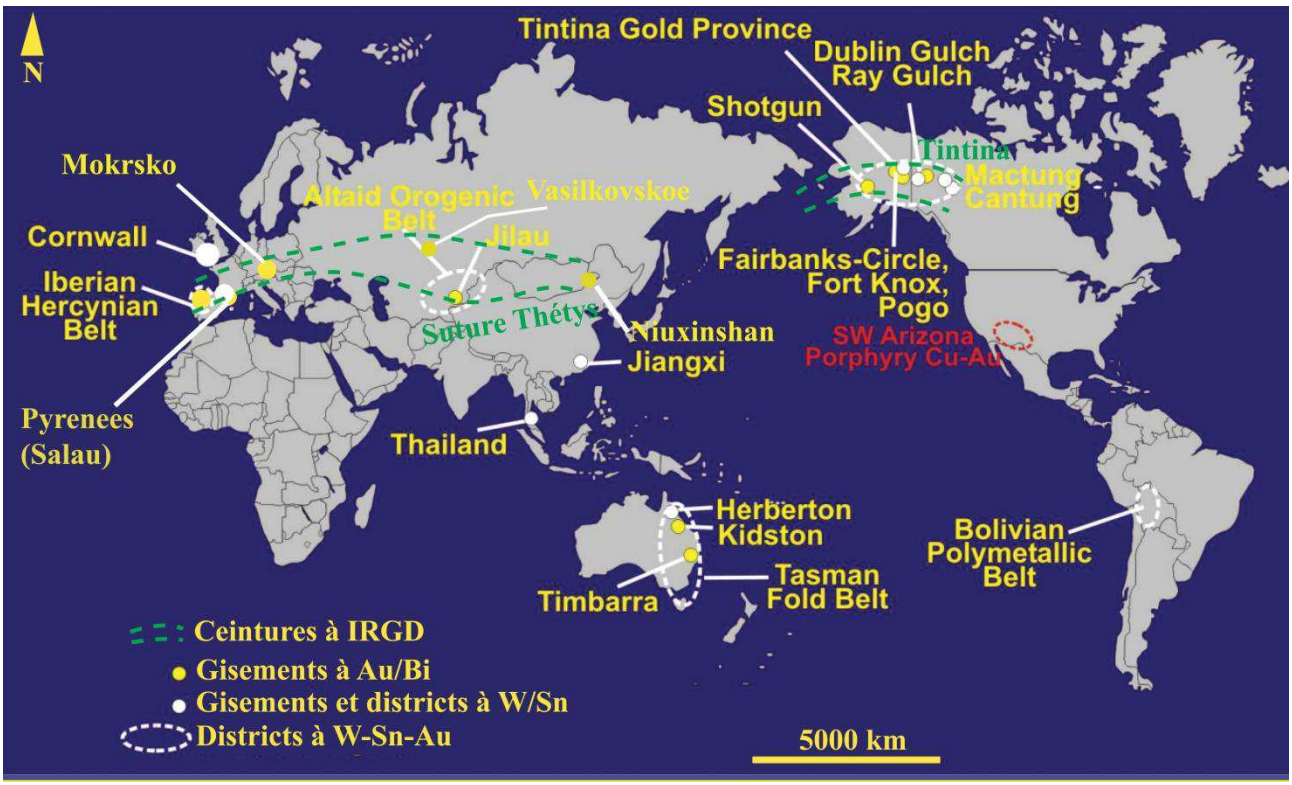


Figure 202 : Localisation des principaux gisements de types IRGD par rapport aux principaux districts à W-Sn (modifié d'après Lang & Baker, 2001)

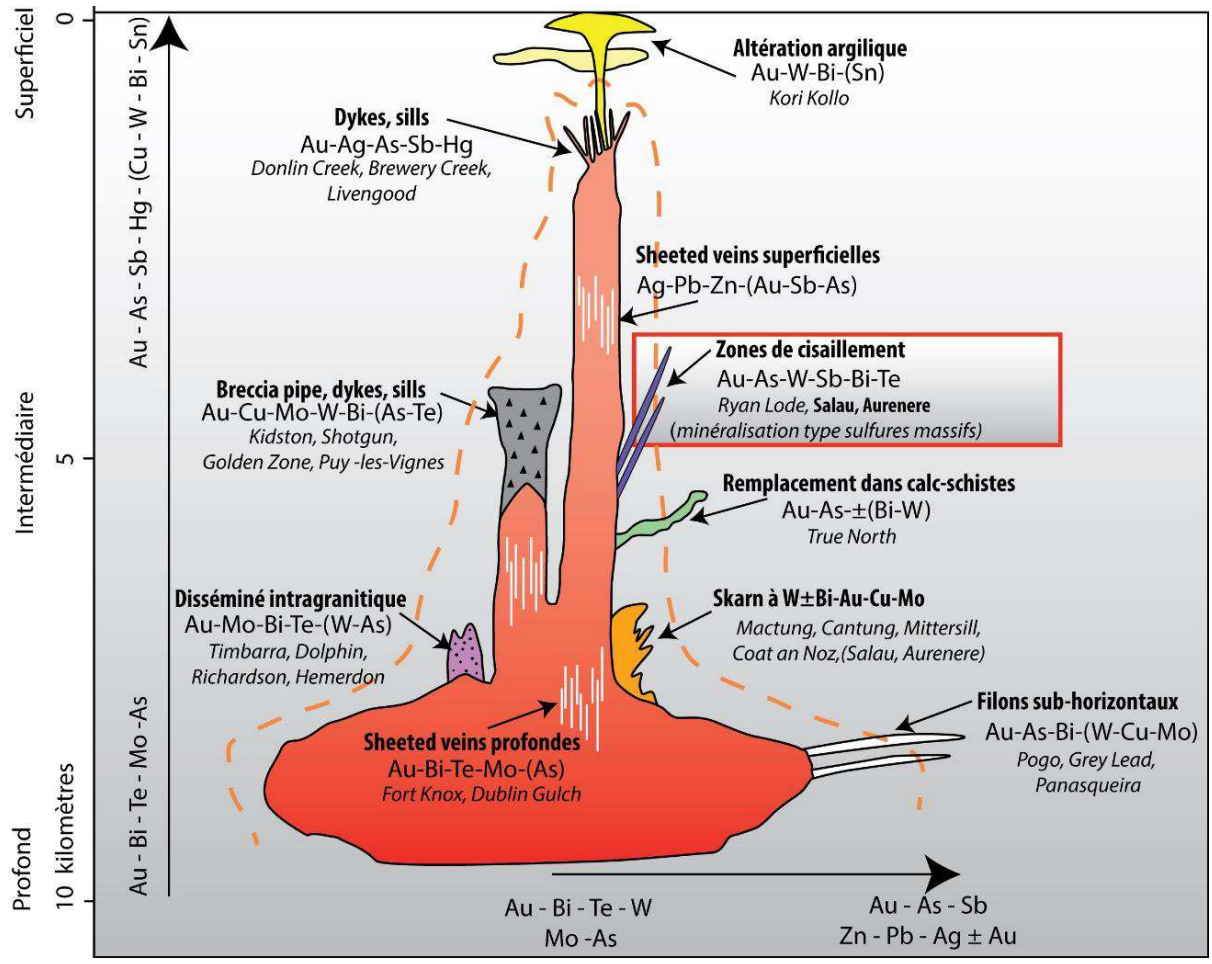


Figure 203 : Schéma conceptuel des différentes morphologies de minéralisations regroupées dans le modèle métallogénique Intrusion Related Gold Deposit (modifié et complété d'après Lang & Baker, 2001).

Dans ce schéma (*figure 203*), les minéralisations à sulfures massifs du gisement de Salau et de l'indice d'Aurenère se placent dans les morphologies de type faille/filon. Selon le concept de Lang & Baker, (2001) et Hart (2007); les minéralisations de type IRGD dérivent d'une intrusion durant sa transition magmatique/hydrothermale. De nombreux auteurs ont focalisé leurs recherches sur ce concept (Halter & Webster, 2004; Kamenetsky *et al.*, 2004; Gloaguen, 2005), mais leurs travaux ne reflètent pas toujours suffisamment la complexité des phénomènes magmatiques. En réalité, les faits montrent qu'une intrusion est rarement monophasée et la plupart du temps, les massifs plutoniques correspondent à plusieurs pulses successifs, à l'instar de ce qui est décrit dans les gisements de type porphyre (Sillitoe, 2010 ; Vry *et al*., 2010; Zhang *et al*., 2011 ; Richards *et al*., 2017). Ils sont généralement issus du même réservoir magmatique mais de stades de différenciation consécutifs. Les métaux et éléments lithophiles (W, Sn, Au, Te, Bi...) se concentrent progressivement dans les liquides les plus tardifs et donc les plus évolués (Michael, 1983; Heinrich *et al*., 1999; Williams-Jones & Heinrich, 2005; Richards, 2011). D'après nos observations à travers l'histoire du gisement de Salau, nous proposons que la succession de mise en place des différentes minéralisations, skarn à scheelite puis minéralisation à sulfures massifs aurifère associée à des failles (IRGD), est l'expression de **l'évolution du magmatisme polyphasé tardi-orogénique** et qu'il ne représente pas seulement un système développé à partir d'une seule intrusion comme le propose Hart (2007). Ces relations entre différents pulses granitiques et les minéralisations de type IRGD ont déjà été entrevues dans plusieurs gisements, (Cantung, Rasmussen *et al*., 2011; Lentz *et al,* 2015, TienShan, Yakubchuk *et al*., 2002 ou en Australie, Somarin & Ashley, 2004). Ces derniers auteurs montrent notamment que les intrusions les plus tardives sont canalisées par des failles régionales qui apparaissent durant le refroidissement de la croûte.

Les différences entre le modèle or orogénique et IRGD sont au cœur d'un débat intense où les défenseurs de l'un ou de l'autre typologie discutent de l'utilité de cette distinction (Wall & Taylor, 1990 ; Groves *et al*., 1998 ; Kontak *et al.,* 2004 ; Hart, 2005 ; Hart & Goldfarb, 2005 ; Goldfarb *et al*., 2005 ; Walshe *et al*., 2005 ; Goldfarb & Groves, 2015). De nombreuses études montrent que les gisements appartenant à ces deux modèles sont très similaires et ne peuvent se différencier que sur quelques critères assez particuliers : (1) le caractère syn-collisionnel des *shear zones* aurifères (Sigma-Lamaque, Robert & Brown, 1986 ; Sibson *et al*., 1988) qui s'oppose au caractère tardi-orogénique des IRGD (Hart, 2007) ; (2) l'association spatiale et chronologique évidente des IRGD avec la mise en place de magmas différenciés riches en éléments lithophiles et en métaux, à l'instar des leucogranites (Rasmussen *et al*., 2011 ; Yang, 2012 ; Soloviev *et al*., 2017a). Le critère discriminant entre ces deux modèles est l'absence de manifestation magmatique pour le modèle *shear zone* aurifère (Robert *et al*., 1997). La teneur en sulfures donnée comme étant un critère discriminant (Hart & Goldfarb, 2005) dépend en réalité du type de la morphologie (*sheeted veins*) et de la profondeur de mise en place des minéralisations et n'est pas si pertinente (Fonteilles *et al*., 1989 ; Tornos *et al*., 2008 ; Cepedal *et al*., 2013 ; Soloviev *et al*., 2017b).

Hormis les gisements liés à des zones de cisaillement anté-magmatisme leucogranitique (Groves & Santosh, 2015 ; Mériaud & Jébrak, 2017), nous proposons donc que la plupart des gisements apparentés au

modèle *shear zone* aurifère à l'heure actuelle (Bouchot *et al*., 1997 ; Bitri *et al.,* 1999 ; Marignac *et al*., 2000 ; Chauvet *et al*., 2012), pourraient correspondre à une morphologie particulière du modèle IRGD (type faille de Lang & Baker, 2001 ; *figure 203*) si leur lien génétique avec le magmatisme était avéré. A première vue, ils montrent souvent une relation spatiale étroite avec des leucogranites (Nicaud, 2001 ; Gloaguen *et al*., 2003), mais il faudrait réaliser de nouvelles études détaillées pour apporter une réponse sur la source des fluides minéralisateurs. L'exemple de Salsigne avec ses concentrations en Au-Ag-Bi-Te élevées et en W-Sn plus faibles ainsi que son altération potassique est en accord avec ce modèle (Demange et al., 2006) et situerait ce gisement dans une partie assez distale par rapport à l'intrusion (Thompson *et al*., 1999 ; Thompson & Newberry, 2000 ; Hart, 2005). La part des fluides magmatiques dans la minéralisation associée serait essentiellement fonction de la distance à l'intrusion et de la dimension des cellules convectives régionales dans l'encaissant (Bouchot *et al*., 2005).

La diversité de morphologies et d'assemblages minéralogiques dans le système IRGD est donc essentiellement conditionné par les conditions de pression-température de mise en place (superficiel/profond), par la nature et les dimensions de l'intrusion source (mafique/felsique), ainsi que par la nature de son encaissant (carbonaté/pélitique).

De manière plus générale, la formation de ces gisements se déroule en plusieurs temps depuis des conditions de haute température, avec des intrusions mafiques à intermédiaires vers des termes plus felsiques, durant le refroidissement de la croûte. Les minéralisations associées aux évènements précoces sont principalement de type skarn ou liés au métamorphisme de contact, alors que celles liées aux évènements plus tardifs seront plus enrichies et polymétalliques (brèches, filons, sheeted veins ; Thompson *et al*., 1999; Maloof *et al*., 2001; Hart *et al*., 2004; Duuring *et al*., 2007). Durant le refroidissement généralisé de la croûte supérieure, la déformation change de régime (ductile/fragile) et se localise préférentiellement dans des failles au niveau de contrastes rhéologiques (contact granodiorite – encaissant et en périphérie des dômes métamorphiques). Ces failles jouent alors un rôle de drain et canalisent les pulses de magmas différenciés à l'origine des minéralisations polymétalliques tardives. La dynamique de l'évolution magmatique tardi-orogénique permet d'expliquer la superposition des deux types de minéralisations souvent observées (Tornos et al., 2008; Timon Sanchez *et al.,* 2009; Palmer et al., 2013; Lentz et al., 2015).

v. Métallotectes et exploration minière

Les métallotectes pour ce type de minéralisations (type brèche à sulfures massifs) à fortes teneurs en tungstène et en or ont donc changé à l'échelle régionale. Historiquement, étant donné la typologie de skarn qui était attribuée à ce gisement, les guides de recherche étaient essentiellement basés sur le contact entre l'intrusion et l'encaissant carbonaté (Derré *et al*., 1980; Fonteilles *et al*., 1988). La complexité morphologique du contact, augmentant la surface spécifique entre l'intrusion et l'encaissant, est également un important facteur. En outre, les intrusions de petite dimensions (< km²) constituaient les cibles d'exploration du fait qu'elles se trouvaient en position apicale d'un corps plutonique sous-jacent (Guiraudie *et al*., 1960).

De nouveaux métallotectes peuvent être définis, à la lumière des nouveaux résultats apportés par notre étude. Les failles E-W dextres inverses constituent les cibles principales de prospection puisqu'elles encaissent la minéralisation à sulfures massifs, riche en scheelite et en or. Cependant, ces failles doivent se trouver à proximité d'une intrusion évoluée qui semble être la source des fluides à tungstène et or. Nous avons vu que ces intrusions évoluées (leucogranites) se trouvent généralement à proximité ou en recoupement des granodiorites plus précoces. La meilleure cible d'exploration pour ce type de minéralisations est donc l'intersection entre ces granitoïdes tardi-Varisques et les failles Est-Ouest dextre-inverses qui canalisent les fluides (*figure 204*). L'extension des minéralisations observées dans le compartiment nord des failles est à rechercher dans leur compartiment sud, en aval vers le nord-ouest. La présence de lithologies riches en matière organique, favorise la présence de fortes teneurs en or.

Certains auteurs (Fonteilles *et al.,* 1989) défendaient le fait que la présence de pyrrhotite massive dans les corps minéralisés à Salau, n'était pas un critère décisif pour espérer trouver des corps minéralisés d'intérêt économique. Ils se basaient notamment sur une comparaison avec d'autres gisements importants de scheelite (Shizuyan, Chine), où la pyrrhotite n'est pas corrélée avec la présence de scheelite. Ils affirmaient également que la présence de pyrrhotite était liée à la fugacité du soufre, condition indépendante du transport et du dépôt du tungstène (Fonteilles *et al.,* 1988). Cependant, les observations de terrain ont montré que les corps minéralisés riches en tungstène adjacents à la faille Véronique sont généralement riches en sulfures et notamment en pyrrhotite massive qui peut parfois représenter plus de 75 % du minerai. Il peut également exister des zones de pyrrhotite massive sans scheelite mais dans ce cas précis, nous avons vu qu'elles se trouvaient au plus près du contact avec la granodiorite, dans des zones dépourvues de calcite, où la scheelite ne pouvait pas précipiter.

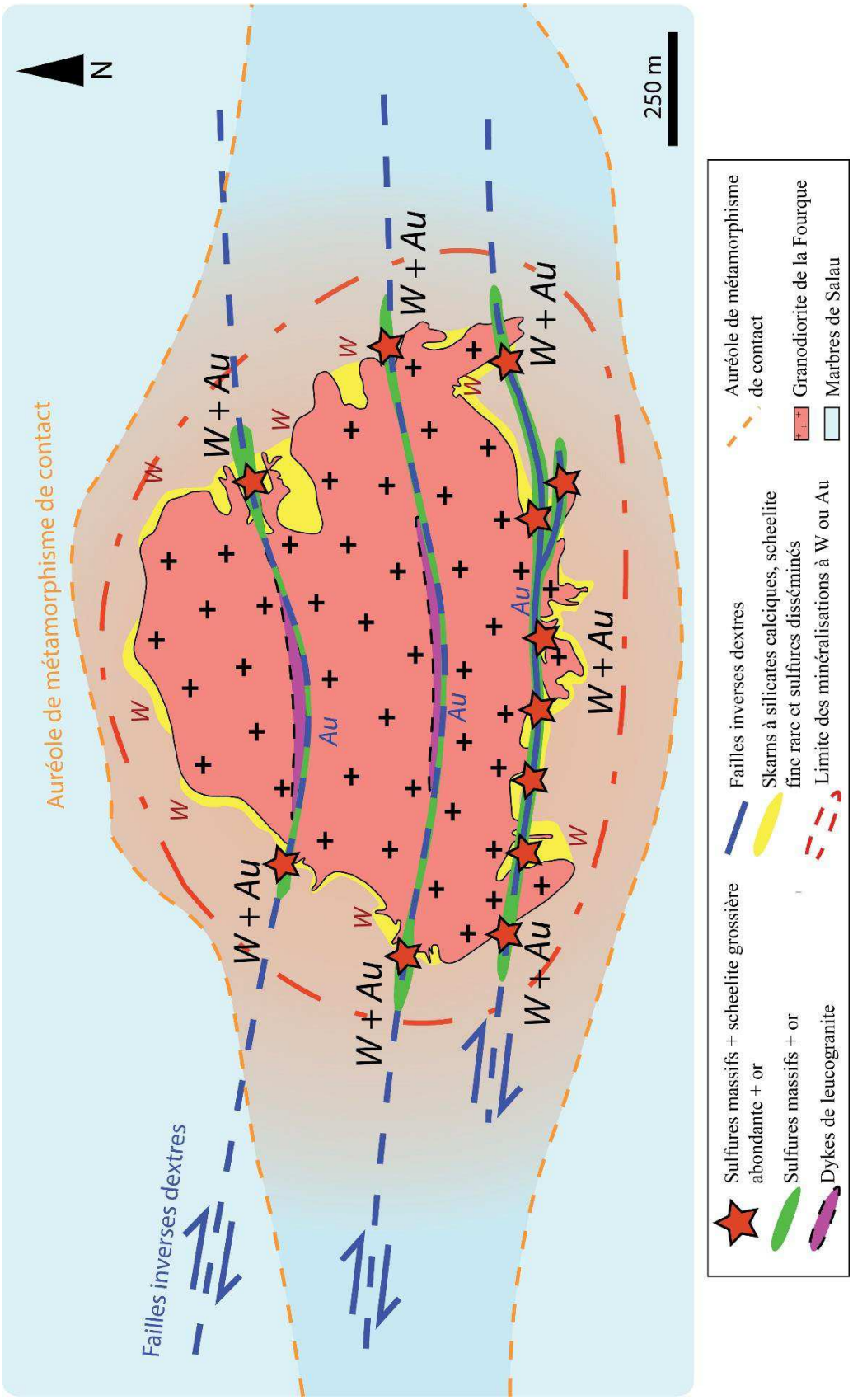


Figure 204 : Schéma synthétique des différentes minéralisations observées au niveau du gisement de Salau. La taille des lettrages (W et Au) est proportionnelle à l'abondance relative de ces métaux.

b. Evolution de la nature du magmatisme tardi-Varisque et implications pour la métallogénie du tungstène et de l'or dans les Pyrénées

i. Un magmatisme polyphasé

Nous avons vu que le gisement de Salau montre une histoire polyphasée reflétant deux étapes magmatiques différentes. A l'échelle de la Zone axiale des Pyrénées, cette dualité est également visible au niveau des massifs intrusifs calco-alcalins, généralement recoupés par des essaims de dykes ou même de petits stocks de leucogranites (Gleizes, 1992; Barnolas & Chiron, 1996; Gleizes *et al*., 1997 ; Roberts et al., 2000; Aleksandrov & Troneva, 2011; Olivier *et al*., 2016). Ces magmas évolués sont généralement tardifs et recoupent également les dômes métamorphiques (Colchen *et al.*, 1997). Ces différentes intrusions se retrouvent généralement localisées au même endroit, ce qui implique donc une source commune ou voisine. Cette transition entre des magmas calco-alcalins et des magmas peralumineux se déroule en quelques millions d'années et plusieurs interprétations ont été proposées à l'échelle de la lithosphère pour expliquer ce phénomène. Cochelin, 2016 propose que le magmatisme calco-alcalin résulte d'un retrait du slab progressif depuis les zones internes jusque dans l'avant-pays (Pyrénées - Maroc) et entrainerait une migration des âges du magmatisme. Il prendrait donc une origine liée à une remontée de matériel asthénosphérique en base de croûte qui expliquerait sa nature calco-alcaline.

Nous proposons que cette évolution progressive du magmatisme à l'échelle de la Zone axiale soit l'expression de la différenciation en profondeur d'une chambre magmatique située aux alentours de 15 à 20 km, comme le montrent les pressions calculées au cœur des hornblendes (4.5 – 5.0 kbar). Le mécanisme de fusion crustale en base de croûte est invoqué puisque le magmatisme calco-alcalin suit la migmatisation et l'anatexie crustale (Vanderhaeghe, 2009; Denèle *et al*., 2014; Aguilar *et al*., 2015). Cette hypothèse est compatible avec le fait que la Zone axiale constitue une portion de croûte anormalement chaude vers 300 Ma avec un gradient géothermique de 45°C/km (Denèle *et al*., 2014 ; Cochelin, 2016 ; Cochelin *et al*., 2018).

Les témoins de l'évolution de ce magmatisme durant l'évolution tardi-Varisque de la Zone axiale se retrouvent également au niveau des marqueurs du volcanisme permien dans les Pyrénées. Ce dernier montre une transition depuis des andésites jusqu'à des rhyolites par exemple au niveau du pic du Midi d'Ossau entre 300 Ma et 275 Ma (Innocent *et al*., 1994, 1995). Ces auteurs interprètent ce volcanisme bimodal comme dérivant d'une source d'affinité sub-alcaline qui se corrèlerait assez bien avec la mise en place des granodiorites à 272 ± 3 Ma. Ils ajoutent également que le volcanisme d'affinité peralumineuse (278 ± 5 Ma) représenté par des rhyolites, ignimbrites et dacites serait antérieur au magmatisme calco-alcalin sur des critères stratigraphiques qui restent cependant très discutables. Au vu de la proximité de ces âges et des barres d'erreurs importantes, nous pensons qu'il faut les interpréter avec prudence et plutôt se fier aux critères géochronologiques et de terrain obtenus sur les granodiorites et les leucogranites qui constituent les sources de ces épisodes volcaniques (Pereira *et al*., 2014).

Lemirre (2017) a notamment daté les leucogranites du Chiroulet à 292 ± 2,5 Ma, les granites porphyriques du Lesponne 289,6 ± 1 Ma et les diorites du Lesponne à 303,1 ± 2,6 Ma (*figure 205*). Ces âges ont une connotation majeure avec une tendance pour une évolution du magmatisme dans les Pyrénées depuis des termes plutôt mafiques (diorites, granodiorites) vers des termes franchement felsiques évolués (granites porphyriques, leucogranites). La mise en place de ces intrusions est synchrone de la formation des dômes métamorphiques décrite par Denèle *et al*. (2014). Ces âges confirment clairement la chronologie magmatique observée à Salau et valide cette histoire à l'échelle de la Zone axiale. Nous proposons donc de relier régionalement l'histoire des minéralisations à W-Au, à la mise en place de ces dômes et à la fusion crustale associée (migmatites). De tels liens entre minéralisations aurifère et dômes métamorphiques à l'origine d'une différenciation progressive du magmatisme produit ont été suggérés pour expliquer la genèse des minéralisations aurifères du Limousin (Bouchot *et al*., 2005).

Nous avons vu que la dynamique magmatique responsable de ces minéralisations s'exprime au moins à l'échelle de la Zone axiale des Pyrénées. Au regard de ces considérations, nous devrions rencontrer le même type de minéralisations dans des contextes similaires. Nous avons vu que l'indice d'Aurenère présente le même type de minéralisations et la même histoire que Salau. A plus grande échelle, les minéralisations de la Maladeta (Delgado Martin & Soler i Gil, 2010), d'Alt Urgell (Soler i Gil & Delgado Martin, 1991) d'Andorre (Soler & Enrique, 1989 ; Soler *et al*., 1990 ; Cardellach *et al*., 1991 ; Romer & Soler, 1995), de Cauterets (Lopez, 1973), des Eaux-Chaudes (Reyx, 1972), de Quérigut (Toulhoat, 1982), de Lacourt (Debeaux *et al*., 1961) et de Bassiès (Ternet *et al*., 1997) montrent également des skarns et des zones à sulfures massifs, scheelite abondante et or (*photo 74* et *figure 205*). La pyrrhotite est toujours dominante et témoigne des mêmes conditions réductrices de formation. Tous ces indices sont toujours situés à l'intersection Entre les failles E-W dextres-inverses et les intrusions de granitoïdes (essentiellement granodiorites et monzogranites) qu'elles recoupent. Le facteur limitant pour citer d'autres exemples dans la Zone axiale des Pyrénées est le manque d'exploration à la fois pour la partie française mais surtout pour la partie espagnole. Le relief rend également parfois inaccessibles certains affleurements. Néanmoins, de nombreux secteurs favorables répondant aux critères que nous avons énumérés sont encore inexplorés.

Le skarn de Costabonne ne présente en revanche pas ou peu de sulfures par rapport à tous les indices précédemment cités (Guy, 1979; Autran *et al*., 1980; Fonteilles *et al*., 1980; Guy *et al.,* 1988). Les skarns se développent dans les niveaux de base de la série cambrienne de Canaveilles recoupée dans le secteur du pic de Costabonne par le granite éponyme. Ils sont préférentiellement localisés au niveau des discontinuités lithologiques entre les marbres et les autres roches (granite ou schistes). Il existe 3 niveaux minéralisés principaux, le skarn « sud » au contact entre cornéennes calciques et dolomies, le skarn « nord » au contact entre marbres et granite, le skarn « intermédiaire » au sein des cornéennes calciques. Le tungstène est présent sous forme de scheelite au sein des skarns à grenat et pyroxène. Le granite de Costabonne a été daté à 302 ± 4 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Laumonier *et al.,* 2016). Il s'agit d'un granite à biotite plus ou moins porphyroïde de type monzogranite peralumineux.

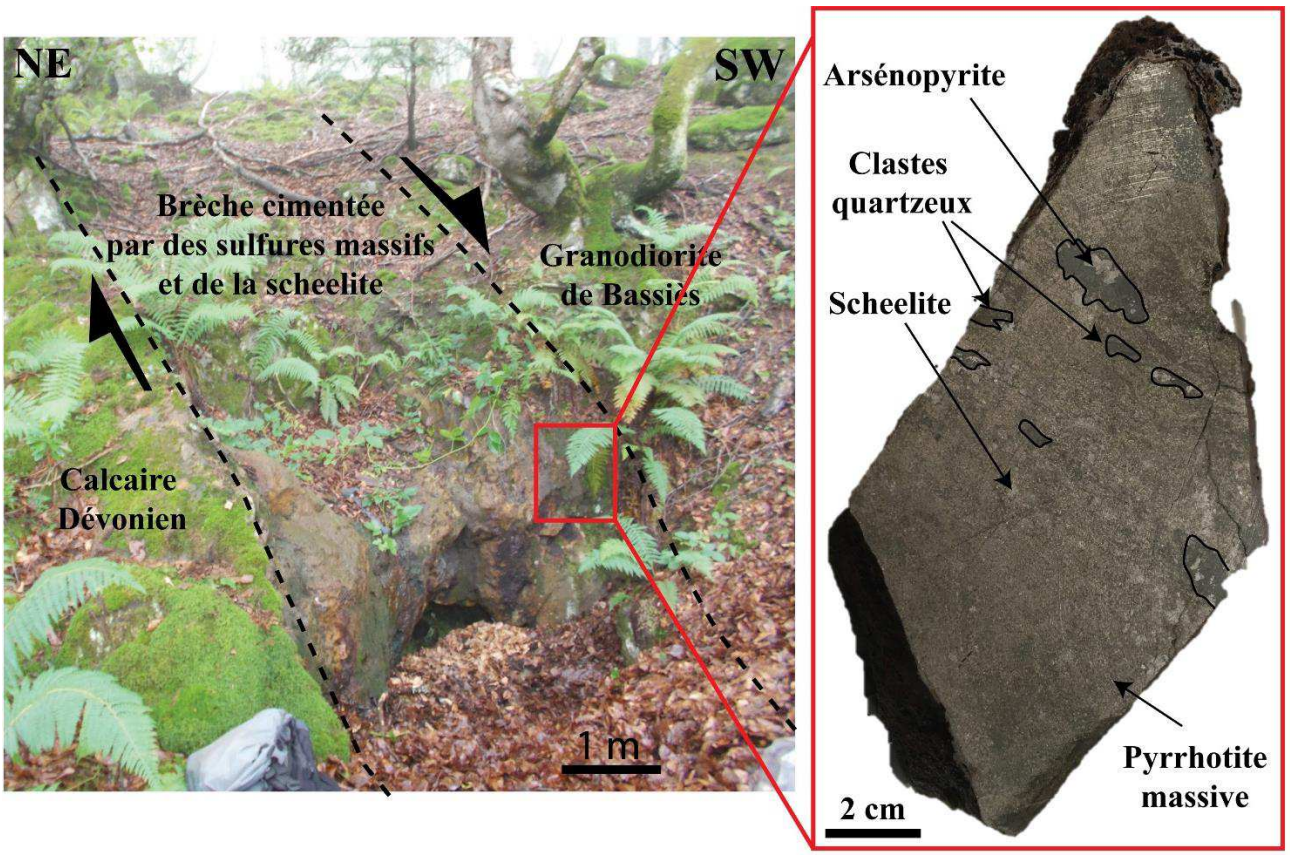


Photo 74 : Affleurement montrant une brèche cimentée par des sulfures massifs (pyrrhotite, arsénopyrite) et de la scheelite, localisée au sein d'une faille N110°E 80°N recoupant le contact entre la granodiorite de Bassiès et son encaissant carbonaté dévonien.

A proximité du contact avec les skarns, le granite montre sur une puissance de 1 à 10 m, une modification nette de sa minéralogie avec la disparition de microcline, un appauvrissement en micas et l'apparition de minéraux calciques (diopside, amphibole, titanite, épidote et prehnite) qui constitue l'endoskarn. La minéralisation s'est développée en trois étapes (Guitard & Lafitte, 1960). La première est l'apparition des minéraux calciques (pyroxène, amphibole, épidote), puis une silicification avec le développement du quartz et enfin une hydroxylation avec le remplacement presque total des minéraux calciques par la séricite, l'épidote, la chlorite et la prehnite. Les skarns sont constitués principalement de grenat (grossulaire – andradite), pyroxène et scheelite, avec une granulométrie grossière généralement centimétrique. La scheelite se présente sous forme de cristaux blanchâtres, octaédriques et de taille millimétrique dans les grenatites mais pouvant dépasser le centimètre dans les pyroxénites. Les températures de formation du skarn s'étalent de 680°C à 200°C avec des pressions de l'ordre de 1,7 kbar à 2 kbar (Guy, 1988).

La différence entre ce gite et les indices à sulfures massifs et W-Au étudiés, provient de l'absence de faille régionale E-W bordant le massif (Marke de Lummen, 1983), ce qui confirme leur rôle indispensable de drain.

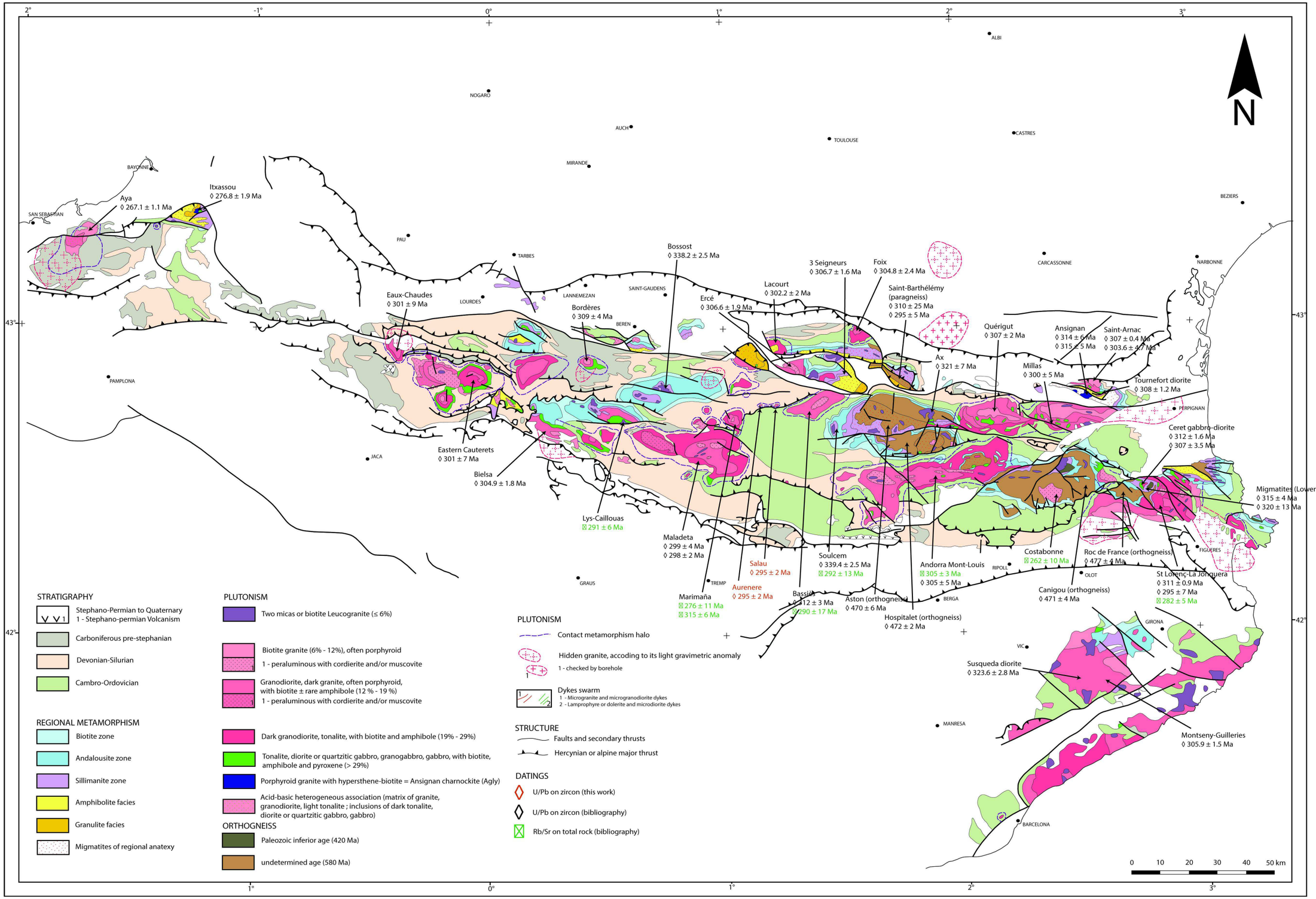


Figure 205 : Carte géologique de la Zone axiale des Pyrénées et de la chaine côtière Catalane montrant la localisation des principales intrusions de granodiorite et leur âge par rapport à la position des failles régionales Est-Ouest dextres-inverses tardi-Varisques (modifiée et complétée d'après Barnolas & Chiron., 1996). Les corps leucogranitiques recoupent les granitoïdes calco-alcalins et les dômes métamorphiques antérieurs.

ii. Le tungstène dans la chaîne varisque

A l'échelle de la chaine Varisque Ouest-européenne, de nombreux exemples de minéralisations à tungstène similaires à Salau sont connus sous une grande diversité de morphologies et pourraient également être apparentés au modèle IRGD.

Le gisement exploité de Los Santos (Salamanque, Espagne) est celui qui lui ressemble le plus, avec deux intrusions de nature différente (granodiorite et leucogranite) qui ont été datées à 280 ± 6 Ma et 270 ± 6 Ma (Timon Sanchez *et al.*, 2009). La seconde intrusion (leucogranite) produit une « altération tardive » des skarns formés par le premier granite (Tornos *et al*., 2008). Des filons à tourmaline, cordiérite et micas blancs sont associés spatialement au leucogranite. Le stade tardif polymétallique associé se compose d'une minéralisation à sulfures massifs et d'un cortège à Bi-Te-Ag-S-Au. L'étude isotopique du Nd dans la scheelite indique que les fluides ne proviennent pas de l'intrusion adjacente (granodiorite-tonalite) à la minéralisation. Ils montrent une signature plutôt liée aux dykes de leucogranite qui recoupent la granodiorite.

Le gisement exploité de Panasqueira (Portugal) présente également des similitudes avec Salau. La minéralisation se présente sous forme de filons sub-horizontaux au toit d'un granite sous-jacent greisenisé (Kelly, 1979; Polya, 1989). La phase à étain-tungstène, la plus précoce, est représentée par de la wolframite, de la cassitérite, du quartz et des micas blancs (Codeço *et al*., 2017). Une phase tardive à sulfures, parfois massifs (arsénopyrite, chalcopyrite, molybdénite, pyrite) et électrum marque les derniers stades de la minéralisation. Cependant, aucune intrusion leucogranitique tardive n'a été signalée.

Le gisement exploité de Mittersill (Autriche) a longtemps été considéré comme un gisement cambrien synsédimentaire à 529±17 Ma (Höll *et al*., 1972) avant que des datations U/Pb ne soient réalisées pour montrer son âge carbonifère de 340±5 Ma, lié à une intrusion granitique (Eichhorn *et al*., 1999; Raith & Stein, 2006). Par la suite, Kozlik et al. (2016) ont montré que toute la minéralisation s'est formée au Viséen et confirment donc l'origine magmatique. Un stade polymétallique tardif assez discret est également observé dans des zones fortement tectonisées. Les descriptions réalisées rapportent que l'assemblage se compose de pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite, molybdénite, sulfosels de plomb-bismuth et d'électrum (Höll *et al*., 1987). A l'instar de Panasqueira, une seule intrusion est décrite.

Le gisement exploité d'Hemerdon (Cornouailles anglaises) est très similaire au gisement de Salau. Il s'agit d'une série d'intrusions polyphasées à biotite-muscovite du batholithe Cornubien mises en place entre 320 et 300 Ma (Chesley *et al.,* 1993 ; Breiter *et al*., 2016 ; Neace *et al*., 2016 ; Simons *et al*., 2016, 2017). La minéralisation est diversifiée et se compose de plusieurs types de minerai (skarns, greisens, filons, *sheeted veins* et brèches à cassitérite-wolframite, filons polymétalliques). Cette complexité est le produit de circulations hydrothermales régionales issus de pulses magmatiques tardifs évolués (Knox & Jackson, 1990). Un important

essaim de dykes d'aplite est en relation avec la minéralisation polymétallique (Willis-Richards & Jackson, 1989).

L'ancien gisement de Puy-les-Vignes (Limousin, Massif central) est un gisement de type *breccia pipe* associé à un système filonien à tungstène encaissé dans des gneiss migmatitiques à biotite – sillimanite. La brèche est composée de grands clastes centimétriques à métriques de gneiss encaissant et de granites, cimentés par une matrice quartzeuse. Une greisenisation puis une tourmalinisation durant un épisode hydrothermal précoce altèrent la brèche (Harlaux *et al.*, 2016). La minéralisation se trouve dans des filons à quartz – wolframite – sulfures – or de 50 cm à 1 m de puissance qui recoupent le *breccia pipe* (plateures et filons) ou qui délimitent le contact entre la brèche et la roche encaissante. Un stade hydrothermal tardif avec une signature peralcaline remobilise des métaux rares provenant de stades précoces et est associé au dépôt d'oxydes de Nb-Ti-Y-HREE-W-U présentant des compositions peu communes (Harlaux *et al.,* 2015). Une datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur muscovite intimement associée à la wolframite donne un âge plateau à 323 ± 0,9 Ma (Cuney *et al*., 2002), suggérant une mise en place namurienne de la minéralisation en tungstène.

Coat-an-Noz (nord-ouest du Massif armoricain) constitue un système minéralisé périgranitique W-Cu-(Mo-Bi-Pb) polymorphe à skarns, stockwerks et filons quartzeux, centré sur le pointement granitique de Toul Pors (Marcoux, 2017). L'extension des niveaux de skarns sur plus de 2 km, l'association à des structures filoniennes et des stockwerks plus superficiels, les indices alluvionnaires de cassitérite, wolframite et scheelite, suggèrent un halo minéralisé à Sn-W-Cu-Bi-(Au) qui pourrait traduire un système magmatique complexe, comparable à ce qui se passe dans les Pyrénées. Ce gite est d'ailleurs situé à moins de 5 km d'un accident varisque majeur, le cisaillement Nord-Armoricain.

En revanche, les différents indices du district à tungstène de Montredon-Labessonié (Tarn), situé dans la partie sud-ouest du Massif Central Français, ne présentent pas cette « altération tardive ». Plusieurs indices de tungstène sont connus dans le district sous forme de filons de quartz - wolframite ± scheelite (Lacoste – La Frégère, Budel, Auriole, l'Hom-Haut), scheelite stratiforme (l'Hom-haut, Auriole, Cavaillé) et de skarns à scheelite (Fumade) (Béziat *et al*., 1980 ; Severac, 1982 ; Tessier, 1989; Gibert *et al*., 1992). Le système filonien de Lacoste-La Frégère est l'un des plus importants gisements de tungstène du district de Montredon-Labessonié. Les données gravimétriques et le métamorphisme de contact observé localement, indiquent qu'il existe un granite en profondeur (Guérangé-Lozes & Burg, 1990) qui est peut-être lié au système filonien à quartz – wolframite. La muscovite et la biotite liées à ce métamorphisme de contact donnent des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 300,3 ± 3,1 Ma et 302,5 ± 3,2 Ma, respectivement (Costa, 1990). Le skarn de Fumade, au sud du Massif central se compose uniquement de silicates calciques (grenat, pyroxène) et de scheelite dont les teneurs ne dépassent généralement pas 1 % WO_3. La genèse de ces minéralisations est attribuée au massif granitique du Sidobre qui ne semble pas présenter ce système d'intrusions polyphasées.

Le magmatisme tardi-orogénique de la chaine Varisque Ouest-Européenne et les minéralisations associées à W-Au montrent une tendance générale de migration des âges de mise en place depuis 320 Ma dans les zones internes (Massif armoricain, Massif central ; Harlaux *et al*., 2016) jusqu'à 290 Ma dans l'avant-pays (Pyrénées, Maroc ; Denèle *et al.,* 2014). Cette migration pourrait s'interpréter comme une délamination lithosphérique avec retrait progressif du panneau plongeant (Cochelin, 2016) ou bien, comme l'effondrement progressif de la chaine durant l'extension post-orogénique (Faure *et al*, 2005).

Par ailleurs, deux natures de magmatisme se succèdent dans le temps à la fin de l'orogenèse varisque. Tout d'abord, un magmatisme intermédiaire à felsique, à W-Sn±Au-Ag-Bi-Te-Mo, à l'origine des gisements de Salau, Costabonne, Los Santos, Mittersill, Coat-an-Noz, Fumade, Hemerdon, Puy les Vignes, Echassières... Pour ces deux derniers exemples, des manifestations d'un second magmatisme à métaux rares plus tardif ont été observées et datées (Melleton *et al*., 2015; Harlaux *et al*., 2017).

c. Durée de vie des systèmes magmatiques et hydrothermaux

Classiquement, les durées de refroidissement des intrusions sont estimées à l'aide de la thermochronologie en employant la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur une suite de minéraux cristallisant dans des conditions de température décroissantes. Les résultats permettent de dresser une courbe de refroidissement qui peut s'étaler sur plusieurs dizaines de millions d'années, comme dans le cas des plutons de Mont-Louis (*figure 206* ; Maurel *et al*., 2004) et de la Maladeta (Metcalf *et al.*, 2009). Cette méthode n'est malheureusement pas du tout adaptée pour estimer ces temps de refroidissement en raison de nombreux problèmes intrinsèques tels que la diffusivité de l'argon (Cassata *et al.,* 2009 ; Harrison *et al*., 2009) et la sensibilité des minéraux datés (micas, feldspaths) aux perturbations lors d'évènements ultérieurs (Kontak *et al.,* 1995 ; Baxter *et al*., 2000). Les résultats obtenus par cette méthode sont incompatibles avec l'histoire géologique proposée pour la Zone axiale (Denèle *et al.*, 2014).

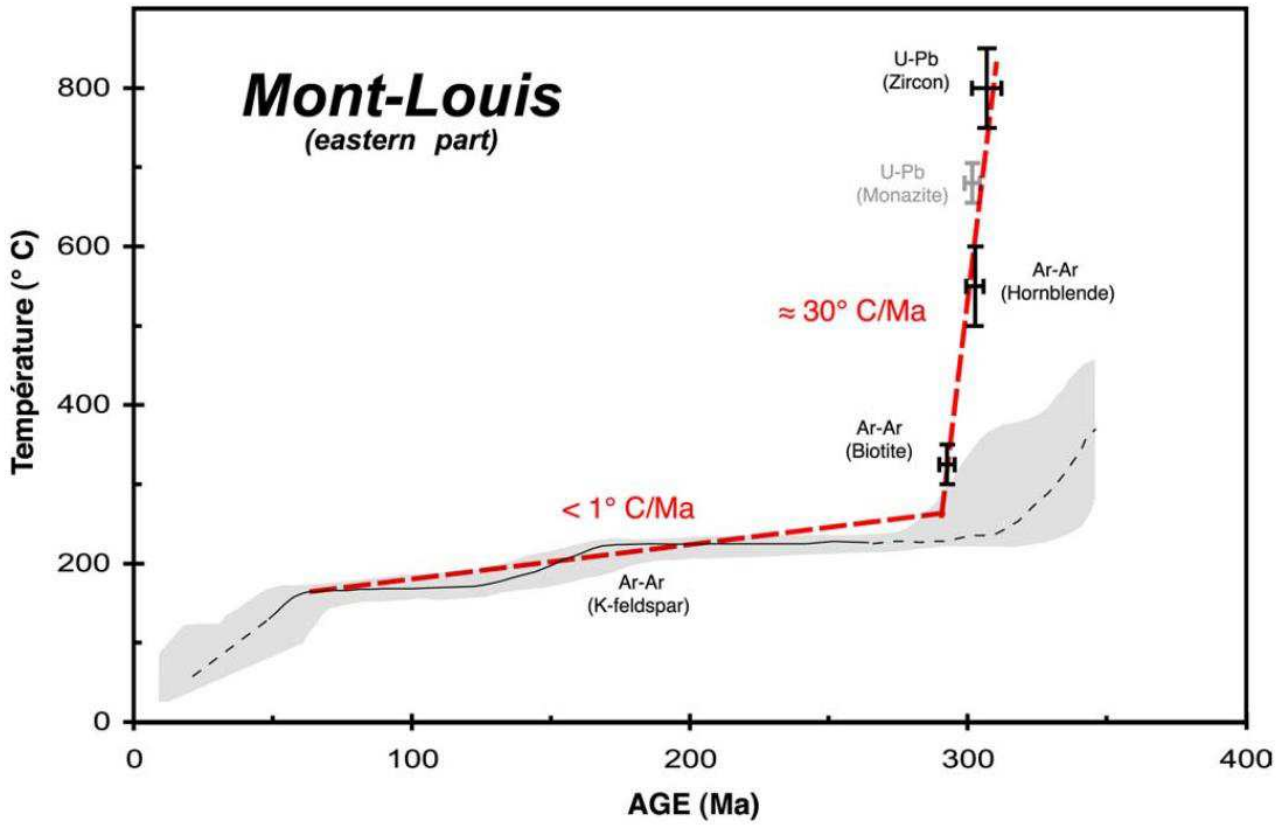


Figure 206 : Courbe de refroidissement de la partie orientale du granite de Mont-Louis. Les points correspondent aux âges U/Pb sur zircon et monazite (Alexandrov et al., com. pers.) et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur hornblende et biotite en fonction de leur température de fermeture et avec la modélisation de l'histoire thermique des feldspaths-K de l'échantillon ML1 entre 300 et 150 °C, (la ligne noire correspond à la meilleure solution, tandis que la zone grisée correspond aux autres histoires de refroidissement possibles ; les parties en pointillé de la courbe de refroidissement correspondent aux portions mal définies de cette histoire thermique). Les droites épaisses pointillées correspondent aux épisodes de refroidissement mis en évidence et les taux associées sont indiqués (Maurel et al., 2004)

Nous avons vu que dans le cas de Salau, la modélisation numérique donne des temps de refroidissement de la granodiorite de la Fourque de l'ordre de 40 000 ans. Cela représente une durée relativement courte par rapport aux estimations précédentes réalisées par thermochronologie. Nos résultats sont corroborés par d'autres études sur les vitesses de refroidissement des intrusions. Dans le cas de dykes de dolérites de différentes épaisseurs (1 à 200 m) mis en place dans différentes températures de roches encaissantes (100 à 300°C), le temps de solidification de la roche magmatique ne dépasse pas 450 ans (Pochon *et al*., 2016). Dans le cas d'une intrusion granitique de 15x15 km mis en place à faible profondeur (2,5 – 3,0 kbar) le refroidissement nécessaire pour atteindre la température du gradient géothermique dure environ 350 000 ans (Hilchie & Jamieson, 2014; *figure 207*). Les principaux paramètres qui régissent la vitesse de refroidissement des systèmes magmatiques et hydrothermaux sont donc la température, la pression (fonction de la profondeur de mise en place), la taille de la source de chaleur et les paramètres réactionnels et de perméabilité de l'encaissant. Ces résultats ont été récemment confirmés par géochronologie U/Pb sur zircon (Bucholz *et al.,* 2017).

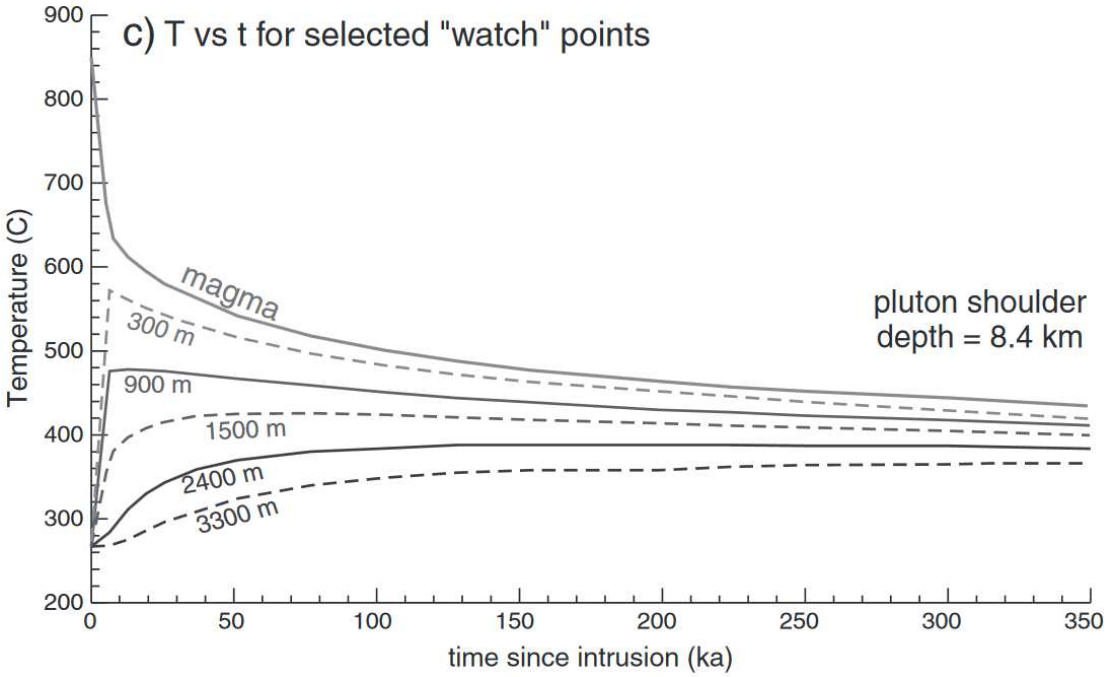


Figure 207 : Diagramme montrant l'évolution de la température en fonction du temps de différentes sondes thermiques (dont la distance au contact avec l'intrusion est indiquée en mètres) positionnées dans l'auréole de métamorphisme de contact d'un pluton de 15x15 km mis en place à faible profondeur (2,5 – 3,0 kbar). Le gradient géothermique est atteint vers environ 350 ka (Hilchie & Jamieson, 2014).

A la lumière de ce constat, nous pouvons dire que la plupart des phénomènes magmatiques et hydrothermaux attenants ont des durées de vie relativement courtes (inférieures au million d'années) mais peuvent s'inscrire au sein d'évènements tectonométamorphiques plus longs comme la formation de dômes métamorphiques ou la fusion et granulitisation de la croûte inférieure, induisant souvent un polyphasage (Petford *et al*., 2000 ; Zhao *et al*., 2004 ; Bouchot *et al*, 2005 ; Eldursi *et al*., 2009 ; Yuguchi *et al*., 2011 ; Nabelek *et al*., 2012 ; Bucholz *et al*., 2017). Ce refroidissement rapide montre que la plupart des skarns ou des minéralisations périgranitiques se forment en quelques dizaines à centaines de milliers d'années.

Chapitre IX

CONCLUSION GENERALE

IX. Conclusion générale

Les études antérieures réalisées pendant la phase d'exploitation du gisement ayant permis de documenter les caractéristiques du gisement de Salau dans sa partie exploitée laissaient subsister des incertitudes quant aux modalités de sa formation. Les résultats de cette thèse ont permis d'avoir une vision précise et réactualisée de la minéralisation et de mettre en évidence un caractère novateur polyphasé du gisement à W-Au de Salau. Les principaux résultats montrent que :

(1) deux types de minéralisations différentes coexistent à Salau, un skarn *sensu stricto* à silicates calciques, scheelite fine et sulfures disséminés (arsénopyrite, pyrrhotite) sur la périphérie de l'intrusion de la Fourque daté à 295±2 Ma ainsi qu'un IRGD (brèche à sulfures massifs, scheelite grossière et or dans la faille Véronique) daté à 289±2 Ma ;

(2) la faille Véronique tronçonne le skarn en plusieurs compartiments selon un jeu plurihectométrique dextre inverse. Loin des intrusions, ces failles sont stériles ;

(3) la coexistence de 2 types de minéralisation résulte d'un magmatisme polyphasé, à l'instar des systèmes de porphyres cuprifères, la source de la minéralisation à forte teneur en tungstène et en or est liée à la mise en place d'un granite évolué (de type leucogranite) qui migre dans la croûte supérieure à la faveur des failles régionales E-W ;

(4) les phénomènes magmatiques et hydrothermaux ont une activité sur des durées relativement courtes mais peuvent s'inscrire au sein d'évènements régionaux de plus grande ampleur ;

(5) l'évolution des phénomènes minéralisateurs dans le gisement de Salau reflètent la dynamique de la différenciation du magmatisme tardi-varisque ;

(6) régionalement, la zone axiale des Pyrénées est un important district à tungstène et or. Les recherches doivent être focalisées sur l'intersection entre le contact granitoïdes tardi-varisques/encaissant carbonaté et les failles E-W régionales. Par analogie avec l'exploration menée avec succès au Yukon, des découvertes majeures pourraient être réalisées.

Notre travail a permis de montrer l'efficacité du thermomètre RSCM pour l'exploration des minéralisations liées aux intrusions. Il représente une méthode d'investigation pertinente pour détecter des auréoles de métamorphisme de contact au voisinage d'intrusions non affleurantes dans une tranche de 0 à 300 m de profondeur. La carte à haute résolution de paléotempératures acquise permet d'estimer avec précision la profondeur de la source de chaleur étudiée et de positionner finement des sondages d'exploration.

L'histoire polyphasée du gisement de Salau s'inscrit pleinement dans l'évolution tardi-varisque du socle paléozoïque des Pyrénées. L'intrusion granodioritique de Salau se met en place au sein d'une antiforme à 2,5 – 3 kbar (8 - 10 km de profondeur) et 850°C durant un stade de raccourcissement généralisé dû à la fermeture de l'arc ibéro-armoricain vers 295 Ma. Cette période suit la mise en place des dômes métamorphiques et se

caractérise par un état généralisé de croûte anormalement chaude. Le skarn à silicates calciques, scheelite fine et sulfures disséminés se forme en périphérie de la granodiorite durant son refroidissement rapide d'environ 40 000 ans. Le socle paléozoïque se refroidit alors progressivement et le régime de déformation change. Les déformations jusqu'alors distribuées de manière homogène, se focalisent au sein de zones de cisaillement régionales E-W dextres inverses situées au niveau de contrastes rhéologiques. Les périphéries des dômes métamorphiques et des granitoïdes calco-alcalins s'y prêtent particulièrement bien. Dans ces zones cisaillées, des intrusions évoluées, notamment des leucogranites, remontent dans la croûte supérieure vers 289 Ma en tant que derniers produits de fusion d'une chambre magmatique en profondeur. Une minéralisation à sulfures massifs, scheelite grossière et or apparaît dans les failles qui jouent un rôle de drain et tronçonnent les skarns plus précoces avec un rejeu d'ampleur plurikilométrique. Le gisement de Salau est donc un skarn sub-stérile sur lequel se surimpose une minéralisation périgranitique riche en W-Au apparenté au modèle *Intrusion Related Gold Deposit (IRGD)* pour ses nombreuses similarités avec les gisements décrits dans la littérature. Etant donné, la courte durée d'activité des phénomènes magmatiques et hydrothermaux, nous proposons que les gisements à W-Sn±Au-Ag-Bi-Te de la chaine varisque reflètent la dynamique de différenciation du magmatisme tardi-orogénique (granodiorite puis leucogranite).

Notre étude permet de mettre en lumière une perspective de premier ordre sur les gisements de type skarn et IRGD dans les Pyrénées dont certains, présentant des similitudes avec Salau, mériteraient d'être réétudiés de manière plus approfondie (Costabonne, Cauterets, Andorre, Bassiès…). Ce commentaire est notamment valable pour les minéralisations à forte teneur en W et Au, associées à des sulfures massifs. D'autres études réactualisées sur les indices de Costabonne, de Cauterets, d'Andorre assorties d'études de terrain conséquentes permettraient de tester plus régionalement l'hypothèse d'un lien avec un magmatisme évolué que nous avons formulé dans ce manuscrit. Enfin, d'une manière plus générale, une étude globale des skarns à travers la chaine varisque Ouest-européenne, permettrait de répondre à de nombreuses questions encore en suspens sur l'évolution du magmatisme tardi-varisque et ses conséquences sur les minéralisations associées à W-Sn±Au-Ag-Bi-Te.

GLOSSAIRE

- **Abréviations des minéraux utilisées pour l'étude des lames minces polies :** ag = argent natif ; asp = arsénopyrite ; au = or natif ; bi = bismuth natif ; calc = calcite ; cbn = cubanite ; ccp = chalcopyrite ; el = électrum ; gn = galène ; kb = kobellite ; la = laitakarite ; po = pyrrhotite ; sch = scheelite ; sp = sphalérite ; sebi = séléniures de bismuth ; ttr = tétrahédrite.

- **Accumulateur général :** silo se présentant sous la forme d'une cheminée verticale dans la mine, généralement réservé au stockage du minerai et de son acheminement vers les unités de traitement.

- **Barrégiennes :** Unité intermédiaire de la formation carbonatée de Salau. Elle est constituée par l'alternance entre des lits calcaires et des lits pélitiques. Lorsqu'elle a subit le métamorphisme de contact induit par la granodiorite de la Fourque, cette unité est nommée « cornéennes calciques ».

- **Exploitation par chambres-magasins :** méthode d'exploitation minière montante dans laquelle une partie du minerai abattu est provisoirement laissée en place.

- **Flow sheet :** Ensemble des opérations réalisées sur le minerai depuis son extraction jusqu'à sa vente commerciale. Ce terme est généralement utilisé pour décrire les étapes de traitement (postes de concassage et laverie), réalisées sur le minerai.

- **Marmorisation :** Transformation métamorphique des calcaires en marbre qui se marque généralement par la recristallisation de la calcite avec une taille de grain plus importante.

- **PERM : P**ermis **E**xclusif de **R**echerches de **M**ines.

- **Rauchage :** Opération de remise à section d'une galerie. Le terme "relevage" est employé lorsque l'opération ne concerne que la couronne de la galerie.

- **RSCM : R**aman **S**pectra on **C**arbonaceous **M**aterial.

- **SEDEX :** abréviation de *sedimentary exhalative,* un terme qui désigne des concentrations minérales essentiellement composés de sulfures de plomb-zinc, formées en milieu sédimentaire par des exhalaisons d'origine volcanique. Les SEDEX sont une des deux grandes catégories d'amas sulfurés, l'autre étant les « VMS » (pour Volcanogenic Massive Sulphides), présents en milieux à volcanisme bien exprimé. Les SEDEX peuvent constituer des gisements de plomb-zinc de classe mondiale, recelant parfois plus de 100 millions de tonnes de minerai Mount Isa (Australie) / Définition d'après Jébrak & Marcoux (2008).

- **Skarn :** Terme norvégien utilisé par les mineurs pour désigner la gangue silicatée riche en fer et magnésium d'un minerai. Il a été introduit en géologie par Goldschmidt (1911) afin de caractériser les minéraux constitutifs de cette gangue stérile formée par apport d'éléments dans des marbres. Fonteilles, 1968 définit que le skarn inclut une idée génétique, il s'agit d'une « roche formée par apport d'éléments dans des marbres et aboutissant à l'apparition de silicates calciques ».

- **Skarnoïde** : Skarn formé à partir d'une roche rubanée (Fonteilles & Machairas, 1968). Dans le secteur de Salau, les skarnoïdes sont les skarns rubanés formés aux dépens des cornéennes calciques. Leur rubanement caractéristique est hérité de celui des « Barrégiennes ». Ce terme est également employé pour définir des roches formées aux dépens de substrats pauvres en calcite (marnes, tufs calcareux, grauwackes…).

- **Tailings** : résidus de traitement d'une exploitation minière.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abati, J., Gerdes, A., Suárez, J.F., Arenas, R., Whitehouse, M.J., Fernández, R.D. 2010. Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain, Geol. Soc. Am. Bull. 122(1–2), 219–235, doi:10.1130/B26572.1.

- Aguilar, C., Liesa, M., Castineiras, P., Navidad, M. 2013. Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U–Pb age zircon dating. Journal of the Geological Society, London, 171, 181-192.

- Aguilar, C., Liesa, M., Štípská, P., Schulmann, K., Muñoz, A., Casas, J.M. 2015. P–T–t–d evolution of orogenic middle crust of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees): a result of horizontal crustal flow and Carboniferous doming?, J. Metamorph. Geol., 33(3), 273–294. doi:10.1111/jmg.12120.

- Alcock, J.A., Martínez Catalán J.R., Rubio Pascual, F.J., Díez Montes, A., Díez Fernández, R., Gómez Barreiro, J., Arenas, R., Dias da Silva, I., González Clavijo, E. 2015. 2-D thermal modeling of HT–LP metamorphism in NW and Central Iberia: Implications for Variscan magmatism, rheology of the lithosphere and orogenic evolution. Tectonophysics 657, 21-37. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.022.

- Aleksandrov, S.M., Troneva, M.A. 2011. Genesis and Composition of Endogenous Borates in the Skarns of the Eastern and Central Pyrenees. Geochemistry International 49(8), 802-814, doi: 10.1134/S0016702911080027.

- Angiboust, S., Agard, P., Jolivet, L., Beyssac, O. 2009. The Zermatt-Saas ophiolite: the largest (60-km wide) and deepest (c. 70–80 km) continuous slice of oceanic lithosphere detached from a subduction zone? Terra Nova 21, 171–180.

- Anglin, C.D., Jonasson, I.R., Franklin, J.M., 1996. Sm-Nd dating of scheelite and tourmaline: implications for the genesis of Archean gold deposits, Val d'Or, Canada. Economic Geology 91, 1372–1382.

- Antolín-Tomás, B., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A., Gil-Peña, I., Oliva, B., Soto, R. 2007. Structural and magnetic fabric study of the Marimanya granite (Axial Zone of the Pyrenees), Int. J. Earth Sci., 98(2), 427–441, doi:10.1007/s00531-007-0248-1.

- Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D., Wallis, S., 2010. Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. Journal of Metamorphic Geology 28, 895–914. http://dx.doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x.

- Arnold, R.G., 1969. Pyrrhotite phase relations below 304 ± 6°C at 1 atm. total pressure. Econ. Geol. 64, 405-419.

- Arthaud, F., Matte, P. 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation, Tectonophysics 25(1), 139–171, doi:10.1016/0040-1951(75)90014-1.

- Audetat, A., Pettke, T., Heinrich, C.A., Bodnar, R.J., 2008. The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. Econ. Geol. 103, 877–908.

- Audion, A.S., Labbé, J.F., avec la collaboration extérieure de la Compagnie Européenne d'Intelligence Stratégique. 2012. Panorama mondial 2011 du marché du tungstène. Rapport public BRGM/RP-61341-FR, Orléans, 108 p.

- Audion, A.S. 2013. Etude pilote d'une cible minière en métropole : le gisement de tungstène de Fumade (Tarn). Rapport BRGM RP-62718-FR, 81p.

- Auréjac, J.B., Gleizes, G., Diot, H., B. J.L. 2004. Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) ré-examiné par la technique de l'ASM : un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne, Bull Soc Géol Fr. 175, 660–661.

- Autran, A., Fonteilles, M., Guitard, G. 1970. Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional, considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaine hercynienne des Pyrénées orientales. Bull. Soc. Géol. Fr., 7(XII), 673-731.

- Autran, A., Derré, C., Guy, B., Soler, P., Toulhoat, P. 1980. Genèse des skarns à tungstène dans les Pyrénées. In : Z.Johan (ed) Minéralisations liées aux granitoïdes, part. 2. Mém BRGM 99, 193-319.

- Ayora, C., Ribera, F., Cardellach, E. 1992. The genesis of the arsenopyrite gold veins from the Vall de Ribes District, eastern Pyrenees, Spain. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists 87(7), 1877-1896, doi: 10.2113/gsecongeo.87.7.1877.

- Ayora, C., Casas, J.M. 1995. Strata-bound As-Au mineralization in pre-Caradocian rocks from the Vall de Ribes, eastern Pyrenees, Spain. Mineralium Deposita, 21(4), 278-287.

B

- Baétens, E. 1989. L'environnement géologique du gisement de tungstène de Costabonne. Ecole Nat. Sup. Mines de Paris, Mémoires Sci. de la Terre 8, 238p.

- Baker, E.M., Andrew, A.S. 1991. Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the gold-bearing breccia pipe at Kidston, Queensland, Australia. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists 86(4), 810-830, doi: 10.2113/gsecongeo.86.4.810.

- Baker, T., Lang, J.R., 2001. Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada. Mineralium Deposita 36, 477–489.

- Baker, T., Lang, J.R., 2003. Reconciling fluid inclusion types, fluid processes, and fluid sources in skarns: an example from the Bismark deposit, Mexico. Mineralium Deposita 38, 474–495.

- Baker, T., Pollard, P.J., Mustard, R., Mark, G., Graham, J.L., 2005. A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: implications for exploration. SEG Newsl. 61, 5–17.

- 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, 341(2-3), 174-201, doi:10.1016/j.crte.2008.11.009.

- Ballèvre, M., Martinez Catalan, J.R., Lopez-Carmona, A., Pitra, P., Abati, J., Fernandez, R.D., Ducassou, C., Arenas, R., Bosse, V., Castineiras, P., Fernandez-Suarez, J., Gomez Barreiro, J., Paquette, J.L., Peucat J.J., Poujol M., Ruffet G., Sanchez Martinez, S. 2014. Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: a joint French–Spanish project, Geol. Soc. London Spec. Publ., 405(1), 77–113, doi:10.1144/SP405.13.

- Ballouard, C., Boulvais, P., Poujol, M., Gapais, D., Yamato, P., Tartese, R. and Cuney, M. 2015. Tectonic record, magmatic history and hydrothermal alteration in the Hercynian Guérande leucogranite, Armorican Massif, France. Lithos, 220-223.

- Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., Branquet, Y., Tartèse, R., Vigneresse, J.L. (2016). Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. Geology, 44, 231-234.

- 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 Geology Reviews 80, 309–331.

- 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 de 3ème cycle, Université d'Orléans, 374p.

- Barbey, P., Cheilletz, A., Laumonier, B. 2001. The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole, C.R. Acad. Sci. Ser. II, 332(2), 129–136, doi:10.1016/S1251-8050(00)01506-8.

- Barbey, P., Villaros, A., Marignac, C., Montel, J.M. 2015. Multiphase melting, magma emplacement and P-T-time path in late-collisional context: the Velay example (Massif Central, France). Bull. Soc. géol. France 186(2-3), 93-116. https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.2113/gssgfbull.186.2-3.93.

- Bard, J.P., Capdevila, R., Matte, P. 1968. La structure de la chaine hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins, in: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, 1, Symp. I.F.P.C.N.E.X.O. (Technip, Paris) 1-4.

- Barnolas, A., Chiron, J.C. 1996. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées – Volume 1 Introduction. Géophysique. Cycle hercynien – Edition BRGM – ITGE, 2 vol.

- Baxter, E.F., DePaolo, D.J., Renne, P.R. 2000. Ar isotopic variations in biotites about a lithologic contact near Simplon Pass, Switzerland; implications for Ar bulk diffusivity, excess Ar, and geochronology. Eos, Transactions, American Geophysical Union 81(48), 1306-1307.

- Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., Fullsack, P. 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models, J. Geophys. Res. Solid Earth 105(B4), 8121–8145, doi:10.1029/1999JB900390.

- Bechtel, A., Elliot, W.C., Oszczepalski, S., 1996. Indirect age determination of Kuperfschiefer-type mineralization in the Polish Basin by K/Ar dating of illite; preliminary results. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists 91(7), 1310–1319.

- Bell, K., Anglin, C.D., Franklin, J.M., 1989. Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematics of scheelites: Possible implications for the age and genesis of vein-hosted gold deposits. Geology 17, 500–504.

- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I. 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. Journal of Geochemical Exploration, 76, 45-69.

- Berastegui, X., Losantos, M., Muñoz, J.A., Puigdefàbregas, C. 1993. Tall geològic del Pirineu central, 1:200,000. Servei Geologic de Catalunya, Barcelona.

- Berthault, B., Passaqui, B. 1962. Salau (Ariège), rapport relatif à la campagne 1961. Rapport BRGM 62-DRMM-A-003, Orléans, 49 p.

- Bertrand, G., Dupuy, J.J., Melleton, J., Tourlière, B., Cassard, D., Audion, A.S., Angel, J.M., Gloaguen, E., Husson, Y., Berthier, H. 2013. Réévaluation du potentiel français en ressources minérales. Retraitement des données géochimiques de l'Inventaire et établissement de fiches de cibles minières. Rapport BRGM RP-62960-FR, 154p.

- Bertrand, G., Charles, N., Melleton, J., Tourlière, B., Cassard, D., Dupuy, J.J., Gloaguen, E., Loiselet, C., Angel, J.M., Berthier, H. 2015. Réévaluation du potentiel français en ressources minérales : retraitement des données géochimiques de l'Inventaire et établissement de fiches de cibles minières. Synthèse des travaux réalisés de 2013 à 2015. Rapport final. BRGM/RP-65165-FR, 434p.

- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. Journal of Metamorphic Geology 20, 859–871. http://dx.doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x.

- Beyssac, O., Rouzaud, J.N., Goffé, B., Brunet, F., Chopin, C., 2002b. Graphitization in high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a HRTM and Raman microspectroscopy study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143, 19–31.

- Beyssac, O., Brunet, F., Petitet, J.P., Goffé, B., Rouzaud, J.N., 2003a. Experimental study of the microtextural and structural transformations of carbonaceous materials under pressure and temperature. European Journal of Mineralogy, 15, 937–951.

- Beyssac, O., Goffé, B., Petitet, J.P., Froigneux, E., Moreau, M., Rouzaud, J.N., 2003b. On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials using Raman spectroscopy. Spectrochimica Acta Part A, 59, 2267–2276.

- Beyssac, O., Bollinger, L., Avouac, J.-P., Goffé, B., 2004. Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. Earth and Planetary Science Letters 225, 233–241. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.023.

- Béziat, P., Prouhet, J.P., Tollon, F. 1980. Le district de Montredon-Labessonnié (Tarn): W, Sn, F. Publications du 26e Congrès Géologique International (Paris): Gisements français, 7, 42p.

- Béziat, P., Coulomb, J.J., Gentilhomme, P., De Gramont, X. 1990. Les gisements de tungstène en France : Situation en 1990. Etude réalisée par le BRGM sous l'égide du Comité de l'Inventaire des Ressources Minières métropolitaines, Orléans, 107 p.

- Bietry, D., Cachau-Herreillat, F. 1969. Résultats d'une étude de méthode de prospection géochimique stratégique pour tungstène et skarns exécutée sur le gisement de Salau (Ariège). Rapport BRGM 69-SGL-265-GIT, Orléans, 39 p.

- Bineli Betsi, T., Lentz, D.R. 2011. Petrochemistry of subvolcanic dike swarms associated with the Golden Revenue Au-Cu and the Stoddart Mo-Cu+ or -W mineralizations (Dawson Range, Yukon Territory, Canada) and implications for ore genesis. Ore Geology Reviews 39(3), 134-163, doi: 10.1016/j.oregeorev.2011.01.003.
.
- Bitri, A., Truffert, C., Bellot J.P., Bouchot, V., Ledru, P., Milési, J.P., Roig, J.Y. 1999. Imagerie des paléochamps hydrothermaux As-Au-Sb d'échelle crustale et des pièges associés dans la chaine varisque : sismique réflexion verticale (GéoFrance 3D : Massif Central français). C.R. Acad. Sci. Paris 329, 771-777.

- Blevin, P.L., 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia: Implications for gold-rich ore systems. Resource Geol., 54, 241–252.

- Bodin, J., Ledru, P. 1986. Nappes hercyniennes précoces à matériel dévonien hétéropique dans les Pyrénées ariégeoises. C.R. Acad. Sel, Paris, 302(II), 15, 969-974.

- Boillot, G., 1984. Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees. Geol. Mag. 121, 407–412.

- Bollinger, L., Avouac, J.P., Beyssac, O., Catlos, E.J., Harrison, T.M., Grove, M., Goffé, B., Sapkota, S. 2004. Thermal structure and exhumation history of the Lesser Himalaya in central Nepal. Tectonics 23. doi.org/10.1029/2003TC001564.

- Boissavy-Vinau, M. 1979. Processus géochimiques de concentrations liés à l'évolution de magmas granitiques. Application aux filons à Sn-W du Massif Central et du Nord-Portugal. Thèse de 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de géologie appliquée, 220p.

- Boissonnas, J., Autran, A. 1974. Succession des déformations de la région du Pic de Maubermé (Pyrénées Centrales) au cours de l'orogenèse hercynienne. BRGM bull. sec. II(1), 48p.

- Bonijoly, M., Oberlin, M., Oberlin, A. 1982. A possible mechanism for natural graphite formation. International Journal of Coal Geology 1, 238–312.

- Bornuat, M. 2012. Le gisement de tungstène de Salau : bref aperçu. Géologues 155, 57-59.

- Bosse, V., Ballèvre, M., Féraud, G., Peucat, J.J. 2000. Petrological and geochronological constraints in the Île de Groix blueschists (Armorican Massif, France), Basement Tecton. 15, 63–66.

- Botros, N.S. 2015. The role of the granite emplacement and structural setting on the genesis of gold mineralization in Egypt. Ore Geology Reviews 70, 173-187. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.04.014.

- Bouchez, J.L., and Gleizes G. 1995. Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy, J. Geol. Soc. London, 152(4), 669–679, doi:10.1144/gsjgs.152.4.0669.

- Bouchot, V., Milési, J.P., Lescuyer, J.L., Ledru, P. 1997. Les minéralisations aurifères de la France dans leur contexte géologique autour de 300 Ma. Chron. Rech. Min. 528, 13-62.

- Bouchot, V., Milési, 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). SGA News, 10, 6–12.

- Bouchot, V., Ledru, P., Lerouge, C., Lescuyer, J.L., Milési, J.P. 2005. Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: The French Massif Central. Ore Geology Reviews 27, 169-197. doi:10.1016/j.oregeorev.2005.07.017.

- Bouhallier, H., Choukroune, P., Ballèvre, M. 1991. Évolution structurale de la croûte profonde Hercynienne: exemple du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales, France), C. R. Acad. Sci. Sér. II, 312, 647–654.

- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., Mermet, M. 2007. Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrenees). Lithos 93(1-2), 89-106, doi:10.1016/j.lithos.2006.05.001.

- Boutin, A., de Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., de Parseval, P., Rouleau, C., Robert, J.F. 2016. Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc-chlorite deposit. International Journal of Earth Sciences 105(3), 747-770, doi: 10.1007/s00531-015-1223-x.

- Bowles, J.F.W., 1990. Age dating of individual grains of uraninite in rocks from electron microprobe analysis. Chemical Geology, 83, 47–53.

- Bowman, J.R., Covert, J.J., Clark, A.H., Mathieson, G.A., 1985. The Cantung E-Zone scheelite skarn orebody, Tungsten, Northwestern Territories: oxygen, hydrogen and carbon isotope studies. Econ. Geol. 80, 1872–1895.

- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.): Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 63–114.

- Bozkaya, O., Bozkaya, G. Uysal, I.T., Banks, D.A., 2016. Illite occurrences related to volcanic-hosted hydrothermal mineralization in the Biga Peninsula, NW Turkey; implications for the age and origin of fluids. Ore Geology Reviews 76, 35–51.

- Braux, C. 1980. Étude géologique des hautes vallées d'Astau et du Louron. Les minéralisations Zn (Pb, Cu) et Mn. Thèse de 3ème cycle, Université d'Orléans.

- Breiter, K., Müller, A., Shail, R., Simons, B. 2016. Composition of zircons from the Cornubian Batholith of SW England and comparison with zircons from other European Variscan rare-metal granites. Mineralogical Magazine 80(7), 1273-1289, doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1180/minmag.2016.080.071.

- Brendan,

- Bril, H. 1982. Fluid inclusions study of Sn-W-Au, Sb- and Pb-Zn mineralizations from the Brioude-Massiac district (French Massif Central). Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 30, 1-16.

- Bril, H., Beaufort, D. 1989. Hydrothermal alteration and fluid circulation related to W, Au, and Sb vein mineralizations, Haut Allier, Massif Central, France. Economic Geology, 84, 2237-2251.

- Bril, H., Marignac, C., 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. In Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas (eds. J. Chantraine, J. Rolet, D.S. Santallier, A. Piquet and J.D. Keppie). Springer, Berlin Heidelberg, 379-402.

- 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(2), 319–332, doi:10.1016/0012-821X(82)90063-2.

- Bucholz, C.E., Eddy, M.P., Jagoutz, O., Bowring, S.A., Schmidt, M.W., Sambuu, O., 2017. Constraining the time scales of magmatic differentiation with U-Pb zircon geochronology. Geology, 45 (1), 11–14.

- Budyak, A.E., Goryachev, N.A., Razvozzhaeva, E.A., Spiridonov, A.M., Sotskaya, O.T., Bryukhanova, N.N. 2015. Geochemistry of dispersed organic matter in gold-ore deposits of black shale formations. Doklady Earth Sciences 463(2), 847–850. doi 10.1134/S1028334X15080188.

- Burg, J.P., Bale, P., Brun J.P., Girardeau, J. 1987. Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision, Geodin. Acta 1(1), 71–87, doi:10.1080/09853111.1987.11105126.

- Burg, J.P., Vanderhaeghe, O. 1993. Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay dome (French Massif Central), J. Struct. Geol. 15(11), 1293–1301, doi:10.1016/0191-8141(93)90103-H.

- Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., Brun, J.P. 1994. Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences, Géologie Fr. (3), 33–51.

- Burnham, C.W., Ohmoto, H., 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. Mining Geology Special Issue 8, pp. 1-11.

- Burnol, L., Guitard, G., 1954. Note sur les travaux effectués à Roca Jalera (Pyrénées Orientales) en Août 1953. Rapport BRGM, 29p.

- Buseck, P.R. & Bo-Jun, H., 1985. Conversion of carbonaceous material to graphite during metamorphism. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49, 2003–2016.

-

- Bussy, F., Hernandez, J., Raumer, J.V. 2000. Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges–Mont Blanc Massifs, Western Alps), Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 350, 221–233, doi:10.1130/0-8137-2350-7.221.

- Bustin, R.M., Ross, J.V., Moffat, I. 1986. Vitrinite anisotropy under differential stress and high confining pressure and temperature: preliminary observations. International Journal of Coal Geology, 6, 343–351.

- Bustin, R.M., Ross, J.V., Rouzaud, J.N. 1995. Mechanism of graphite formation from kerogen: experimental evidence. International Journal of Coal Geology 28, 1–36.

C

- Cardellach, E., Ayora, C., Soler, A., Delgado, J., Stumpfl, E.F. 1992. The origin of fluids involved in the formation of gold-bearing skarns of the Andorra Granite (central Pyrenees, Spain); sulphur isotope data. Mineralogy and Petrology 45(3-4), 181-193.

- Cardellach, E., Canals, A., Pujals, I. 1996. La composicion isotopica del azufre y del plomo en las mineralizaciones de Zn-Pb del valle de Aran (Pirineo Central) y su significado metalogenetico. Estudios Geológicos, 52, 189-195.

- Carreras, J., Capellà, I., 1994. Tectonics levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. J. Struct. Geol., 16 (11), 1509–1524.

- Capellà, I., Carreras, J. 1996. La zonación estructural del hercínico del Pirineo Central en el anticlinorio de la Pallaresa, Estud. Geológicos, 52(1–2), 51–61. doi:10.3989/egeol.965212253.

- Caralp, L. 1888. Etudes géologiques sur les hauts massifs des Pyrénées Centrales (Haute Ariège, Haute Garonne, Vallée d'Aran). Thèse de 3ème cycle, Université de Toulouse, 512p.

- Carreras, J., Debat, P. 1996. Tectonique Hercynienne, in Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, vol. 1, éditions BRGM-ITGE, 501–584.

- Carreras, J., Druguet, E. 2014. Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 405, 249–264, doi:10.1144/SP405.7.

- Casas, J.M., Domingo, F., Poblet, J., Soler A. 1989. On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees, Geodin. Acta, 3(2), 135–147, doi:10.1080/09853111.1989.11105181.

- Cassard, D., Bertrand, G., Monthel, J., Gloaguen, E., Melleton, J., Husson, Y., Billa, M., Tourlière, B. 2012. Réévaluation du potentiel français en ressources minérales. Elaboration d'une méthodologie et application à une zone d'étude test (sud-ouest du Massif Central). Rapport BRGM RP-61745-FR, 131p.

- Cassata, W.S., Renne, P.R., Shuster, D.L., 2009. Argon diffusion in plagioclase and implications for thermochronometry: A case study from the Bushveld Complex, South Africa. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73 (21), 6600–6612.

- Cathelineau, M., Boiron, M.C., Holliger, P., Poty, B. 1990. Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: Time-space relationships between U, Au and Sn-W ore deposition and geodynamic events – mineralogical and U-Pb data. Tectonophysics, 177, 59-79.

- Cauuet, B. 2005. Les mines d'or antiques d'Europe hors péninsule Ibérique. État des connaissances et travaux récents, Mines et métallurgies dans l'Antiquité. Etat des recherches - Dossier thématique, Pallas, 67, Toulouse, 241-291.

- Cepedal, A., Fuertes-Fuente, M., Martin-Izard, A., Garcia-Nieto, J., Boiron, M.C. 2013. An intrusion-related gold deposit (IRGD) in the NW of Spain, the Linares deposit: Igneous rocks, veins and related alterations, ore features and fluids involved. Journal of Geochemical Exploration 124, 101-126.

- Černý, P., Blevin, P.L., Cuney, M., London, D. (2005). Granite-related ore deposits. Economic Geology, 100th Anniversary Volume, 337-370.

- Charuau, D. 1974. Relation entre les concentrations plombo-zincifères et la tectonique superposée du district de Hoque-Saubé-Carboire (Pyrénées ariégeoises). Thèse 3e cycle, Paris VI, 134 p.

- Charuau, D. et Derré, C. 1976. Place des minéralisations de plomb-zinc liées aux strates et des skarns à scheelite dans l'histoire structurale de la région de Carboire et Salau (Ariège, Pyrénées). Mémoire hors-série de la Société géologique de France 7, 175-180.

- Chauris, L. Jonin, M. 1978. Introduction à la métallogénie cadomienne (Protérozoïque supérieur) dans un massif hercynien : le domaine normano-breton en Armorique (France). Bull. Soc. Linn. Normandie 106, 35-48.

- 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. Journal of Earth Sci., 101, 69–86.

- Che, X., Wu, F., Wang, R., Gerdes, A., Ji W., Zhao, Z., Yang, J., Zhu, Z., Wang, R., Zhou, M., 2015. In situ U-Pb isotopic dating of columbite-tantalite by LA-ICP-MS. Ore Geology Reviews 65(4), 979–989.

- Cheilletz, A., Pelletier, E., Martin-Izard, A., Tornos, F. 2005. World Skarn Deposits - Skarns of Western Europe. In book: Economic Geology 100th Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, 1-10.

- Cheshire, S., Craddock, P.R., Xu, G., Sauerer, B., Pomerantz A.E., McCormick, D., Abdallah, W. 2017. Assessing thermal maturity beyond the reaches of vitrinite reflectance and Rock-Eval pyrolysis: A case study from the Silurian Qusaiba formation. International Journal of Coal Geology 180, 29-45.

- Chesley, J.T., Halliday, A.N., Scrivener, R., 1991. Samarium‐neodymium direct dating of fluorite mineralization. Science 252, 949–951.

- Chesley, J.T., Halliday, A.N., Snee, L.W., Mezger, K., Shepherd, T.J., Scrivener, R.C. 1993. Thermochronology of the Cornubian batholith in southwest England: Implications for pluton emplacement and protracted hydrothermal mineralization. Geochimica et Cosmochimica Acta 57(8), 1817-1835, doi.org/10.1016/0016-7037(93)90115-D.

- Chesley, J.T., Halliday, A.N., Kyser, T., Spry, P., 1994. Direct dating of Mississippi Valley-type mineralization; use of Sm–Nd in fluorite. Economic Geology 89, 1192–1199.

- Chew, D.M., Petrus, J.A., and Kamber, B.S. 2014. U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. Chemical Geology, 363, 185–199.

- Chinnasamy, S.S., Mishra, B. 2017. Genetic implications of fluid-deposited disordered graphite and methane-rich inclusions in the Jonnagiri granodiorite-hosted gold deposit, Eastern Dharwar Craton, India. Ore Geology Reviews 89, 587-593. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.07.006.

- Choukroune, P., Séguret, M. 1973. Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity, Gravity and Tectonics, 141–156.

- Choukroune, P., Mattauer, M. 1978. Tectonique des plaques et Pyrenees; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne; comparaisons avec des modeles actuels, Bull. Soc. Géol. Fr., S7–XX(5), 689–700, doi:10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.689.

- Choukroune, P., and the ECORS-Pyrenees Team. 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, Tectonics, 8(1), 23–39. doi:10.1029/TC008i001p00023.

- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B. 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile, Tectonophysics, 173(1), 411–423.

- Choukroune, P. 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 20, 143.

- Christensen, J.N., Halliday, A.N., Leigh, K.E., Randell, R.N., Kesler, S.E., 1995. Direct dating of sulphides by Rb-Sr: A critical test using the Polaris Mississippi Valley-type Zn-Pb deposit. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 5191–5197.

- 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, 1-17. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.004.

- Clariana, P., and J. García-sansegundo (2009), Variscan structure in the eastern part of the Pallaresa massif, Axial Zone of the Pyrenees (NW Andorra). Tectonic implications, Bull. Soc. Géol. Fr., 180(6), 501–511, doi:10.2113/gssgfbull.180.6.501.

- Clauer, N., Mercadier, J., Patrier, P., Laverret, E., Bruneton, P., 2015. Relating unconformity-type uranium mineralization of the Alligator Rivers uranium field (Northern Territory, Australia) to the regional Proterozoic tectono-thermal activity; an illite K/Ar dating approach. Precambrian Research 269, 107–121.

- Clerc, C., Lahfid, a., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the north Pyrenean paleo-passive margin. Solid Earth Discussions 7, 797–857. http://dx.doi.org/10.5194/sed-7-797-2015.

- Cloos, M. 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. Geological Society of America Bulletin, 105, 715-737.

- Cochelin, B., 2016. Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées. Thèse de l'université Toulouse 3 Paul Sabatier.

- Cochelin, B., Lemirre, B., Denèle, Y., de Saint Blanquat, M., Lahfid, A., Duchêne, S., 2018a. Structural inheritance in the Central Pyrenees: the Variscan to Alpine tectonometamorphic evolution of the Axial Zone. Journal of the Geological Society, London, 175, 336-351, doi: 10.1144/jgs2017-066.

- Cochelin, B., Chardon, D., Denèle, Y., Gumiaux, C., Le Bayon, B. 2018b. Vertical strain partitioning 1 in hot Variscan crust: Syn-convergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax. BSGF – Earth Science Bulletin.

- Cocherie, A., Rossi, P., Fanning, C.M., Guerrot, C., 2005. Comparative use of TIMS and SHRIMP for U–Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). Lithos, 82(1–2), 185–219.

- Cochrane, R., Spikings, R.A., Chew, D., Wotzlaw, J.F., Chiaradia, M., Tyrrell, S., Schaltegger, U., Van der Lelij, R., 2014. High temperature (>350 °C) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite. Geochimica and Cosmochimica Acta 127, 39–56.

- Codeço, M.S., Weiss, P., Trumbull, R.B., Pinto, F., Lecumberri-Sanchez, P., Wilke, F.D.H., 2017. Chemical and boron isotopic composition of hydrothermal tourmaline from the Panasqueira W-Sn-Cu deposit, Portugal. Chemical Geology 468, 1–16.

- Cogné, J. Wright, A.E. 1980. L'orogène cadomien : vers un essai d'interprétation paléo-géodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini précambriens d'Europe moyenne et occidentale. 26ème Congr. Géol. Int. Paris, Colloque « Géologie de l'Europe ». Ann. Soc. géol. Nord XCIX(1), 29-55.

- Colchen M., Ternet Y., Debroas E.J., Dommanget A., Gleizes G., Guérangé B., Roux L. 1997. Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus-les-Bains (1086). Orléans : BRGM.

- Coplen, T.B., Krouse, H.R. 1998. Sulphur isotope data consistency improved. Nature 392, 32p.

- Costa, S. 1990. De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif Central Français. Une étude chronologique par la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar. Thèse de 3ème cycle, Université de Montpellier, France, 441p.

- Cottard, F., Bouroullec, I., Dutartre, P., Fleury, L. 2002. Audits environnementaux de six mines fermées ou abandonnées de la région Midi-Pyrénées. Rapport BRGM 51538-FR, 76p.

- Cottard, F., Bouroullec, I., Dutartre, P., Marchet, P., Negrel, J.L. 2003. Un nouvel outil d'inventaire et d'évaluation des risques sur les anciens sites miniers de Midi-Pyrénées. Après-mines, 5-7.

- Couilloud, D., Moine, B., Safa, P., Tollon, F. 1986. Caractères minéralogiques et chimiques des skarns stratiformes du gisement de scheelite de Fumade (Tarn). Coll. Gisements de tungstène, Toulouse, 73.

- Couilloud, D. 1988. Etude pétrographique, minéralogique et géochimique des skarns à tungstène de Fumade (Tarn, Montagne Noire). Thèse de l'université P. Sabatier, Toulouse.

- Couzinié, S., Moyen, J.F., Villaros, A., Paquette, J.L., Scarrow, J.H., Marignac, C. 2014. Temporal relationships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France), J. Geosci. 59, 1–18, doi:10.3190/jgeosci.155.

- Cox, D.P., Singer, D.A. 1986. Mineral deposit models. U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 379 p.

- Cugerone, A., Cenki-Tok, B., Chauvet, A., Le Goff, E., Bailly, L., Alard, O., Allard, M. 2018. Relationships between the occurrence of accessory Ge-minerals and sphalerite in Variscan Pb-Zn deposits of the Bossost anticlinorium, French Pyrenean Axial Zone: Chemistry, microstructures and ore-deposit setting. Ore Geology Reviews 95, 1–19. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.016.

- 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: U preconcentrations in pre-Variscan and Variscan formations - a comparison with Sn, W and Au. Tectonophysics, 177, 39-57.

- 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 The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen (eds. D.J. Blundell, F. Neubauer and A. Von Quadt). Geological Society of London, Special Publication, 204, 213-228.

D

- Debon, F., LeFort, P., 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transaction Royal Society of Edinburgh, 73, 135–149.

- Debon, F., Lefort, P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. Bulletin de Minéralogie, 111, 493-510.

- Debon, F., Guitard, G. 1996. Carte de synthèse, métamorphisme et plutonisme hercyniens, in Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, vol. 1, éditions BRGM-ITGE.

- Debon, F., Enrique, P., Autran, A. 1996. Magmatisme hercynien, in Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, vol. 1, éditions BRGM-ITGE, 361–499.

- Debon, F., Guitard, G. 1996. Carte de synthèse, métamorphisme et plutonisme hercyniens, in Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, vol. 1, éditions BRGM-ITGE.

- Debeaux, Thiébaut, Weppe, 1961. Le gîte de pyrrhotite de Lacourt (Ariège). Bull. Soc.Geol. Fr. 17 (III).

- Decrée, S., Deloule, E., Ruffet, G., Dewaele, S., Mees, F., Marignac, C., Yans, J., De Putter, T., 2010. Geodynamic and climate controls in the formation of Mio-Pliocene world-class oxidized cobalt and manganese ores in the Katanga province, DR Congo. Mineralium Deposita 45, 621–629.

- Decrée, S., Deloule, E., De Putter, T., Dewaele, S., Mees, F., Baele, J.M., Marignac, C., 2014. Dating of U-rich heterogenite: new insights into U deposit genesis and U cycling in the Katanga Copperbelt. Precambrian Research 241, 17–28.

- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major- element analyses. Its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29, 183–210.

- Delchini, S., Lahfid, A., Plunder, A., Michard, A. 2016. Applicability of the RSCM geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context: The Jebilet massif case study (Variscan Belt, Morocco), Lithos, 256–257, 1–12, doi:10.1016/j.lithos.2016.04.007.

- Delgado Martin, J., Soler i Gil, A. 2010. Ilvaite stability in skarns from the northern contact of the Maladeta batholith, Central Pyrenees (Spain). European Journal of Mineralogy 22(3), 363-380, doi.org/10.1127/0935-1221/2010/0022-2021.

- Deloule, E., Alexandrov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B., Barbey, P. 2002. In-situ U-Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France; the Canigou Orthogneisses. International Journal of Earth Sciences 91(3), 398-405, doi: 10.1007/s00531-001-0232-0.

- Demange, M., Pascal, M. L., Raimbault, L., Armand, J., Forette, M. C., Serment, R., Touil, A. 2006. The Salsigne Au-As-Bi-Ag-Cu Deposit, France. Economic Geology, 101, 199-234.

- Denat, J.G. 2007. L'épopée minière à Salau 1960-2000 Saint-Girons. 83p.

- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P. 2007. The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust, Terra Nova, 19(6), Pages 445-453, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00770.x.

- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G. 2008. Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France), J. Struct. Geol., 30(9), 1138–1149, doi:10.1016/j.jsg.2008.05.006.

- Denèle, Y., Olivier P., Gleizes G., Barbey P., 2009a. Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). Tectonophysics, 477 (3–4), 244–261. doi:10.1016/j.tecto.2009.04.033.

- Denèle, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelleter, E., Olivier, P., Gleizes, G., 2009b. Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees, Bull. Soc. Geol. Fr., 180 (3), 209–216. doi:10.2113/gssgfbull.180.3.209.

- Denèle, Y., Paquette, J.L., Olivier, P., Barbey, P. 2011. Permian granites in the Pyrenees: The Aya pluton (Basque Country). Terra nova 24(2); 105-113. doi:10.1111/j.13653121.2011.01043.x.

- Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.L., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P., 2014. Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. Geological Society of London 405, 265–287. doi:10.1144/SP405.5.

- Déramond, J., 1970. Tectoniques superposées dans le Paléozoïque du Haut-Salat (Pyrénées Ariégeoises), Thèse de 3ème cycle, Univ. Toulouse, France.

- Derré, C. 1973. Relations chronologiques entre la mise en place du granite de Salau (Haute Vallée du Salat, Pyrénées ariégeoises) et les déformations du Paléozoïque de la région. C. R. Acad. Sc. Paris, 277(D), 1279-1281.

- Derré, C., Charuau, D. 1976. Place des minéralisations de plomb-zinc liées aux strates et des skarns à scheelite dans l'histoire structurale de la région de Carboire et Salau. Mémoire SGF hors-série 7, 175-180.

- Derré, C., Krilatov, S. 1976. Comparaison entre la série de Salau (Ariège) et d'autres séries du Dévonien de la partie centrale des Pyrénées. Un caractère original de la partie inférieure du Dévonien : présence de phosphates. C.R. Acad. Sci. Paris 282(D), 2051-2054.

- Derré, C. 1978. Le gisement de Salau dans son cadre géologique (Ariège, Pyrénées). Sc. Terre, Nancy, 1, 5-68.

- Derré, C. 1979. Le gisement de scheelite de Salau (Ariège, France). Chronique de la recherche minière, BRGM éditions, Orléans 450, 19-27.

- Derré, C. 1980. Métallotectes de répartition de la scheelite à Salau. In Johan, Z. éd. Minéralisations liées aux granitoïdes. Mémoires BRGM 99, 251-258.

- Derré, C., Fonteilles, M., Nansot, Y.L. 1980. Le gisement de scheelite de Salau, (Ariège, Pyrénées). 26ème CGI Gisements français, Paris, Fasc. E9, 42 p.

- Derré, C. 1982. Caractéristiques de la distribution des gisements à étain et tungstène dans l'Ouest de l'Europe. Mineral. Deposita 17, 55-77.

- Derré, C., Lécolle, M., Roger, G. 1982. Processus de concentration dans les magmas granitiques à étain-tungstène. Doc. BRGM 47, 169-222.

- Derré, C. 1983. La province à Sn-W Ouest européenne. Histoire de divers types de gisements du massif Central, des Pyrénées et du Portugal. Distribution des gisements. Thèse de Doctorat d'état, Université Pierre et Marie Curie, 2 volumes, 345 p. et 421 p.

- Derré, C., Lafitte, M., Maury, R. 1984. Etude des minéralisations sulfurées du gisement de Salau, Pyrénées (France) et de ses environs. Mineralium deposita 19, 176-182.

- Derré, C., Lécolle, M., Roger, G., de Freitas, Tavares, Carvalho, J., 1986. Tectonics, magmatism, hydrothermalism and sets of flat joints locally filled by Sn–W aplite-pegmatite and quartz veins; southeastern border of the Serra de Estrela granitic massif (Beira Baixa, Portugal). Ore Geol. Rev. 1, 43-56.

- Derré, C., D'Arco, P., Ragu, A. 2014. Le gisement de skarns à scheelite de Salau (Ariège, Pyrénées). Etat des connaissances métallogéniques et minières sur le gisement et perspectives. Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire ISTEP-4, place Jussieu. Paris, 45 p.

- Destombes, J.P., Guitard, G., Lougnon, J. 1951. Présence de scheelite dans les zones de contact des granites hercyiens des Pyrénées. C.R. Acad. Sci. Paris 233 (D), 1380-1381.

- Dias, R., Ribeiro, A., Romão, J., Coke, C., Moreira, N. 2016. A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetic models, Tectonophysics 681, 170–194, doi:10.1016/j.tecto.2016.04.011.

- Dick, L.A., Hodgson, C.J. 1982. The MacTung W-Cu (Zn) contact metasomatic and related deposits of the northeastern Canadian Cordillera. Economic Geology 77, 845-867.

- Díez Fernández, R., Catalán, M., Ramón, J., Arenas Martín, R., Abati Gómez, J. 2011. Tectonic evolution of a continental subduction-exhumation channel: Variscan structure of the basal allochthonous units in NW Spain, Tectonics 30(3), doi:10.1029/2010TC002850.

- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Barreiro, J.G., Arenas, R. 2012. Extensional Flow during Gravitational Collapse: A Tool for Setting Plate Convergence (Padrón Migmatitic Dome, Variscan Belt, NW Iberia), J. Geol. 120(1), 83–103, doi:10.1086/662735.

- Ding, T., Ma, D., Lu, J., Zhang, R. 2018. Garnet and scheelite as indicators of multi-stage tungsten mineralization in the Huangshaping deposit, southern Hunan province, China. Ore Geology Reviews 84, 193-211. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.029

- Dommanget, A. 1977. Le cadre géologique des niveaux minéralisés (Pb-Zn) du Paléozoïque de la zone Axiale des Hautes-Pyrénées ariégeoises (secteur d'Aulus - Port d'Aula). Thèse de 3ème cycle, université de Paris VI, 205p.

- Druguet, E., Huttonb, D.H.W. 1998. Syntectonic anatexis and magmatism in a mid-crustal transpressional shear zone: an example from the Hercynian rocks of the eastern Pyrenees. Journal of Structural Geology 20(7), 905-916, doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00017-0.

- Druguet, E., Castro, A., Chichorro, M., Pereira, M.F., Fernández, C. 2014. Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees, Geol. Mag., 151(6), 1095–1114, doi:10.1017/S0016756814000041.

- Ducoux, M. 2017. Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées. Thèse de 3ème cycle, Université d'Orléans, 642p.

- Duthou, J.L. 1978. Les granitoïdes du Haut Limousin (Massif central français), chronologie Rb/Sr de leur mise en place; le thermo-métamorphisme carbonifère. Bulletin de la Société Géologique de France 20, 229-235.

- Duuring, P., Cassidy, K.F., Hagemann, S.G. 2007. Granitoid-associated orogenic, intrusion-related, and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia. Ore Geology Reviews 32(1-2), 157-186, doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.11.001.

E

- Edel, J.B., Schulmann, K., Lexa, O., Diraison, M., Géraud, Y. 2015. Permian clockwise rotations of the Ebro and Corso-Sardinian blocks during Iberian–Armorican oroclinal bending: Preliminary paleomagnetic data from the Catalan Coastal Range (NE Spain). Tectonophysics, 657, 172–186, doi:10.1016/j.tecto.2015.07.002.

- Eichhorn, R., Höll, R., Loth, G., Kennedy, A. 1999. Implications of U–Pb SHRIMP zircon data on the age and evolution of the Felbertal tungsten deposit (Tauern Window, Austria). International Journal of Earth Sciences volume 88(3), 496 – 512.

- Emmons, W.H. 1926. Relations of metalliferous lode systems to igneous intrusions. Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgy and Engineering 74, 29-70.

- Emmons, W.H., 1933. On the mechanism of the deposition of certain metalliferous lode systems associated with granitic batholiths, in Ore deposits of the western States: New York, American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 327–349.

- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. Economic Geology 75th Anniversary Volume, 317–391.

- Einaudi, M.T., Burt, D.M., 1982. Introduction-terminology, classification, and composition of skarn deposits. Econ. Geol. 77, 745-754.

- Eldursi, K., Branquet, Y., Guillou-Frottier, L., Marcoux, E., 2009. Numerical investigation of transient hydrothermal processes around intrusions: Heat-transfer and fluid-circulation controlled mineralization patterns. Earth and Planetary Science Letters, 288, 70–83.

- Escande, B., Fortuné, J.P., Permiugeat, F. 1981. Minéralisations barytiques et leurs relations avec l'encaissant dans la région de Pierrefitte-Arrens (Hautes Pyrénées). Compte Rendu D. G. R. S. T. Action concertée : valorisation des ressources: du sous-sol. N°78-7-0209.

- Escande, B., Majesté-Menjoulas, C. 1985. Âge dévonien moyen à supérieur de la succession calcaréo-détritique à minéralisations stratiformes de la région d'Arrens (Hautes Pyrénées). Bull. Soc. Géol. Fr. 8, l, 2, 277-279.

- Esteban, J.J., Aranguren, A., Cuevas, J., Hilario, A., Tubía, J.M., Larionov, A., Sergeev, S. 2015. Is there a time lag between the metamorphism and emplacement of plutons in the Axial Zone of the Pyrenees?, Geol. Mag., 152(5), 935–941. doi:10.1017/S001675681500014X.

- Evans, N.G. 1993, Deformation during the emplacement of the Maladeta granodiorite, Spanish Pyrenees, These de 3ème cycle, Univ. Leeds.

- Evans, N.G., Gleizes, G., Leblanc D., Bouchez J.L. 1997. Hercynian tectonics in the Pyrenees: a new view based on structural observations around the Bassiès granite pluton, J. Struct. Geol., 19(2), 195–208, doi:10.1016/S0191-8141(96)00080-6.

F

- Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.L., de Saint Blanquat, M., Remy, P. 2014. In situ LA-ICP-MS U-Pb titanite dating of Na-Ca metasomatism in orogenic belts; the North Pyrenean example. International Journal of Earth Sciences 103(3), 667-682, doi: 10.1007/s00531-013-0978-1.

- Faure, M. 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, Tectonics 14(1), 132–153, doi:10.1029/94TC02021.

- Faure, M., Mézème E.B., Duguet, M., Cartier, C., Talbot, J.Y. 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain, in The Southern Variscan Belt, edited by R. Carosi et al., J. Virtual Explorer, 19, Paper 4.

- 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 Armoricain, Tectonics, 27(2), TC2005. doi:10.1029/2007TC002115.

- Faure, M., Lardeaux, J.M., Ledru, P. 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central, Comptes Rendus Geosci., 341(2–3), 202–213. doi:10.1016/j.crte.2008.12.001.

- Fayek, M., Kyser, T.K., Riciputi, L.R., 2002. U and Pb isotope analysis of uranium minerals by ion microprobe and the geochronology of the McArthur River and Sue Zone uranium deposits, Saskatchewan, Canada. The Canadian Mineralogist 40, 1553–1569.

- Fernández-Suárez, J., Dunning, G.R., Jenner, G.A., Gutiérrez-Alonso, G. 2000. Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U–Pb geochronology of granitoids, J. Geol. Soc. 157(3), 565–576, doi:10.1144/jgs.157.3.565.

- Fernández-Suárez, J., Gutierrez-Alonso, G., Johnston, S.T., Jeffries, T.E., Pastor-Galán, D., Jenner, G.A. Murphy, J.B. 2011. Iberian late-Variscan granitoids: Some considerations on crustal sources and the significance of "mantle extraction ages," Lithos, 123(1–4), 121–132, doi:10.1016/j.lithos.2010.09.010.

- Ferrari, A., Robertson, J. 2000. Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. Physical Review B 61, 14095–14107. doi.org/10.1103/PhysRevB.61.14095.

- Ferreiro Mählmann, R., Petrova, T.V., Pironon, J. et al. 2002. Transmission electron microscopy study of carbonaceous material in a metamorphic profile from diagenesis to amphibolite facies (Bündnerschiefer, Eastern Switzerland). Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 82, 253–272.

- 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, doi:10.2478/v10096-009-0014-3.

- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L. 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, Earth Planet. Sci. Lett., 173(3), 157–170, doi:10.1016/S0012-821X(99)00225-3.

- Fonteilles, M., Machairas, G. 1968. Eléments d'une description pétrographique et métallogénique du gisement de scheelite de Salau (Ariège) 2ème série. Bull. BRGM 3, 62-85.

- Fonteilles, M., Guiraudie, C., Passaqui, B., Prouhet, J.P. 1969. Un nouveau type de minéralisation en tungstène et sulfures dans les Pyrénées Françaises. Chron. Rech. Min. 386, 255-262.

- Fonteilles, M., Guy, B., Soler, P. 1980. Etude du processus de formation des gîtes de skarns de Salau et de Costabonne. Mémoires du BRGM 99, 259-282.

- Fonteilles, M., Nansot, L., Soler, P., Zahm, A. 1988. Ore controls for the Salau Scheelite Deposit (Ariège, France): Evolution of ideas and present state of knowledge: Soc. Geology Appl. Mineral Deposits Spec. Pub. 6, Berlin-New York: Springer-Verlag, 95-116.

- Fonteilles, M., Soler, P., Demange, M., Derré, C., Krier-Schellen, A.D., Verkaeren, J., Guy, B., Zahm, A. 1989. The scheelite skarn deposit of Salau (Ariège, French Pyrenees). Economic Geology, 84, 1172-1209.

- Förster, H.J., Romer, R.L. 2010. Carboniferous magmatism. In Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (eds. U. Linnemann and R. L. Romer). Schweizerbart, Stuttgart, 287-308.

- Fortuné J.P., Tollon, F. 1980. La Montagne Noire. In G. Pouit et J.P. Fortuné: Métallogénie comparée des Pyrénées et du Sud du Massif Central. 26ème C.G.1., G22, 109-128.

- Fourel, F., Lécuyer, C., Martineau, F., Seris, M. 2014. Simultaneous N, C, S isotopic analyses using new purge and trap EA-IRMS technology. Rapid Communications in Mass Spectrometry 28: 2587-2594.

- Franěk, J., Schulmann, K., Lexa, O., Tomek, Č., Edel, J.B. 2011. Model of syn-convergent extrusion of orogenic lower crust in the core of the Variscan belt: implications for exhumation of high-pressure rocks in large hot orogens, J. Metamorph. Geol., 29(1), 53–78. doi:10.1111/j.1525-1314.2010.00903.x.

- Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. 2000. Orogenic processes; quantification and modelling in the Variscan Belt. Geological Society Special Publications 179, 459p.

- Franke, W., Murphy, J.B., Nance, R.D., Dostal, J., Quesada, C. 2014. International Journal of Earth Sciences 103(5), 1471-1499, doi: 10.1007/s00531-014-1014-9.

- Franke, W., Cocks, L., Robin M., Torsvik, T.H. 2017. GR Focus Review: The Palaeozoic Variscan oceans revisited. Gondwana Research 48, 257-284, doi: 10.1016/j.gr.2017.03.005.

- Frei, R., Nägler, T.F., Schönberg, R., Kramers, J.D., 1998. Re-Os, Sm-Nd, U-Pb, and stepwise lead leaching isotope systematics in shear-zone hosted gold mineralization: Genetic tracing and age constraints of crustal hydrothermal activity. Geochimica et Cosmochimica Acta 62, 1925–1936.

- French, B.M. 1964. Graphitization of organic material in a progressively metamorphosed Precambrian iron formation. Science, 146, 917–918.

- Fréville, K. 2016. L'orogenèse varisque dans les massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (Alpes occidentales françaises) : rôle de la fusion partielle et du plutonisme dans la structuration de la croûte continentale. Thèse de 3ème cycle, Université d'Orléans.

- Froehlich, F. 1970. Les montagnes du Sud d'Arrens (Hautes-Pyrénées) : étude géologique et métallogénique. Thèse de 3ème cycle, Paris VI.

- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 42 (11), 2033–2048.

G

- Gama, S. 2000. Evénements métallogéniques à W-Bi (Au) à 305 Ma en Châtaigneraie du Cantal : apport d'une analyse multi-spectrométrique (micro PIXE-PIGE et Raman) des minéraux et des fluides occlus à l'identification des sources de fluides hydrothermaux. Ph.D. thesis, Université d'Orléans, France, 249 p.

- Gapais, D. 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators, Geology, 17(12), 1144–1147. doi:10.1130/00917613(1989)017<1144:SSWDGM>2.3.CO;2.

- 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, C. R. Acad. Sci. Sér. 2, 316(8), 1123–1129.

- Gapais, D., Brun, J.P., Gumiaux, C., Cagnard, F., Ruffet, G., Veslud, C.L.C.D. 2015. Extensional tectonics in the Hercynian Armorican belt (France). An overview, Bull. Soc. Géol. Fr. 186(2–3), 117–129, doi:10.2113/gssgfbull.186.2-3.117.

- García Sansegundo, J. 1992. Estratigrafía y estructura de la zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça. Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero, ITGE, 103(1-3), 1-290.

- García-Sansegundo, J., Poblet, J. 1999. Discussion on syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism, J. Geol. Soc., 156(3), 651–652, doi:10.1144/gsjgs.156.3.0651.

- García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J.L., Clariana, P. 2011. Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif, Geol. Soc. London. Spec. Publ. 349(1), 169–184, doi:10.1144/SP349.9.

- García-Sansegundo, J., Martin-Izard, A., Gavaldà, J. 2014. Structural control and geological significance of the Zn-Pb ores formed in the Benasque Pass area (Central Pyrenees) during the post-late Ordovician extensional event of the Gondwana margin. Ore Geology Reviews, 56, 516-527.

- Gébelin, A., Brunel, M., Monié, P., Faure, M., Arnaud, N. 2007. Transpressional tectonics and Carboniferous magmatism in the Limousin, Massif Central, France: Structural and $^{40}Ar/^{39}Ar$ investigations, Tectonics, 26(2), 27, doi:10.1029/2005tc001822.

- Gébelin, A., Roger, F., Brunel, M. 2009. Syntectonic crustal melting and high-grade metamorphism in a transpressional regime, Variscan Massif Central, France, Tectonophysics 477(3-4), 229-243. doi:10.1016/j.tecto.2009.03.022.

- Gelot, J.-L., Le Masne, D., Ogier, M. 1981. Etudes géophysiques dans cinq forages de Salau et d'Aulus-les-bains (Ariège). Rapport BRGM 81-SGN-746-GPH, Orléans, 22 p.

- George, L.L., Cook, N.J., Ciobanu, C.L. 2016. Partitioning of trace elements in cocrystallized sphalerite–galena–chalcopyrite hydrothermal ores. Ore Geology Reviews 77, 97-116.

- Gerstner, M.R., Bowman, J.R., Pasteris, J.D., 1989. Skarn formation at the McMillan Pass tungsten deposit (MacTung), Yukon and Northwest territories. 1. P-T-X-V characterization of the methane-bearing, skarn-forming fluids. Can. Miner. 27, 545–563.

- Ghaderi, M., Palin, J.M., Campbell, I.H., Sylvester, P.J., 1999. Rare earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold deposits in the Kalgoorlie-Norseman region, Western Australia. Economic Geology, 94, 423–437.

- Giacomini, F., Braga, R., Tiepolo, M., Tribuzio, R. 2006. New constraints on the origin and age of Variscan eclogitic rocks (Ligurian Alps, Italy), Contrib. Mineral. Petrol. 153(1), 29–53, doi:10.1007/s00410-006-0131-2.

- Gibert, F., Moine, B., Schott, J., Dandurand, J.L. 1992. Modeling of the transport and deposition of tungsten in the scheelite-bearing calc-silicate gneisses of the Montagne Noire, France. Contributions to Mineralogy and Petrology 112(2–3), 371–384.

- Gibson, R.L. 1991. Hercynian low-pressure-high-temperature regional metamorphism and subhorizontal foliation development in the Canigou massif, Pyrenees, France—Evidence for crustal extension, Geology, 19(4), 380–383, doi:10.1130/00917613(1991)019<0380:HLPHTR>2.3.CO;2.

- Gleizes, G., 1992. Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta. Thèse de 3ème cycle de l'université Sabatier de Toulouse, France.

- Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.L. 1997. Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen, Terra Nova, 9(1), 38–41, doi:10.1046/j.13653121.1997.d01-9.x.

- Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, P., Bouchez, J.L. 1998a. Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets–Panticosa (Pyrenees), J. Struct. Geol., 20(9–10), 1229–1245. doi:10.1016/S0191-8141(98)00060-1.

- Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.L. 1998b. The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression, Geol. Soc. London Spec. Publ., 135(1), 267–273. doi:10.1144/GSL.SP.1998.135.01.17.

- Gleizes, G., Leblanc, D., Olivier, P., Bouchez, J. 2001. Strain partitioning in a pluton during emplacement in transpressional regime: the example of the Néouvielle granite (Pyrenees), Int. J. Earth Sci. 90(2), 325–340, doi:10.1007/s005310000144.

- Gleizes, G., Crevon, G., Asrat, A., Barbey, P. 2006. Structure, age and mode of emplacement of the Hercynian Bordères-Louron pluton (Central Pyrenees, France). International Journal of Earth Sciences 95(6), 1039–1052, doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1007/s00531-006-0088-4.

- Gloaguen, E., Chauvet, A., Branquet, Y., Gerbeaud, O., Ramboz, C., Bouchot, V., Lerouge, C., Monié, P., Cathelineau, M., Boiron M.C., Marignac, C., Pourraz, N., Fourcade, S., Ruffet, G., Iglesias Ponce de León, M., 2003. Relations between Au/Sn-W mineralizations and late Hercynian granite: preliminary results from the Schistose Domain of Galicia-Trás-os-Montes Zone, Spain. In: Eliopoulos, D. et al. (Eds.), 7th Biennal SGA meeting – Mineral Exploration and Sustainable Development, Athens, Greece, 271–274.

- Gloaguen, E. 2006. Apports d'une étude intégrée sur les relations entre granites et minéralisations filoniennes (Au et Sn-W) en contexte tardi-orogénique (Chaîne Hercynienne, Galice centrale, Espagne). Ph.D. thesis, Université d'Orléans, France, 574p.

- Gloaguen, E., Tourlière, B. 2016. Revalorisation du potential français. Méthodes prédictives appliquées à la province à antimoine du Massif armoricain. Rapport BRGM RP-65534-FR, 58p.

- Goldschmidt, V.M. 1911. Die Kontaktmetamorphose in Kristianiagebiete. Skr. Norske Vidensk.-Akad. i Oslo, Mat.-naturv. Kl., 11. 405 p.

- Goldfarb, R.J., Groves, D.I. Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. Ore Geology Review 18(1-2), 1-75. doi.org/10.1016/S0169-1368(01)00016-6.

- Goldfarb, R.J., Groves, D.I. 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. Lithos 233, 2-26. doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.011.

- Grew, E.S. 1974. Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. Journal of Geology, 82, 50–73.

- Grönvold, F., Haraldsen, H. 1952. On the phase relations of synthetic and natural pyrrhotites. Acta Chem. Scand. 6, 1452-1469.

- 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 relationships to other deposit types. Ore Geology Reviews 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. Economic Geology 98, 1-29.

- Groves, D.I., Santosh, M. 2015. The giant Jiaodong gold province: the key to a unified model for orogenic gold deposits? Geosci. Front, 1-9.

- Guedes, A., Noronha, F., Prieto, A.C. 2005. Characterization of dispersed organic matter from lower Palaeozoic metasedimentary rocks by organic petrography, X-ray diffraction and micro-Raman spectroscopy analyses. International Journal of Coal Geology 62, 237–249.

- Guérangé-Lozes, J. 1981. Skarns Pyrénées, étude des déformations de la zone Ouest-Salau (Ariège). Rapport BRGM 81-SGN-885-GEO, Orléans, 20 p.

- Guérangé-Lozes, J., Burg, J.P. 1990. Les nappes varisques du sud-ouest du Massif Central. BRGM, Géologie de la France 3-4, 71-106.

- Guiollard, P.C. 2004. Guide pratique du chercheur d'or en France (2ème édition). Editions BRGM, 128p.

- Guiollard, P.C. 2009. L'industrie minière de l'antimoine et du tungstène : émergence, prospérité et disparition des exploitations de France métropolitaine aux XIXe et XX siècles. Thèse de doctorat, Université de Mulhouse, 400p.

- Guiraudie, C., Prouhet, J.-P., Passaqui, B., Lorang, M. 1960. Campagne de prospection en 1960 sur les calcaires du Caradoc de l'Ariège. Rapport BRGM BRGG-A1760, Orléans, 23 p.

- Guiraudie, C., Passaqui, B., Prouhet, J.-P. 1963. Le gisement de Salau (Ariège), résultats généraux de la recherche au 01/11/1963. Rapport BRGM 63-DRMM-A-011, Orléans, 7 p.

- Guiraudie, C., Passaqui, B., Prouhet, J.-P. 1964. Le gisement de tungstène (scheelite) de Salau (Ariège). Rapport BRGM DRMM-64-A2, Orléans, 95 p.

- Guitard, G. 1954. Classification, position et âge des gîtes métallifères dans les Pyrénées Orientales. C.R. somm. Soc. Géol. Fr. 4, 172-177.

- Guitard, G. 1955. Contrôles régionaux pour une recherche des gîtes de scheelite dans les Pyrénées. Revue Indust. Minér. Paris, numéro spécial, 85-94.

- Guitard, G., Laffitte, P. 1960. Les calcaires métamorphiques et les skarns du Pic de Costabonne (Pyrénées-Orientales). Sciences de la Terre Nancy 6(I-II), 57-137.

- Guitard, G., Geyssant, J., Laumonier, B. 1984. Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 1ère partie: analyse géométrique et chronologie des phases superposées. Relations avec le granite de Mont-Louis et le métamorphisme régional, Géol. Fr. 4, 95–125.

- Gulson, B.L., Jones, M.T., 1992. Cassiterite: potential for direct dating of mineral deposits and a precise age for the Bushveld complex granites. Geology 20, 355–358.

- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Weil, A.B. 2004. Orocline triggered lithospheric delamination, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 383, 121–130, doi:10.1130/0-8137-23833(2004)383[121:OTLD]2.0.CO;2.

- 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 30(5), TC5008, doi:10.1029/2010TC002845.

- Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S.T., Weil, A.B., Pastor-Galán, D., Fernández-Suárez, J. 2012. Buckling an orogen: The Cantabrian Orocline, GSA Today 22(7), 4–9, doi:10.1130/GSATG141A.1.

- Guy, B. 1979. Pétrologie et géochimie isotopique (S, C, O) des skarns de Costabonne. Thèse Doct. Ing. Ecole des Mines de Paris.

- Guy, B. 1988. Contribution à l'étude des skarns de Costabonne (Pyrénées Orientales, France) et la théorie de la zonation métasomatique. Thèse de doctorat d'état de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris.

- Guy, B., Sheppard, S.M. Fouillac, A.M., Le Guyader, R., Toulhoat, P., Fonteilles, M. 1988. Geochemical and isotopic (H, C, O, S) studies of barren and tungsten bearing skarns of the French Pyrenees. Soc. Geology Appl. Mineral Deposits, spec. pub. 6, 53-75.

- Guy, B., Faure, N., Le Loch, G., Varenne, J.L., 1988. Etude microthermométrique des inclusions fluides des skarns a tungstène de Costabonne (Pyrénées, France): quelques résultats. C.R. Acad. Sci. 307(II), 33–38.

- Gvozdev, V.I., 2007. Ore-magmatic systems of scheelite-sulfide skarn deposits in the East of Russia. Sci. D. Thesis, Vladivostok: Far East Geol. Inst., 54p.

H

- Halter, W.E., Webster, J.D. 2004. The magmatic to hydrothermal transition and its bearing on ore-forming systems. Chemical Geology 210(1-4), 1-6, doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.001.

- Hammarstrom, J.M., Zen, E.A., 1986. Aluminum in hornblende; an empirical igneous geobarometer. Am. Mineral. 71 (11–12), 1297–1313.

- Hara, H., Wakita, K., Ueno, K., Kamata, Y., Hisada, K., Charusiri, P., Charoentitirat, T, Chaodumrong, P. 2009. Nature of accretion related to Paleo-Tethys subduction recorded in northern Thailand: Constraints from mélange kinematics and illite crystallinity. Gondwana research 16, 310-320.

- Harley, S.L., Kelly, N.M., Möller, A. 2007. Zircon behavior and the thermal histories of mountain chains. Elements, 25-30.

- Harlaux, M. 2016. Les systèmes métallogéniques hydrothermaux à tungstène et métaux rares (Nb, Ta, Sn) dans le contexte orogénique fini varisque : exemple du Massif Central Français. Thèse de 3ème cycle, Université de Lorraine, 578p.

- 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. Mineralium deposita 53 (1), 21–51.

- Harris, M. 1980. Gold mineralization at the Salave gold prospect, north-west Spain: Institution of Mining and Metallurgy (London). Transactions, Applied Earth Sciences, sec. B, 89, B1-B4.

- Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, I. 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. Geochimica et Cosmochimica Acta 49, 2461–2468, doi.org/10.1016/0016-7037(85)90246-7.

- Harrison, T.M., Celerier, J., Aikman, A.B., Hermann, J., Heizler, M.T. 2009. Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. Geochimica et Cosmochimica Acta 73(4), 1039-1051, doi: 10.1016/j.gca.2008.09.038.

- Hart, C.J.R., Goldfarb, R.J., Lewis, L.L., Mair, J.L., 2004a. The northern cordilleran mid-Cretaceous plutonic province: ilmenite/magnetite-series granitoids and intrusion-related mineralization. Resour. Geol. 54, 253-280.

- Hart, C.J.R., Mair, J.L., Goldfarb, R.J., Groves, D.I., 2004. Source and redox controls on metallogenic variations in intrusion-related ore systems, Tombstone Tungsten Belt, Yukon Territory, Canada. Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci. 95, 339–356.

- Hart, C.J.R., 2005. Classifying, distinguishing and exploring for intrusion-related gold systems. The Gangue 87(1), 4–9.

- Hart, C., Goldfarb, R. 2005. Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems. Proceedings of Scientific Conference on Minerals, New Zealand.

- Hart, C.J.R., 2007. Reduced intrusion-related gold systems. In: Goodfellow, W.D. (Ed.) Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geol Assoc Canada, Mineral Deposits Division, Spec. Publ. 5, 95–112.

- Hartkopf-Fröder, C., Königshof, P., Littke, R., Schwarzbauer, J. 2015. Optical thermal maturity parameters and organic geochemical alteration at low grade diagenesis to anchimetamorphism: A review. International Journal of Coal Geology 150–151, 74-119

- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Reynolds, T.J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. Econ. Geol. 93, 373–404.

- Heinrich, C.A. 1990. The chemistry of hydrothermal tin-(tungsten) ore deposition. Economic Geology, 85, 457-481.

- Heinrich, C.A., Günther, D., Audétat, A., Ulrich, T., Frischknecht, R. 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. Geology 27(8), 755-758, doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0755:MFBMBA>2.3.CO;2.

- Henry, B., Rouveyrol, P. 1978. Ressources minières françaises - Tome 1 - Les gisements de tungstène (situation en 1977). Rapport BRGM 77-SGN-687-GMX, Orléans, 35 p.

- Henry, D.J., Guidotti, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite grade metapelites of NW Maine, American mineralogist, 70, 1-15.

- Hernández Enrile, J.L. 1991. Extensional tectonics of the toledo ductile-brittle shear zone, central Iberian Massif, Tectonophysics, 191(3), 311–324, doi:10.1016/00401951(91)90064-Y.

- Hibbard, M.J., 1980. Indigenous source of late-stage dikes and veins in granitic plutons. Econ. Geol. 75, 410-423.

- Hilchie, L.J., Jamieson, R.A. 2014. Graphite thermometry in a low-pressure contact aureole, Halifax, Nova Scotia. Lithos 208–209, 21–33, doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.015.

- Hodgson, C.J., 2000. Exploration Potential at Cantung Mine, District of Mackenzie, NWT. Andean Engineering.

- Hoefs, J., 1997. Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, p. 201.

- Höll, R., Maucher, A., Westenberger, H. 1972. Synsedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata- and time-bound scheelite deposits of kleinarltal and felbertal in the eastern Alps. Mineralium Deposita 7(2), 217-226, doi.org/10.1007/BF00207156.

- Höll, R., Ivanova, G., Grinenko, V. 1987. Sulfur isotope studies of the felbertal scheelite deposit, eastern Alps. Mineralium Deposita 22(4), 301-308, doi.org/10.1007/BF00204523.

- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. Am. Mineral. 72 (3–4), 231–239.

- Horstwood, M.S.A., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J. and Schoene, B. 2016 Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. Geostandards and Geoanalytical Research 40, 311-332.

I

- Innocent, C., Briqueu, L., Cabanis, B. 1994. Sr-Nd isotope and trace-element geochemistry of late Variscan volcanism in the Pyrenees; magmatism in post-orogenic extension? Tectonophysics 238(1-4), 161-181.

- Innocent, C., Briqueu, L., Gilbert, J.S., Bickle, M.J., Chapman, H.J. 1995. The origin of Pyrenean Hercynian volcanic rocks (France-Spain); REE and Sm-Nd isotope constraints; discussion and reply. Chemical Geology 121(1-4), 295-300.

- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science, 8, 523–548.

- Ishihara, S. 1981. The granitoid series and mineralization. Economic Geology, 75th Anniversary Volume, 458-484.

- Ishihara, S., Sasaki, A., 1989. Sulfur isotopic ratios of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith – a reconnaissance study. Geology 17, 788–791.

- Ishihara, S., 2004. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: the magnetite-ilmenite series 30 years after. GSA Spec. Paper 389, 23–33.

- Ishihara, S., Murakami, H., 2006. Fractionated ilmenite-series granites in southwest Japan: source magma for REE-Sn-W mineralizations. Resour. Geol. 56, 245-256.

- Itaya, T. 1981. Carbonaceous material in politic schists of the Sanbagawa metamorphic belt in central – Shikoku, Japan. Lithos, 14, 215–224.

J

- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L. and Belousova, E.A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology 211, 47-69.

- Jébrak, M., Marcoux, E. 2008. Géologie des ressources minérales. Ressources minérales et Faune, Québec. Bibliothèque et Archives nationales du Québec, 667 p.

- Jégourel, Y. 2011. La sécurisation des approvisionnements en métaux stratégiques : entre économie et géopolitique. Revue internationale et stratégique, 84(4), 61-67, doi 10.3917/ris.084.0061.

- Johan, Z. 1980. Minéralisations liées aux granitoïdes. Mémoire BRGM 99.

- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. Geology 17 (9), 837–841.

- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N. & Campani, M. 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France–Spain). Tectonics 26, TC5007, doi.org/10.1029/2006TC002080.

- Joubert, M., Bouquet, C. 1987. Recherches de scheelite dans le dôme paléozoïque de Bosost. P.E.R du Bois d'Escalère (31). Historique des travaux et résultats de la campagne de sondages 1986. Rapport BRGM 87 DAM 008 OP4, 9p.

K

- Kaelin, J.-L. 1982. Analyse structurale du gisement de scheelite de Salau (Ariège, France). Thèse doct. Ing. ENSMP, Paris, 176 p.

- Kamenetsky, V.S., Naumov, V.B., Davidson, P., van Achterbergh, E., Ryan, C.G. 2004. Immiscibility between silicate magmas and aqueous fluids: a melt inclusion pursuit into the magmatic-hydrothermal transition in the Omsukchan Granite (NE Russia). Chemical Geology 210(1-4), 73-90, doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.016.

- Keith, S.B., Swan, M.M. 1987. Oxidation state of magma series in the southwestern U.S.: Implications of geographic distribution of base, precious and lithophile metal metallogeny. Geological Society of America Abstracts with Programs 19, 723-724.

- Keith, J.D., van Middelaar, W., Clark, A.H., Hodgson, C.J., 1989. Granitoid textures, compositions, and volatile fugacities associated with the formation of tungsten-dominated skarn deposits. In: Whitney, J.A., Naldrett, A.J. (Eds.), Ore Deposition Associated with Magmas. Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology 4, 235-250.

- Keith, J.D., Whitney, J.A., Hattori, K., Ballantyne, G.H., Christiansen, E.H., Barr, D.L., Cannan, T.M., Hook, C.J., 1997. The role of magmatic sulfides and mafic alkaline magmas in the Bingham and Tintic mining districts, Utah. J. Petrol. 38, 1679–1690.

- Kelly, W.C., Rye, R.O. 1979. Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. Economic Geology, 74, 1721-1822.

- Kempe, U., Belyatsky, B.V., Krymsky, R.S., Kremenetsky, A.A., Ivanov, P.A., 2001. Sm–Nd and Sr isotope systematics of scheelite from the giant Au(±W) deposit Muruntau (Uzbekistan): implications for the age and sources of Au mineralization. Mineralium Deposita 36, 379–392.

- Kempe, U., Wolf, D. (2006). Anomalously high Sc contents in ore minerals from Sn–W deposits: possible economic significance and genetic implications. Ore Geology Reviews, 28, 103-122.

- Khetchikov, L.N., Pakhomova, V.A., Gvozdev, V.I., Zhuravlev, D.Z., 1998. Isotopic age of granitoids and ores of the Lermontovskoe scheelite-sulfide skarn deposit in the Central Sikhote-Alin (Russia). Geol. Ore Deposits 40(1), 74–80.

- Khetchikov, L.N., Pakhomova, V.A., Gvozdev, V.I., Zhuravlev, D.Z., 1999. Age of mineralization and some genetic features of the Vostok-2 scheelite-sulfide skarn deposit in the Central Sikhote-Alin. Ores Metals 2, 30–36.

- Kilzi, M.A., Grégoire, M., Bosse, V., Benoît, M., Driouch, Y., de Saint Blanquat, M., Debat, P. 2016. Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the ultramafic and mafic rocks emplaced within the anatectic series of the Variscan Pyrenees: The example of the Gavarnie–Heas dome (France), C. R. Geosciences 348(2), 107–115. doi:10.1016/j.crte.2015.06.014.

- Knox, D.A., Jackson, N.J. 1990. Composite granite intrusions of SW Dartmoor, Devon. Read at the Annual Conference of the Ussher Society, January 1990, 246-250.

- Kontak, D.J., Farrar, E., McBride, S., Martin, R.F. 1995. Mineral chemistry and $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of muscovite from the East Kemptville Leucogranite, southern Nova Scotia; evidence for localized resetting of $^{40}Ar/^{39}Ar$ systematics in a shear zone. Canadian Mineralogist 33(6), 1237-1253.

- Kontak, D.J., O'Reilly, G.A., MacDonald, M.A., Horne, R.J., Smith, P.K. 2004. Gold in the Meguma Terrane, southern Nova Scotia. Is there a continuum between mesothermal lode gold and intrusion-related gold systems? Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, St. Catharines, Ontario, Abstracts Volume 29, p.374.

- Kontak, D.J., Kyser, K., 2011. A fluid inclusions and isotopic study of an intrusion related gold deposit (IRGD) setting in the 380 Ma South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada: evidence for multiple fluid reservoirs. Mineralium Deposita 46, 337–363.

- Kozlik, M., Raith, J.G., Gerdes, A. 2016. U–Pb, Lu–Hf and trace element characteristics of zircon from the Felbertal scheelite deposit (Austria): New constraints on timing and source of W mineralization. Chemical Geology 421, 112-126, doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.11.018.

- Kretschmar, U., Scott, S.D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. Canadian Mineralogist 14, 364-386.

- Kribek, B., Hrabal, J., Landais, P., Hladikova, J. 1994. The association of poorly ordered graphite, coke and bitumens in greenschist facies rocks of the Ponikla Group, Lugicum, Czech Republic: the results of graphitization on various types of carbonaceous matter. Journal of Metamorphic Geology 12, 493–503.

- Kriegsman, L.M., Aerden, D.G.A.M., Bakker, R.J., den Brok, S.W.J., Schutjens, P.M.T.M. 1989. Variscan tectonometamorphic evolution of the eastern Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees – evidence for late orogenic extension prior to peak metamorphism, Geol. En Mijnb. 68, 323–333.

- Krier-Schellen, A.D., 1988. Etude microthermométrique des inclusions fluides des différentes paragenèses du gisement de scheelite (tungstène) de Salau (Pyrénées Ariégeoises, France). Thèse de l'Université Catholique de Louvain – La Neuve, 131p.

- Kroner, U., Romer, R.L. 2010. The Saxo-Thuringian Zone – tip of the Armorican spur and part of the Gondwana plate. In Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (eds. U. Linnemann and R. L. Romer). Schweizerbart, Stuttgart, 371-394.

- Kroner, U., Romer, R.L. 2013. Two plates - Many subduction zones: The Variscan orogen reconsidered. Gondwana Research 24(1), 298-329, doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.001.

- Kwak, T.A.P., White, A.J.R., 1982. Contrasting W-Cu-Mo and W-Sn-F skarn types and related granitoids. Min. Geol. 32, 339–351.

- Kwak, T.A.P., 1986. Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits). J. Metamorphic Geol. 4, 363–368.

L

- Labbé, J. 2016. Les limites physiques de la contribution du recyclage à l'approvisionnement en métaux. Annales des Mines - Responsabilité et environnement, 82(2), 45-56.

- Laforêt, C., Monchou, P., Oudin, E., Tollon, F. 1983. Inventaire minéralogique de la France n°11 : Ariège (09); tome 1, bassin versant du Salat. Collection Pierrot du BRGM, 192p.

- Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, S., Dautria, J.M., 2016. Tectonics, tectonophysics: Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and

carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). Comptes rendus – Géoscience 348 (3–4), 290–300.

- Lago, M., Arranz, E., Procovi, A., Gale, C., Gil-Imaz, A., Wilson, M., Neumann, E.R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M., Larsen, B.T. 2004. Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, central Spain, and its relationship to extensional tectonics. Geological Society Special Publications 223, 465-490.

- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffé, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). Terra Nova 22, 354–360. doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x.

- Lahfid, A., Delchini, S., Lacroix, B., Hoareau, G., Bourrat, X. 2014. Evaluation du degré de maturité de la matière organique par spectroscopie Raman: extension du géothermomètre RSCM vers la gamme 100-200C. 24ème Réunion des Sciences de la Terre : RST 2014, Pau, France. 30-31.

- Lamouroux, C., Soula, J.C., Deramond, J., Debat, P., White, S.H. 1980. Shear zones in the granodioritic massifs of the central Pyrenees and the behavior of these massifs during the Alpine orogenesis. Journal of Structural Geology 2(1-2), 49-53.

- Lamouroux, C. 1987. Les mylonites des Pyrénées. Classification, mode de formation, évolution, Thèse d'Etat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

- Lancelot, J.R., Sarazin, G., Allègre, C.J. 1971. Composition isotopique du plomb et du soufre des galènes liées aux formations sédimentaires. Interprétations géologiques et géophysiques. Contributions to Mineralogy and Petrology, 32, 315-333.

- Landis, C.A. 1971. Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 30, 34–45.

- Lang, B., Edelstein, O., Steinitz, G., Kovacs, M., Halga, S., 1994. Ar-Ar dating of adularia; a tool in understanding genetic relations between volcanism and mineralization; Baia Mare area (Gutii Mountains), northwestern Romania. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists 89 (1), 174–180.

- Lang, J.R., Baker, T., Hart, C., Mortensen, J.K., 2000. An exploration model for intrusion-related gold systems. Soc. Econ. Geol. Newslett. 40(1), 6–14.

- Lang, J.R., Baker, T., 2001. Intrusion-related gold systems. The present level of understanding. Mineralium Deposita 36, 477–489.

- Lardeaux, J.M., Ledru, P., Daniel, I., Duchene, S. 2001. The Variscan French Massif Central—a new addition to the ultra-high pressure metamorphic "club": exhumation processes and geodynamic consequences, Tectonophysics 332(1–2), 143–167, doi:10.1016/S0040-1951(00)00253-5.

- Lardeaux, J.M. 2014. Deciphering orogeny: a metamorphic perspective Examples from European Alpine and Variscan belts: Part II: Variscan metamorphism in the French Massif Central – A review. Bulletin de la Société Géologique de France 185(5), 281-310.

- Large, D.J., Christy, A.G., Fallick, A.E. 1994. Poorly crystalline carbonaceous matter in high grade metasediments: implications for graphitization and metamorphic fluid composition. Contributions to Mineralogy and Petrology 116, 108–116.

- Laumonier, B., Guitard, G. 1986. Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. C.R. Acad. Sci. Paris, 302, 473-478.

- Laumonier, B. et coord., 1996. Cambro-Ordovicien, in Barnolas A., Chiron J.C.: "Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées," vol. 1, éditions BRGM-ITGE, 157–209.

- Laumonier, B., Marignac, C., Kister, P., 2010, Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogenèse varisque au Carbonifère supérieur, Bull. Soc. Géol. Fr., 181(5), 411–428.

- Laurent, A., Janousek, V., Magna, T., Schulmann, K., Mikova, J. 2014. Petrogenesis and geochronology of a postorogenic calc-alkaline magmatic association: the Zulova Pluton, Bohemian Massif, J. Geosci. 59(4), 415–440, doi:10.3190/jgeosci.176.

- 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, doi: 10.1007/s00531-016-1434-9.

- Lecouffe, J. 1987. Les épisodes de fracturation dans le gisement de scheelite de Salau (Ariège), Caractères géométriques et pétrologiques, relation avec la minéralisation et implications minières. Thèse doct. Ing. ENSMP, Paris, 222 p.

- Ledru, P. 1984. Evolution structurale de l'encaissant de l'apex granodioritique du pic de la Fourque (Pyrénées Ariégeoises) - Implications pour l'implantation d'un sondage. Rapport BRGM 84-SGN-296-GEO, Orléans, 9 p.

- Ledru, P., Gros, Y. 1985. Dynamique de mise en place des plutons et des minéralisations associées : exemple de l'apex granodioritique de Salau (Pyrénées Ariègeoises). Rapport BRGM 85-SGN-183-GEO, Orléans.

- Ledru, P. 1986. Perspective d'extension du gisement de scheelite de Salau (Pyrénées Ariègeoises) : Données structurales. Rapport BRGM 86-SGN-063-GEO, Orléans, 22 p.

- Ledru, P., Autran, A., 1987. Relationships between fluid circulation, ore deposition and shear zones: new evidence from the Salau scheelite deposit. Economic Geology 82, 224–229.

- Le Guen, M., Lescuyer, J.L., Marcoux, E. 1992. Lead-isotope evidence for a Hercynian origin of the Salsigne gold deposit (Southern Massif Central, France). Mineralium Deposita, 27, 129-136.

- Le Guyader, R. 1982. Eléments traces dans les skarns à scheelite et les roches associées à Costabonne (Pyrénées Orientales-France). Thèse 3ème cycle, Université Paris VI.

- Lemirre, B., Duchene, S., de Saint-Blanquat, M., Poujol, M. 2016. Etat thermique de la croûte varisque dans le massif nord-pyrénéen du Saint Barthélémy, Résumés 25e La Réun. Sci. Terre.

- Lemirre, B. 2017. Origine et développement de la thermicité dans les Pyrénées varisques, conséquences sur l'évolution du segment ouest-européen de l'orogène. Présentation powerpoint journées RGF 2017 BRGM Orléans.

- Lentz, D.R. 2015. The role of thermal constraints in extreme fractionation of felsic magmatic systems: examination of critical controls to protore and (or) ore formation. Atlantic Geology 51, 121-121, doi: 10.4138/atlgeol.2015.005.

- Lentz, C.P.E., McFarlane, C.R.M., Falck, H. 2015. Petrogenetic controls on gold mineralization within the Amber Zone at Cantung W mine, Northwest Territories, Canada. Atlantic Geology 51, 120-121. doi: 10.4138/atlgeol.2015.005.

- Lespade, P., Marchand, A., Couzi, M., Cruege, F. 1984. Caractérisation de matériaux carbonés par microspectrométrie Raman. Carbon New York 22, 375–385. doi.org/10.1016/0008-6223(84)90009-5.

- Leveille, R.A., Newberry, R.J., Bull, K.F. 1988. An oxidation state-alkalinity diagram for discriminating some gold-favorable plutons: an empirical and phenomenological approach. Geological Association of America Abstracts with Program, 20, p. A142.

- Linnen, R.L., 1998. The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li+F: constraints for mineralization in rare metal granites and pegmatites. Econ. Geol. 93, 1013-1025.

- Lopez, P. 1973. Les skarns à scheelite et les minéralisations sédimentaires du Dévonien inf. (Zn, Ba, Fe) autour du granite des Eaux-Chaudes et le long de la bordure occidentale du granite de Cauterets. Thèse 3ème cycle, UPMC Paris.

- Losantos, M., Palau, J., Sanz, J. 1985. Contribution about hercynian thrusting in the Marimanya Massif (Central Pyrenees), Tectonophysics, 129(1), 71–79, doi:10.1016/00401951(86)90246-5.

- Lougnon, J. 1949. Programme de recherches de minerais de tungstène en France. Rapport BRGM BRGG-A0281, Orléans, 51 p.

- Ludwig, K.R., Grauch, R.I., Nutt, C.J., Nash, J.T., Frishman, D., Simmons, K.R., 1987. Age of uranium mineralization at the Jabiluka and Ranger uranium deposits, Northern Territory, Australia: new U–Pb isotope evidence. Economic Geology 82, 857–874.

- Ludwig, K.R., 2012. User's Manual for a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Cent. 75.

M

- Maierova, P., Schulmann, K., Lexa, O., Guillot, S., Stipska, P., Janousek, V., Cadek, O. 2016. European Variscan orogenic evolution as an analogue of Tibetan-Himalayan Orogen; insights from petrology and numerical modeling. Tectonics 35(7), 1760-1780, doi: 10.1002/2015TC004098.

- Mair, J.L. 2004. Tectonic setting, magmatism and magmatic-hydrothermal systems at Scheelite Dome, Tombstone Gold Belt, Yukon: Critical constraints on intrusion-related gold-systems. Unpublished PhD thesis, University of Western Australia, Perth, 197 p.

- Mair, J.L., Goldfarb, R.J., Johnson, C.A., Hart, C.J.R., Marsh, E.E., 2006. Geochemical constraints on the genesis of the Scheelite Dome intrusion-related gold deposit, Tombstone gold belt, Yukon, Canada. Econ. Geol. 101, 523–553.

- Mair, J.L., Farmer, G.L., Groves, D.I., Hart, C.J.R., Goldfarb, R.J., 2011. Petrogenesis of mid-Cretaceous post-collisional magmatism at Scheelite Dome, Yukon, Canada: evidence for a lithospheric mantle source for intrusion-related gold systems. Econ. Geol. 106, 451–480.

- Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J.M., Gardien, V. 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin, Tectonophysics 177(1), 139–149, doi:10.1016/0040-1951(90)90278-G.

- Maloof, T.L., Baker, T., Thompson, J.F.N., 2001. The Dublin Gulch intrusion-related gold deposit, Tombstone Plutonic Suite, Yukon Territory, Canada. Mineralium Deposita 36, 583–593.

- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. Am. Bull. 101, 635–643.
Manning, D.A.C., Henderson, P., 1984. The behavior of tungsten in granitic melt vapor systems. Contrib. Mineral. Petrol. 86, 286–293.

- Manning, D.A.C., Henderson, P., 1984. The behavior of tungsten in granitic melt-vapor systems. Contrib. Mineral. Petrol. 86, 286-293.

- 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. Economic Geology 111, 1187-1222.

- Marcoux, E. 1987. Isotopes du plomb et paragenèses métalliques, traceurs de l'histoire des gîtes minéraux. Illustration des concepts de source, d'héritage et de régionalisme dans les gîtes français. Applications en recherché minière. Ph.D. thesis, Université de Clermont-Ferrand, Doc BRGM, 117, France, 413p.

- Marcoux, E., Moëlo, Y. 1991. Lead isotope geochemistry and paragenetic study of inheritance phenomena in metallogenesis: examples from base metal sulfide deposits in France. Economic Geology 86, 106-120.

- Marcoux, E., Joubert, M., Lescuyer, J.L. 1991. Origine des minéralisations stratiformes de la bordure du Canigou (Pyrénées Orientales), apport de la géochimie isotopique du plomb. C.R. Acad. Sci. Paris 312(II), 281-287.

- Marcoux, E., Nerci K., Branquet, Y., Ramboz, C., Ruffet, G., Peucat, J.J., Stevenson, R., Jébrak, 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. doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.01.011.

- Marcoux, E. 2017. Les mines métalliques d'Europe en 2016. Mines et Carrières hors-série 251, 5-38.

- Marcoux, E. 2017. Mines et ressources minérales en Armorique. Société de l'Industrie Minérale (SIM), 468p.

- Marignac, C., Cathelineau, M., Boiron, M.C., Fourcade, S., Vallance, J., Souhassou, M. 2000. The Q-Au lodes of W Europe: towards the definition of a Variscan-type of shear-zone hosted gold deposits. In A Geode-GeoFrance 3D Workshop on Orogenic Gold Deposits in Europe with emphasis on the Variscides (eds. V. Bouchot and R. Moritz). Doc BRGM, 297, 82-85.

- Marsh, E.E., Goldfarb, R.J., Hart, C.J.R., Johnson, C.A., 2003. Geology and geochemistry of the Clear Creek reduced intrusion-related gold occurrences, Tintina Gold Province, Yukon, Canada. Can. J. Earth Sci. 40, 681–699.

- Martínez-Catalán, J. 1990. A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe, Tectonophysics 179(3), 253–272, doi:10.1016/0040-1951(90)90293-H.

- Martínez Catalán, J.R. 2011. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike slip tectonics? Terra Nova, 23(4), 241–247, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01005.x.

- Massone, H.J., Schreyer, R. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. Contributions to Mineralogy and Petrology 96, 212–224.

- Mathieson, G.A., Clark, A.H., 1984. The CanTung E-Zone scheelite skarn orebody, Tungsten, Northwest Territories: a revised genetic model. Econ. Geol. 79, 883–901.

- Mattauer, M. 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne de pyrénéenne, Rev. Géographie Phys. Géologie Dyn., X(1), 3–12.

- Mattauer, M., Henry, J., 1974. Pyrénées. Mesozoic-Cenozoic orogenic belts — Data for orogenic studies. A.M. Spencer. Earth-Sci. Rev 11, 181–182.

- Matte, P. 1969. Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales), C.R. Acad. Sci. Ser 268(D), 1841–1844.

- Matte, P. 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe, Tectonophysics, 126(2–4), 329–374, doi:10.1016/0040-1951(86)90237-4.

- Matte, P. 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périatlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. Géol. France, 8(II), 1, 9-24.

- Matte, P. 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics, 196, 309-337.

- Matte, P. 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. Terra Nova 13(2), 122-128, doi:10.1046/j.13653121.2001.00327.x.

- Matte, P. 2007. Variscan thrust nappes, detachments, and strike-slip faults in the French Massif Central: Interpretation of the lineations, Geol. Soc. Am. Mem. 200, 391–402, doi:10.1130/2007.1200(20).

- Maughan, D.T., Keith, J.D., Christiansen, E.H., Pulsipher, T., Hattori, K., Evans, N.J., 2002. Contributions from mafic alkaline magmas to the Bingham porphyry Cu-Au-Mo deposit, Utah, USA. Miner. Deposita 37, 14–37.

- Maurel, O., Monié, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., Jolivet, M. 2008. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}Ar/^{39}Ar$ fission track and (U–Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. International Journal of Earth Sciences 97, 565–584, doi.org/10.1007/s00531-007-0179-x.

- Mc Caig, A. 1986. Thick- and thin-skinned tectonics in the Pyrenees. Tectonophysics, 129, 319–342, doi.org/10.1016/0040-1951(86)90259-3.

- McCaig, A., Miller, J.A. 1986. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of mylonites along the Mérens fault, Central Pyrenees. Tectonophysics, 129, 149–172, doi.org/10.1016/0040-1951(86)90250-7.

- McCoy, D., Newberry, R.J., Layer, P., DiMarchi, J.J., Bakke, A., Masterman, J.S., Minehane, D.L., 1997. Plutonic-related gold deposits of Interior Alaska. Econ. Geol. Monogr. 9, 191–241.

- McDowell, F.W., McIntosh, W.C., Farley, K.A., 2005. A precise $^{40}Ar–^{39}Ar$ reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. Chemical Geology 214, 249–263.

- Meinert, L.D., 1995. Compositional variations of igneous rocks associated with skarn deposits - chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: Thompson, J.F.H. (Ed.), Magmas, fluids, and ore deposits, 23. Min. Assoc. Canada Short Course Series, 401–418.

- Meinert, L.D., Hedenquist, J.W., Saton, H., Matsuhisa, Y., 2003. Formation of anhydrous and hydrous skarns in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. Econ. Geol. 98, 147–156.

- Meinert, L.D., Dipple, G.M., Nicolesku, S., 2005. World skarn deposits. Econ. Geol. 100, 299–336.

- Melleton, J., Gloaguen, E., Frei, D., 2015. Rare-elements (Li-Be-Ta-Sn-Nb) magmatism in the European Variscan Belt, a review. In Proceedings of the 13th Biennial SGA Meeting, 24–27 August 2015, Nancy, France (eds. A. S. André-Mayer, M. Cathelineau, P. Muchez, E. Pirard and S. Sindern) 2, 807–810.

- Melleton, J., Gloaguen, E., Tourlière, B., Cassard, D., Bertrand, G. 2016. Promotion des districts miniers métropolitains. Le district à tungstène de la Montagne Noire. Rapport BRGM RP-65553-FR, 88p.

- Mériaud, N., Jébrak, M. 2017. Review: From intrusion-related to orogenic mineralization: The Wasamac deposit, Abitibi Greenstone Belt, Canada. In Ore Geology Reviews 84, 289-308, doi: 10.1016/j.oregeorev.2017.01.021.

- Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Muñoz, J.A. 2009. Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone, Earth Planet. Sci. Lett., 287(3– 4), 488–503, doi:10.1016/j.epsl.2009.08.036.

- Mettetal, J.P. 1970. Etude géologique et métallogénique de la vallée de l'Ariège du Castelet aux Cabannes. Thèse 3ème cycle, Fac. Sci. Besançon, 94p.

- Mezger, J.E., Passchier, C.W. 2003. Polymetamorphism and ductile deformation of staurolite–cordierite schist of the Bossòst dome: indication for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrenees, Geol. Mag. 140(5), 595–612, doi:10.1017/S0016756803008112.

- Mezger, J.E., Passchier, C.W., Régnier, J.L. 2004. Metastable staurolite–cordierite assemblage of the Bossòst dome: Late Variscan decompression and polyphase metamorphism in the Axial Zone of the central Pyrenees, C.R. Geosciences, 336(9), 827–837, doi:10.1016/j.crte.2003.12.024.

- Mezger, J.E. 2005. Comparison of the western Aston-Hospitalet and the Bossòst domes: Evidence for polymetamorphism and its implications for the Variscan tectonic evolution of the Axial Zone of the Pyrenees, J. Virtual Explor., 19, doi:10.3809/jvirtex.2005.00122.

- Mezger, J. E. 2009. Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossòst and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees, Bull. Soc. Geol. Fr. 180(3), 199–207, doi:10.2113/gssgfbull.180.3.199.

- Mezger, J. E., Schnapperelle, S., Rölke, C. 2012. Evolution of the Central Pyrenean Mérens fault controlled by near collision of two gneiss domes, Hallesches Jahrb. Für Geowiss., 34(0), 11–30.

- Mezger, J.E., Régnier, J.L. 2016. Stable staurolite–cordierite assemblages in K-poor metapelitic schists in Aston and Hospitalet gneiss domes of the central Pyrenees (France, Andorra), J. Metamorph. Geol. 34(2), 167–190, doi:10.1111/jmg.12177.

- Michael, P.J. 1983. Chemical differentiation of the Bishop Tuff and other high-silica magmas through crystallization processes. Geology 11(1), 31-34, doi.org/10.1130/0091-7613(1983)11<31:CDOTBT>2.0.CO;2.

- Michard, A.-G., Bouquet, C. 1986. Inventaire du territoire métropolitain, recherches de tungstène dans la haute vallée du Salat (Ariège), historique et bilan des travaux à fin 1985. Rapport BRGM 86-DAM-008-OP4, Orléans, 18 p.

- Mirasol-Robert, A., Grotheer, H., Bourdet, J., Suvorosa, A., Grice, K., McCuaig, T.C., Greenwood, P.F. 2017. Evidence and origin of different types of sedimentary organic matter from a Paleoproterozoic orogenic Au deposit. Precambrian Research 299, 319-338. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.028

- Monié, P., Soliva, J., Brunel, M., Maluski, H. 1994. Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrénées, France). Age Crétacé 40Ar/39Ar et interprétation tectonique. Bulletin de la Société Géologique de France 165, 559–571.

- Monier, G., Robert, J.L., 1986. Muscovite solid solutions in the system K2O-Mgo-FeO-Al2O3-SiO2-H2O: an experimental study at 2 kbar P_{H2O} and comparison with natural Li-free white micas. Mineralogical magazine 50, 257-266.

- Morelli, R.M., Creaser, R.A., Selby, D., Kontak, D.J., Horne, R.J., 2005. Rhenium-osmium geochronology of arsenopyrite in Meguma group gold deposits, Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada: evidence for multiple gold-mineralizing events. Economic Geology 100, 1229–1242.

- Moret, J. F., Weyant, M. 1986. Datation de l'Emsien-Dévonien moyen des calcaires de Campaüs et des schistes d'Escala Alta, équivalents occidentaux de la « série de Salau » (zone axiale pyrénéenne, Haute Noguera-Pallaresa, province de Lerida, Espagne). Conséquences structurales. Comptes rendu Acad. Sci. Paris 302, 353-356.

- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E. 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence, Tectonics 33(12), 2014TC003663, doi:10.1002/2014TC003663.

- Moyroud, B., Salpeteur, I., Calvet, Y., Costargent, R. 1993. Inventaire des ressources minières du territoire métropolitain. Synthèse régionale des résultats dans les Pyrénées Orientales. Rapport BRGM R37780 DMM, 100p.

- Muñoz, J.A. 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in Thrust Tectonics, edited by K. R. McClay, pp. 235–246, Chapman & Hall, London.

- Munoz, M., Baron, S., Boucher, A., Béziat, D., Salvi, S. 2015. Mesozoic vein-type Pb-Zn mineralization in the Pyrenees: lead isotopic and fluid inclusion evidence from the Les Argentières and Lacore deposits. Comptes Rendus Geoscience, 348, 322-332.

- Mustard, R. 2001. Granite-hosted gold mineralization at Timbarra, northern New South Wales, Australia. Mineralium Deposita 36(6), 542-562.

- Mustard, R., Ulrich, T., Kamenetsky, V.S., Mernagh, T., 2006. Gold and metal enrichment in natural granitic melts during fractional crystallization. Geology 34, 85–88.

- Mutch, E. J. F., Blundy J. D., Tattitch, B. C., Cooper, F. J., Brooker, R. A., 2016. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. Contrib. Mineral. Petrol. 171, 85. https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9.

N

- Nabelek, P.I., Hofmeister, A.M., Whittington, A.G., 2012. The influence of temperature-dependant thermal diffusivity on the conductive cooling rates of plutons and temperature-time paths in contact aureoles. Earth and Planetary Science Letters 317–318, 157–164.

- Nakai, S., Halliday, A.N., Kesler, S.E., Jones, H.D., Kyle, J.R., Lane, T.E., 1993. Rb-Sr dating of sphalerites from Mississippi Valley-type (MVT) ore deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta 57, 417–427.

- Nakamura, D., 1995. Comparison and interpretation of graphitization in contact and regional metamorphic rocks. The Island Arc, 4, 112–127.

- Neace, E.R., Nance, R.D., Murphy, J.B., Lancaster, P.J., Shail, R.K. 2016. Zircon LA-ICPMS geochronology of the Cornubian Batholith, SW England. Tectonophysics 681, 332-352, doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.002.

- Nemanich, R.J., Solin, S.A. 1979. First and second order Raman scattering from finite-size crystals of graphite. Physical Review B 20, 392–401.

- Nerci, K., 2006. Les minéralisations aurifères du district polymétallique de Tighza (Maroc central): un exemple de mise en place périgranitique tard hercynienne: Thèse Université d'Orléans – Université du Québec à Montréal, 302 p.

- Newberry, R.J., Swanson, S.E., 1986. Scheelite skarn granitoids: an evaluation of the roles of magmatic source and process. Ore Geol. Rev. 1, 57–81.

- Newberry, R.J., 1998. W- and Sn-skarn deposits: a 1998 status report. In: Lentz, D.R. (Ed.), Mineralized Intrusion-related Skarn Systems. Mineral Assoc Canada Short Course 26, pp. 289–335.

- Nicaud, J. 2001. Contrôle structural de la mise en place des minéralisations aurifères du District de Saint-Yrieix-la-Perche (Massif Central français) : analyse de la fracturation et étude des altérations hydrothermales. Thèse de 3ème cycle, Université de Limoges.

- Nicol, N. 1997. Étude structurale des minéralisations Zinc - plomb du Paléozoïque du Dôme de Pierrefitte (Haute-Pyrénées). Goniométrie de texture appliquée aux minéraux transparents et opaques. Thèse 3ème cycle, Orléans.

- Normand D., Viallefond L., Wilhelm E. 2008. Preliminary evaluation of the remaining WO3 reserves of the Salau deposit (Pyrénées – France). Note technique non référencée, BRGM Orléans, 9 p.

- Nover, G., Stoll, J.B., von der Gönna, J. 2005. Promotion of graphite formation by tectonic stress – a laboratory experiment. Geophysical Journal International 160, 1059–1067.

- Nutt, C.J., Hofstra, A.H., 2007. Bald Mountain gold mining district, Nevada: a Jurassic reduced intrusion-related gold system. Econ. Geol. 102, 1129–1155.

O

-

- Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. second ed. Wiley, New York, 509–567.

- Ohmoto, H., Goldhaber, M.B., 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. third ed. John Wiley and Sons, New York, pp. 517–611.

- Okuyama-Kusunose, Y., Itaya, T. 1987. Metamorphism of carbonaceous material in the Tono contact aureole, Kitakami Mountains, Japan. Journal of Metamorphic Geology, 5, 121–139.

- Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.L., Muñóz Sáez, C. 2008. Structure and U-Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Ansignan charnockite (Agly Massif): a cross-section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees, J. Geol. Soc., 165, 141–152.

- Olivier, P., Druguet, E., Castano, L.M., Gleizes, G. 2016. Granitoid emplacement by multiple sheeting during Variscan dextral transpression; the Saint-Laurent-La Jonquera Pluton (eastern Pyrenees). Journal of Structural Geology, 82, 80-92 doi: 10.1016/j.jsg.2015.10.006.

- Ordóñez Casado, B., Gebauer, D., Schäfer, H.J., Ibarguchi, J.I.G., Peucat, J.J. 2001. A single Devonian subduction event for the HP/HT metamorphism of the Cabo Ortegal complex within the Iberian Massif, Tectonophysics, 332(3), 359–385, doi:10.1016/S00401951(00)00210-9.

- Oudin, E., Pouit, G., Tollon, F. 1988. Les minéraux en trace de Ni-Co, Sn, Ge-Ga, Pb-Sb, Ag et Au, témoins de l'évolution de l'hydrothermalisme de l'Ordovicien au Dévonien dans les minéralisations zincifères des Pyrénées Centrales. Bull. Minéral. 111, 49-63.

- Oze, C., Cattell, H., Grove, M., 2017. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and thermal modeling of adularia to constrain the timing of hydrothermal activity in magmatic settings. Geology 45 (1), 43–46.

P

- Padel, M., Álvaro, J.J., Casas, J.M., Clausen, S., Poujol, M., Sánchez-García, T., 2017. Cadomian volcanosedimentary complexes across the Ediacaran–Cambrian transition of the Eastern Pyrenees, southwestern Europe. Int J Earth Sci. doi: 10.1007/s00531-017-1559-5

- Palau i Ramirez, J., Losantos, M., Sanz, J. 1989. Geologia del massis de Marimanya. Catalunya Geol. Servei.

- Palau i Ramirez, J., Arcos, D., Delgado, J., Soler, A., 1995. Gold-bearing metasomatic bodies related to the Hercynian plutonism in the Marimanya area (Central Pyrenees, Spain). In Mineral Deposits: From their origin to their environmental impacts, 493–496.

- Palau i Ramirez, J., Soler, A., Solé, J., Espinola, M.R., Delgado, J., 1997. Dating of gold-bearing skarns and intragranitic mineralizations in the Central Pyrenees. A new approach to thematic mapping. Second Congress on Regional Geological cartography and information systems, 53–58.

- Palau i Ramirez, J., 1998. El magmatisme calcoalcali del massis de Marimanya i les mineralitzacions As-Au-W associades. Institut Cartogràphic de Catalunya, Monografies tècniques 4.

- Palmer, E.M., McFarlane, C.R.M., Lentz, D.R., Falck, H., 2013. Gold in the Cantung W skarn deposit, Northwest Territories: distribution, mineralogy, and paragenesis.Atlantic Geol. 49, 174–175.

- Paquette, J.L., Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.L. 1997. Le granite de Bassiès (Pyrénées) : un pluton syntectonique d'âge Westphalien. Géochronologie U-Pb sur zircons. C.R. Acad. Sci. 324(IIa), 387-392.

- Paquette, J.L., Ménot, R.P., Pin, C., Orsini, J.B. 2003. Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U–Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica, Chem. Geol., 198(1–2), 1–20. doi:10.1016/S00092541(02)00401-1.

- 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 Journal 58, 1-5.

- Passaqui, B., Costargent, R. 1965. Gisement de scheelite de Salau (Ariège), résultats de la campagne 1964. Rapport BRGM DRMM-65-A6, Orléans, 13 p.

- Passaqui, B. 1968. Géologie et prospection de la région Ouest du Pic de la Fourque à Salau (Ariège). Rapport BRGM 68-DRMM-A-019, Orléans, 12 p.

- Pasteris, J.D., 1989. In situ analysis in geological thin-sections by Laser Raman microprobe microspectroscopy: a cautionary note. Applied Spectroscopy, 43, 567–570.

- Pasteris, J.D., Wopenka, B., 1991. Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. The Canadian Mineralogist 29, 1–9.

- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G. Weil, A.B. 2011. Orocline timing through joint analysis: Insights from the Ibero-Armorican Arc, Tectonophysics, 507(1–4), 31–46. doi:10.1016/j.tecto.2011.05.005.

- 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. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11, Q0AA06.

- Pearce, J., 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes 19, 120–125.

- Pereira, M.F., Castro, A., Chichorro, M., Fernandez, C., Diaz-Alvarado, J., Marti, J., Rodriguez, C. 2014. Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of Pangaea (Southern Pyrenees), Gondwana Res., 25(1), 290-308, doi:10.1016/j.gr.2013.03.009.

- Perini, G., Cebria, J.M., Lopez-Ruiz, J., Doblas, M. 2004. Carboniferous-Permian mafic magmatism in the Variscan belt of Spain and France: implications for mantle sources. In Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe (eds. M. Wilson, E.R. Neumann, G.R. Davies, M.J. Timmerman, M. Heeremans, B.T. Larsen). Geological Society of London, Special Publication, 223, 415-438.

- Permingeat, F., Tollon, F. 1971. L'or et le bismuth dans le gisement de wolframite de Montredon-Labessonié (Tarn). C.R. Acad. Sci. Paris 27(D).

- Perseil, E.A. 1968. Contribution à la métallogénie du manganèse dans la France méridionale. Thèse de 3ème cycle, Université de Toulouse.

- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature 408, 669-673.

- Philippon, M., Brun, J.P., Gueydan, F. 2009. Kinematic records of subduction and exhumation in the Ile de Groix blueschists (Hercynian belt; Western France), J. Struct. Geol. 31(11), 1308–1321, doi:10.1016/j.jsg.2009.07.003.

- Pierrot, R., Picot, P., Fortuné, J.P., Tollon, F. 1975. Inventaire minéralogique de la France : Tarn. Collection Pierrot, éditions du BRGM.

- Pimenta, M.A., Dresselhause, G., Dresselhause, M.S., Cancado, L.G., Jorio, A. & Saito, R., 2007. Studying disorder in graphite-based systems by Raman spectroscopy. Physical Chemistry Chemical Physics, 9, 1276–1291.

- Pitra, P., Ballèvre, M., Ruffet, G. 2010. Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France), J. Metamorph. Geol. 28(2), 183–208, doi:10.1111/j.1525-1314.2009.00862.x.

- Pochon, A., Poujol, M., Gloaguen, E., Branquet, Y., Cagnard, F., Gumiaux, C., Gapais, D. 2016. U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite in mafic rocks: Evidence for a major magmatic event at the Devonian-Carboniferous boundary in the Armorican Massif (France). American Mineralogist 101, 2430-2442.

- Pochon, A. 2017. Magmatisme mafique et minéralisations à Sb-Au dans le domaine Centre Armoricain: contrôles spatio-temporels et implications métallogéniques. Thèse de 3ème cycle, Université de Rennes.

- Pocsik, I., Hundhausen, M., Koo´s, M. & Ley, L., 1998. Origin of the D peak in the Raman spectrum of microcrystalline graphite. Journal of Non-Crystalline Solids, 227, 230, 1083-1086.

- Polizzi, S. 1990. Les minéralisations sulfo-arseniées aurifères du massif des Aspres (Pyrénées Orientales). Etude géologique et métallogénique. Thèse doct. Univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 260p.

- Polya, D.A. 1989. Chemistry of the main-stage ore-forming fluids of the Panasqueira W-Cu(Ag)-Sn deposit, Portugal; implications for models of ore genesis. Economic Geology 84, 1134-1152.

- Pouit, G. 1978. Différents modèles de minéralisations "hydrothermales-sédimentaires" à Zn (Pb) du Paléozoïque des Pyrénées Centrales. Mineral. Deposita 13, 411-421.

- Pouit, G. 1984. Les gisements à sulfures massifs exhalatifs-sédimentaires : une mise au point sur leur classification et la méthodologie de leur recherche. Chrono Rech. Min. 476, 31-34.

- Pouit, G. 1993. Les horizons minéralisés en Zinc - plomb (Ba) du Paléozoïque des Pyrénées centrales françaises. Chrono Rech. Min. 511, 21-31.

- Poujol, M., Boulvais, P., Kosler, J. 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees; evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon. Journal of the Geological Society of London 167(4), 751-767, doi: 10.1144/0016-76492009-144.

- Prouhet, J.-P., Guiraudie, C., Passaqui, B., Costargent, R. 1966. Gisement de scheelite de Salau (Ariège), résultats en fin de campagne 1965. Rapport BRGM DRMM-66-A5, Orléans, 44 p.

- Pura, A., Canet, C., Melgarejo, J.C., Fallick, A.E. 2002. Sulphur isotope composition of Silurian shale-hosted PGE-Ag-Au-Zn-Cu mineralisations of the Prades Mountains (Catalonia, Spain). Mineralium Deposita 37(2), 198-212, doi: 10.1007/s00126-001-0217-8.

Q

- Quémeneur, J. 1974. Les gisements de magnésite du Pays Basque: cadre géologique et sédimentologique, genèse de la magnésite en milieu sédimentaire. Thèse de 3ème cycle, Paris VI.

- Quinn, A.W., Glass, H.D. 1958. Rank of coal and metamorphic grade rocks of Narragansett basin of Rhode Island. Economic Geology, 53, 563–576.

R

- Rafal'sky, R.P., Bryzgalin, O.V., Fedorov, P.L., 1984. Tungsten migration and scheelite deposition under hydrothermal conditions. Geochem. Int. 21, 1–13.

- Rahl, J.M., Anderson, K.M., Brandon, M.T. & Fassoulas, C., 2005. Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. Earth and Planetary Science Letters, 240, 339–354.

- Ragu, A. 1994. Helvite from the French Pyrenees as evidence for granite related hydrothermal activity. The Canadian Mineralogist 32(1), 111-120.

- Raimbault, L. 1981. Pétrographie et géochimie des roches du massif granodioritique de Salau (Pyrénées). Rapport de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, 85p.

- Raimbault, L. 1985. Utilisation des spectres de terres rares des minéraux hydrothermaux (apatite, fluorine, scheelite, wolframite) pour la caractérisation des fluides minéralisateurs et l'identification des magmas sources et des processus évolutifs. Bulletin de Minéralogie, 108, 737-744.

- Raimbault L., Kaelin J.-L., 1987. Pétrographie et géochimie de la granodiorite de la Fourque (gisement de scheelite de Salau, Pyrénées, France). Bull. Mineral. 110 (6), 633–644.

- 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.

- Raith, J.G., Stein, H.J. 2006. Variscan ore formation and metamorphism at the Felbertal scheelite deposit (Austria): constraining tungsten mineralisation from Re–Os dating of molybdenite. Contributions to Mineralogy and Petrology 152(4), 505–521, doi.org/10.1007/s00410-006-0118-z.

- Raju, P.V.S., Hart, C.J.R., Sangurmath, P., 2015. 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.

- Ramdhor. 1969. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, 3ème edition.

- Ramsay, J.G. 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New York. International Series in the Earth and Planetary Sciences, 568p.

- Ramsay, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. Journal of Structural Geology 2, 83-99.

- Rasmussen, K.L., 2004. The aplitic dykes of the Cantung Mine, NWT: Petrology, geochemistry, and implications for the mineralization process. Unpublished B.Sc. thesis, Department of Geology and Geophysics, The University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada.

- Rasmussen, K.L., Lentz, D.R., Falck, H., Pattison, D.R.M., 2011. Felsic magmatic phases and the role of late-stage aplitic dikes in the formation of the world class Cantung tungsten skarn deposit, Northwest Territories, Canada. Ore Geol. Rev. 41, 75–111.

- Ray, G.E., Webster, I.C.L., Ettlinger, A.D. 1995. The Distribution of Skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonie rocks. Economic Geology 90, 920-937.

- Reid, J.B., Baldwin, R.D., Bakker, F.J., 2009. Technical Report on the Cantung Mine, Northwest Territories. Canada for North American Tungsten Corporation Ltd., Report for NI 43-101, August 18, 2009. Accessed at http://www.northamerican-tungsten.com/i/pdf/Tech-Report-CanTung-Mine.pdf.

- Reyx, J., 1972. Etude du cadre géologique des anciennes mines d'Arre et d'Anglas (Pyrénées Occidentales). Etude de quelques aspects des minéralisations. DEA Géol. App. Univ. Paris VI.

- Reyx, J., 1973. Relations entre tectonique, métamorphisme de contact et concentrations métalliques dans le secteur des anciennes mines d'Arre et d'Anglas (Hautes Pyrénées – Pyrénées atlantiques). Thèse doct. Ing. ENSMP, Paris.

- Ribeiro da Costa, I., Mourão, C., Récio, C., Guimarães, F., Antunes, I.M., Farinha Ramos, J., Barriga, F.J.A.S., Palmer, M.R., Milton, J.A. 2014. Tourmaline occurrences within the Penamacor-Monsanto granitic pluton and host-rocks (Central Portugal): genetic implications of crystal-chemical and isotopic features. Contributions to Mineralogy and Petrology, 167, 1-23.

- Richards, J.P. 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. Ore Geology Reviews 40(1), 1-26, doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.05.006.

- Richards, J.P., López, G.P., Zhu, J.J., Creaser, R.A., Locock, A.J., Mumin, A.H. 2017. Contrasting Tectonic Settings and Sulfur Contents of Magmas Associated with Cretaceous Porphyry Cu ± Mo ± Au and Intrusion-Related Iron Oxide Cu-Au Deposits in Northern Chile. Economic Geology 112(2), 295–318, doi.org/10.2113/econgeo.112.2.295.

- Robert, J.F. 1979. Essai de classification des gîtes minéraux du Val de Ribes, versant espagnol des Pyrénées Orientales. 7ème RAST., Lyon, Soc. Géol. Fr., 402-403.

- Robert, F., Brown, A.C. 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec; Part II, Vein paragenesis and hydrothermal alteration. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists 81(3), 593-616, doi: 10.2113/gsecongeo.81.3.593.

- Robert, F., Poulsen, K.H., Dubé, B. 1997. Gold Deposits and Their Geological Classification. In "Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by A.G. Gubins, 1997, 209–220.

- Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., Paquette, J.L. 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees, J. Petrol., 41(6), 809–844. doi:10.1093/petrology/41.6.809.

- Robertson, E.C. 1988. Thermal properties of rocks. USGS report 88-441, 110p.

- Rodríguez, J., Cosca, M.A., Gil Ibarguchi, J.I., Dallmeyer, R.D. 2003. Strain partitioning and preservation of 40Ar/39Ar ages during Variscan exhumation of a subducted crust (Malpica–Tui complex, NW Spain), Lithos 70(3–4), 111–139, doi:10.1016/S0024-4937(03)00095-1.

- Roger, F., Matte, P. 2005. Early Variscan HP metamorphism in the western Iberian Allochthon—A 390 Ma U–Pb age for the Bragança eclogite (NW Portugal), Int. J. Earth Sci. 94(2), 173–179, doi:10.1007/s00531-005-0466-3.

- Roig, J.Y., Faure, M., Maluski, H. 2002. Superimposed tectonic and hydrothermal events during the late- orogenic extension in the Western French Massif Central: a structural and $^{40}Ar/^{39}Ar$ study. Terra Nova, 14, 25-32.

- Rolland, Y., Corsini, M., Demoux, A. 2009. Metamorphic and structural evolution of the Maures-Tanneron massif (SE Variscan chain): evidence of doming along a transpressional margin. Bulletin de la Société Géologique de France 180(3), 217-230. https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.2113/gssgfbull.180.3.217

- Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Liesa, C., Soto, R. 2006. The Variscan Millares granite (central Pyrenees): Pluton emplacement in a T fracture of a dextral shear zone, Geodin. Acta, 19(3–4), 197–211, doi:10.3166/ga.19.197211.

- Romer, R.L., Wright, J.E., 1992. U-Pb dating of columbites: a geochronological tool to date magmatism and ore deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta 56, 2137–2142.

- Romer, R.L., Lehmann, B., 1995. U-Pb columbite age of Neoproterozoic Ta-Nb mineralization in Burundi. Economic Geology 90, 2303–2309.

- Romer, R.L., Soler, A. 1995. U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to Andorra granite (Pyrenees, Spain). Mineralium Deposita 30, 374-383.

- Romer, R.L., Rötzler, J. 2003. Effect of metamorphic reaction history on the U-Pb dating of titanite. In Geochronology: Linking the isotopic record with petrology and textures (eds. D. Vance, A. Müller and I. Villa). Geological Society of London, Special Publication 220, 147-158.

- Romer, R.L., Lüders, V., 2006. Direct dating of hydrothermal W mineralization: U-Pb age for hübnerite ($MnWO_4$), Sweet Home Mine, Colorado. Geochimica et Cosmochimica Acta 70, 4725–4733.

- Romer, R.L., Thomas, R., Stein, H.J., Rhede, D. 2007. Dating multiply overprinted Sn mineralized granites-examples from the Erzgebirge, Germany. Mineralium Deposita 42, 337-359.

- Romer, R.L., Rötzler, J. 2011. The role of element distribution for the isotopic dating of metamorphic minerals. European Journal of Mineralogy, 23, 17-33.

- Romer, R.L., Kroner, U. 2015. Sediment and weathering control on the distribution of Paleozoic magmatic tin-tungsten mineralization. Mineralium Deposita, 50, 327-338.

- Romer, R.L., Kroner, U. 2016. Phanerozoic tin and tungsten mineralization – tectonic controls on the distribution of enriched protoliths and heat sources for crustal melting. Gondwana Research, 31, 60-95.

- Rosenberg, C.L., 2004. Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the tertiary magmatism in the Alps. Tectonics, 23. doi: 10.1029/2003TC001526.

- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J. 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees, Tectonics, 8(1), 41–50.

- Rubio Pascual, F.J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Rodríguez Fernández, L.R., Wijbrans, J.R. 2013. Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and 40Ar/39Ar ages, Tectonophysics 587, 207–221, doi:10.1016/j.tecto.2012.10.005.

- Ruffet, G., Innocent, C., Michard, A., Féraud, G., Beauvais, A., Nahon, D., Hamelin, B., 1996. A geochronological $^{40}Ar/^{39}Ar$ and $^{87}Rb/^{86}Sr$ study of K–Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 2219–2232.

- Rye, R.O., Ohmoto, H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review. Economic Geology 69, 826-842.

S

- Safa, P., Mirabail, H., Icart, J.C., Desneulin, J. 1986. Les phases de la découverte du gisement de skarn à tungstène de Fumade (Tarn). Coll. Gisements de tungstène. Toulouse, 77.

- Safa, P., Couilloud, D., Tessier, B., Moine, B. 1987. Le gisement de tungstène de Fumade (Tarn, France) : gîtologie, caractères pétrographiques et géochimiques des skarns et des granites. Chron. Rech. Min. 487, 39-51.

- de Saint-Blanquat, M. 1993. La faille normale du massif du Saint Barthélémy. Evolution hercynienne des massifs nord-pyrénéens catazonaux considérée du point de vue de leur histoire thermique, Geodin. Acta 6(1), 59–77.

- Sanematsu, K., Watanabe, K., Duncan, R.A., Izawa, E., 2006. The history of vein formation determined by $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of adularia in the Hosen-1 vein at the Hishikari epithermal gold deposit, Japan. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists 101 (3), 685–698.

- Santarelli, F., Alderton, D., Guy, B., 1988. Etude des fluides des skarns a tungstène de Costabonne (Pyrenees); analyses chimiques, minéraux fils: quelques résultats. C.R. Acad. Sci. Serie II. 307, 1231–1236.

- Sato, K., 1980. Tungsten skarn deposit of the Fujigatani mine, Southwest Japan. Econ. Geol. 75, 1066–1082.

- Sato, K., Saito, R., Oyama, Y. et al., 2006. D-band Raman intensity of graphitic materials as a function of laser energy and crystalline size. Chemical Physics Letters, 427, 117–121.

- Scharf, A., Handy, M.R., Ziemann, M.A., Schmid, M. 2013. Peak-temperature patterns of polyphase metamorphism resulting from accretion, subduction and collision (eastern Tauern Window, European Alps) – a study with Raman

microspectroscopy on carbonaceous material (RSCM). Journal of Metamorphic Geology 31, 863-880, doi:10.1111/jmg.12048.

- Schoene, B., Bowring, S.A., 2006. U–Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the Ar-40/Ar-39 standard MMhb. Contribution to Mineralogy and Petrology, 151, 615–630.

- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contrib. Mineral. Petrol. 110 (2–3), 304–310.

- 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., 341(2–3), 266–286, doi:10.1016/j.crte.2008.12.006.

- Scott, S.D., 1983. Chemical behavior of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments. Mineralogical magazine 47, 427-435.

- Seal, R.R., 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. Rev. Mineral. Geochem. 61, 633–677.

- Séverac, J.L. 1982. Etude géologique, minéralogique et géochimique des minéralisations en tungstène de Fumade. Thèse de 3ème cycle, université de Toulouse.

- Sharman, E.R., Bruce, T., Minarik, W., Dubé, B., Boswell, A.W. 2014. Sulfur isotope and trace element data from ore sulfides in the Noranda district (Abitibi, Canada): implications for volcanogenic massive sulfide deposit genesis. Mineralium Deposita 50, 591-606, doi :10.1007/s00126-014-0559-7.

- Sharp, Z.D., Essene E.J., Kelly, W.C., 1985. A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. Canadian Mineralogist 23, 517-534.

- Shaw, J., Johnston, S.T. 2016. Terrane wrecks (coupled oroclines) and paleomagnetic inclination anomalies, Earth-Sci. Rev. 154, 191–209, doi:10.1016/j.earscirev.2016.01.003.

- Sheppard, S.M.F. 1977. Identification of the origin of ore forming solutions by use of stable isotopes. Geol Soc. London Spec. Pub. 7, 25-41.

- Sibson, R.H., Robert, F., Poulsen, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. Geology 16(6), 551-555, doi: 10.1130/0091-7613(1988)016<0551:HARFFP>2.3.CO;2.

- Sillitoe, R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits, in Foster, R.P. (ed.), Gold Metallogeny and Exploration, Blackie, Glasgow, 165-209.

- Sillitoe, R.H., Thompson, J.F.H., 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic setting and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. Resour. Geol. 48, 237–250.

- Sillitoe, R.H., 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. Rev. Econ. Geol. 13, 315–346.

- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. Econ. Geol. 105, 3–41.

- Simons, B., Shail, R.K., Andersen, J.C.O. 2016. The petrogenesis of the Early Permian Variscan granites of the Cornubian Batholith: Lower plate post-collisional peraluminous magmatism in the Rhenohercynian Zone of SW England. Lithos 260, 76-94, doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.010.

- Simons, B., Andersen, J.C.O., Shail, R.K., Jenner, F.E. 2017. Fractionation of Li, Be, Ga, Nb, Ta, In, Sn, Sb, W and Bi in the peraluminous Early Permian Variscan granites of the Cornubian Batholith: Precursor processes to magmatic-hydrothermal mineralization. Lithos 278-281, 491-512, doi.org/10.1016/j.lithos.2017.02.007.

- de Sitter, L.U., Zwart, H.J. 1960. Tectonic development in supra and infra-structures of a mountain chain, Proc. 21st Int. Geol. Congr. Cophenhagen 18, 248–256.

- Sláma, J., Kosler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N. and Whitehouse, M.J. (2008) Plesovice zircon -- A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. Chemical Geology 249, 1-35.

- Smith, S.R., Foster, G.L., Romer, R.L., Tindle, A.G., Kelley, S.P., Noble, S.R., Horstwood, M., Breaks, F.W. (2004). U–Pb columbite–tantalite chronology of rare-element pegmatites using TIMS and Laser Ablation–Multi Collector–ICP–MS. Contributions to Mineralogy and Petrology 147, 549–564.

- Smith, S.R., Kelley, S.P., Tindle, A.G., Breaks, F.W., 2005. Compositional controls on $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of zoned mica from a rare-element pegmatite. Contributions to Mineralogy and Petrology 149 (5), 613–626.

- Soler, P. 1977. Pétrographie, thermochimie et métallogénie du gisement de scheelite de Salau (Pyrénées ariègeoises, France). Thèse doct. Ing. ENSMP, Paris, 270 p.

- Soler, P., Fonteilles, M. 1980a. Etude pétrologique du gisement de Salau et de son enveloppe immédiate. Mémoires BRGM 99, 217-230.

- Soler, P., Fonteilles, M. 1980b. Minéralisation et altération hydrothermale du gisement de Salau. Mémoires BRGM 99, 231-250.

- Soler, A., Ayora, C. 1989. Gold bearing arsenopyrite bodies in skarns from l'Alt Urgell, Central Pyrenees, Spain. In: Augustithis (Ed.): Skarns their genesis and metallogeny. Teophrastus Publications, Athens.

- Soler, A., Enrique, P. 1989. La terminacion sur-occidental del batolito de Andorra-Mont Lluis: caracteristicas petrologicas y geoquimicas. Acta Geologica Hispanica.

- Soler, A. 1990. Geologia i metallogenia de la terminacio sud del granit d'Andorra (Pirineu Central). Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. 886 p.

- Soler, A., Ayora, C., Cardellach, E., Delgado, J. 1990. Gold-bearing hedenbergite skarns from the SW contact of the Andorra Granite (central Pyrenees, Spain). Mineralium Deposita 25, 59-68.

- Soler, A., Delgado, J. 1990. Los skarns con estano de l'alt Urgell (pirineos centrales). Boletin Sociedad Espanola de Mineralogia 13(1), 158-159.

- Soloviev, S.G., 1999. Distribution types of REE in scheelites from skarns deposits. Dokl. Earth Sci. 365(2), 252–255.

- Soloviev, S.G., 2011a. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Kensu W-Mo skarn and Mo-W-Cu-Au alkalic porphyry deposit, Tien-Shan, Kyrgyzstan. Econ. Geol. 106, 193–222.

- Soloviev, S.G., Krivoschekov, N.N., 2011b. The Vostok-2 gold-base metal-tungsten skarn deposit, Central Sikhote-Alin, Russia. Geol. Ore Dep. 6, 543–568.

- Soloviev, S.G., 2015. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Kumbel oxidized W-Cu-Mo skarn and Au-W stockwork deposit, Tien-Shan, Kyrgyzstan. Miner. Deposita 50, 187–220.

- Soloviev, S.G., Kryazhev, S.G., Dvurechenskaya, S.S. 2017a. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Lermontovskoe reduced-type tungsten (±Cu, Au, Bi) skarn deposit, Sikhote-Alin, Russia. Ore Geology Reviews 89, 15-39. http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.06.002

- Soloviev, S.G., Kryazhev, S.G., Dvurechenskaya, S.S. 2017b. Geology, mineralization, stable isotope, and fluid inclusion characteristics of the Vostok-2 reduced W-Cu skarn and Au-W-Bi-As stockwork deposit, Sikhote-Alin, Russia. Ore Geology Reviews 86, 338–365. http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.029.

- Soloviev, S.G., Kryazhev, S.G., 2017c. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Skrytoe reduced-type W skarn and stockwork deposit, Sikhote-Alin, Russia. Miner. Deposita 52. doi.org/10.1007/s00126-016-0705-1.

- Somarin, A.K., Ashley, P. 2004. Hydrothermal alteration and mineralisation of the Glen Eden Mo-W-Sn deposit: a leucogranite-related hydrothermal system, Southern New England Orogen, NSW, Australia. Mineralium Deposita 39(3), 282–300, doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1007/s00126-003-0399-3.

- 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.

- Soula, J.C. 1979. Déformations hercyniennes et alpines dans les Pyrénées ariégeoises: structures naturelles et études expérimentales, essai d'interprétation, Thèse d'Etat, Université Paul Sabatier de Toulouse, Toulouse, France.

- Soula, J.C. 1982. Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees, J. Struct. Geol., 4(3), 313–342.

- Soula, J.C., Debat, P., Déramond, J., Pouget, P. 1986a. A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees, Tectonophysics, 129(1), 29–51.

- Soula, J.C., Debat, P., Déramond, J., Guchereau, J.Y., Lamouroux, C., Pouget, P., Roux, L. 1986b. Evolution structurale des ensembles métamorphiques, des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales, Bull. Soc. Géol. Fr., 8(1), 79–93.

- Soula, J.C., Lamouroux, C., Viallard, P., Bessiére, G., Debat, P., Ferret, B. 1986c. The Mylonite zones in the Pyrenees and their place in the Alpine tectonic evolution, Tectonophysics, 129(1–4), 115–147. doi:10.1016/0040-1951(86)90249-0.

- Spier, C.A., Vasconcelos, P.M., Oliveira, S.M.B., 2006. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil. Chemical Geology 234, 79–104.

- Stein, H.J., Sundblad, K., Markey, R.J., Motuza, G., 1998. Re–Os ages for Archean molybdenite and pyrite, Kuittila-Kivisuo, Finland, and Proterozoic molybdenite, Kabeliai, Lithuania: testing the chronometer in a metamorphic and metasomatic setting. Mineralium Deposita 33, 329–345.

- Stein, H.J., Morgan, J.W., Scherstén, A., 2000. Re-Os dating of low-level highly radiogenic (LLHR) sulfides: the Harnäs gold deposit, southwest Sweden, records continental-scale tectonic events. Economic Geology 95, 1657–1671.

- Štípská, P., Schulmann, K., Kröner, A. 2004. Vertical extrusion and middle crustal spreading of omphacite granulite: a model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic), J. Metamorph. Geol. 22(3), 179–198, doi:10.1111/j.1525-1314.2004.00508.x.

- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev. 12, 1-33.

- Stussi, J.M. 1989. Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. Economic Geology, 84, 1363-1381.

- Suárez Sánchez, A., Krzemień, A., Fernández, P.R., Iglesias Rodríguez, F.J., Lasherasc, F.S., de Cos Jueza, J. 2015. Investment in new tungsten mining projects. Resources Policy 46, 177-190.

- Subias, I., Fanlo, I., Billstrom, K. 2015. Ore-forming timing of polymetallic-fluorite low temperature veins from central Pyrenees; a Pb, Nd and Sr isotope perspective. Ore Geology Reviews, 70, 241-251, doi: 10.1016/j.oregeorev.2015.04.013.

- Suchy, V., Frey, M. & Wolf, M. 1997. Vitrinite reflectance and shear-induced graphitization in orogenic belts: a case study from the Kandersteg area, Helvetic Alps, Switzerland. International Journal of Coal Geology 34, 1–20.

- Sylvester, P.J., Ghaderi, M., 1997. Trace element analysis of scheelite by excimer laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (ELA-ICPMS) using a synthetic silicate glass standard. Chemical Geology 141, 49–65.

- Sylvester, P.J. 2008. Matrix effects in laser ablation-ICPMS. In Laser Ablation ICPMS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues (Sylvester, P. Ed.). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Vol. 40, 67-78.

T

- Tanner, D., Henley, R.W., Mavrogenes, J.A., Holden, P. 2016. Sulfur isotope and trace element systematics of zoned pyrite crystals from the El Indio Au-Cu-Ag deposit, Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology, 171(4), 1-17.

- Tartèse, R., Boulvais, P., 2010. Differentiation of peraluminous leucogranites “en route” to the surface. Lithos 114, 353-368.

- Teichmüller, M. 1987. Organic material and very low-grade metamorphism. In: Low Temperature Metamorphism (ed. Frey, M.), 114–161. Blackie, Glasgow and London.

- Teixell, A. 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees, Tectonics, 17(3), 395–406, doi:10.1029/98TC00561.

- Ternet, Y., Colchen, M., Debroas, E.J., Azambre, B., Debon, F., Bouchez, J.L., Gleizes, G., Leblanc, D., Bakalowicz, M., Jauzion, G., Mangin, A., Soulé, J.C. 1997. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus-les-Bains (1086). BRGM Orléans, 146 p.

- Tessier, B. 1986. Données préliminaires sur les granitoïdes associés au gisement de skarn à scheelite de Fumade (Tarn). Colloques européen - Gisements de tungstène, Toulouse, université P. Sabatier, 75-76.

- Tessier, B. 1989. Mise en place, pétrographie, géochimie et minéralogie des granites associés aux skarns minéralisés en tungstène de Fumade (Tarn, France). Thèse docteur-ingénieur UPMC Paris, 348p.

- Thomas, W., Ernst, W.G., 1990. The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks; a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. In: Spencer, R.J., Chou. I.M., (eds). Fluid–mineral interactions: a tribute to H.P. Eugster. Geochem. Soc. Spec. Publ. 2, 59–63.

- Thompson, J.F.G., Sillitoe, R.H., Baker, T., Lang, J.R., Mortensen, J.K., 1999. Intrusion related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. Miner. Deposita 34, 323–344.

- Thompson, J.F.H., Newberry, R.J. 2000. Gold deposits related to reduced granitic intrusions. Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 377-400.

- Thomson, S.N., Gehrels, G.E., Ruiz, J., Buchwaldt, R., 2012. Routine low-damage apatite U-Pb dating using laser ablation–multicollector–ICPMS. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 13, Q0AA21.

- Timon Sanchez, S.M., Moro Benito, M.C, Cembranos Pérez, M.L. 2009. Mineralogical and physiochemical evolution of the Los Santos scheelite skarn, Salamanca, NW Spain. Economic Geology 104, 961-965.

- Tollon, P., Gramont, X., Monchoux, P. 1967. Découverte de scheelite dans les skarns du massif de l'Arize (Ariège). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse 103(3-4).

- Tornos, F., Casquet, C., Relvas, J.M.R.S., Barriga, F.J.A.S., Sáez, R. 2002. The relationship between ore deposits and oblique tectonics: the SW Iberian Variscan Belt. In The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen (eds. D. J. Blundell, F. Neubauer and A. von Quadt, A). Geological Society of London, Special Publications 204, 179-198.

- Tornos, F., Galindo, C., Crespo, J.L., Spiro, B.F. 2008. Geochemistry and origin of calcic tungsten-bearing skarns, Los Santos, Central Iberian Zone, Spain. Canadian Mineralogist 46, 87-109. DOI : 10.3749/canmin.46.1.87

- Toulhoat, P., 1982. Pétrographie et géochimie des isotopes stables (D/H, $^{18}O/^{16}O$, $^{13}C/^{12}C$, $^{34}S/^{32}S$) des skarns du Quérigut. Comparaison avec les skarns à scheelite des Pyrénées. Thèse d’Université Paris VI.

- Triboulet, C., Guitard, G., Katona, I., Navidad, M. 2005. Evolution pression-température des amphibolites de la zone axiale au cours du métamorphisme hercynien des Pyrenees orientales. Comptes Rendus - Académie des Sciences. Géosciences 337(14), 1244-1249, doi: 10.1016/j.crte.2005.06.011.

- Tuinstra, F., Koenig, J.L. 1970. Raman spectrum of graphite. The Journal of Chemical Physics 53, 1126–1130. doi.org/10.1063/1.1674108.

- Turpin, L., Leroy, J.L., Sheppard, S.M. 1990. Isotopic systematics (O, H, C, Sr, Nd) of superimposed barren and U-bearing hydrothermal systems in a Hercynian granite, Massif Central, France. Chemical Geology 88, 85-98.

U

- Uchida, E., Endo, S., Makino, M., 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. Resource Geology 57 (1), 47-56.

- U.S. Geological Survey, 2017. Mineral commodity summaries 2017: U.S. Geological Survey, 202 p., doi.org/10.3133/70180

V

- Valero, J. 1974. Géologie Structurale du Paléozoïque de la région de Panticosa - Province de Huesca (Espagne), Thèse de 3ème cycle, Univ. Bordeaux, France.

- Vallance, J., Cathelineau, M., Boiron, M.C., Fourcade, S., Shepherd, T.J., Naden, J., 2003. Fluid-rock interactions and the role of late Hercynian aplite intrusion in the genesis of the Castromil gold deposit, northern Portugal. Chem. Geol. 194, 201-224.

- 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.

- Van Den Driessche, J., Brun, J.P. 1992. Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome, Geodin. Acta 5(1–2), 85–97, doi:10.1080/09853111.1992.11105221.

- Van den Eeckhout, B., Zwart, H.J. 1988. Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees, Geology, 16(2), 135–138, doi:10.1130/0091-7613(1988)016<0135:HCSESZ>2.3.CO;2.

- Van den Eeckhout, B., de Bresser, H. 2014. On the dextral offset of a Variscan shear zone across the Mérens fault in the central Pyrenees (Andorra, France), Bull. Soc. Geol. Fr., 185(2), 131–143, doi:10.2113/gssgfbull.185.2.131.

- Vanderhaeghe, O., Burg, J.P., Teyssier, C. 1999. Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides, Geol. Soc. London Spec. Publ. 154(1), 181–204, doi:10.1144/GSL.SP.1999.154.01.08.

- Vanderhaeghe, O. 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts, Tectonophysics, 477(3–4), 119–134, doi:10.1016/j.tecto.2009.06.021.

- Van Marke de Lummen, G. 1983. Pétrologie et géochimie des skarnoïdes du site tungstifère de Costabonne (Pyrénées Orientales). Thèse de l'Université Catholique de Louvain-la-Neuve, 293p.

- Vasconcelos, P.M., Becker, T.A., Renne, P.R., Brimhall, G.H., 1992. Age and duration of weathering by ^{40}K–^{40}Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis of potassium-manganese oxides. Science 258, 451–455.

- Vegas, G. 1982. Les minéralisations pIombo-zincifères de la concession de Baren (HauteGaronne) : leur contexte lithologique et géochimique. Thèse de 3ème cycle, Toulouse, 148 p.

- Velde, B. 1965. Phengitic micas: synthesis, stability and natural occurrence Am. J. Sci. 263, 886-913.

- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T.D., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S. 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and postcollisional crustal-scale cross-sections, Mar. Pet. Geol. 12(8), 903–915, doi:10.1016/0264-8172(95)98854-X.

- Vernhet, Y. 1981. Les minéralisations zincifères de l'Ordovicien et du Dévonien du Val d'Orle (district de Sentein, Ariège) et de la région de Fourcaye (Val d'Aran, Espagne). Thèse de 3ème cycle, Université de Paris VI, 225 p.

- Vic, G. 2016. Les ressources minérales des Pyrénées: un potentiel à valoriser. Présentation powerpoint Ecole thématique du CNRS - ressources minérales Toulouse, 34p.

- Vic, G., Tourlière, B., 2016. Revalorisation du potentiel minier français : Revue et cartographie prédictive pour W, Au et Ge dans les Pyrénées. Rapport BRGM RP-66278-FR, p., doi : 10.13140/RG.2.2.14738.04801.

- Vigneresse, J.-L., 2006. Element mobility in melts during successive intrusion of crustal-derived magmas and Sn-W mineralization. Resour. Geol. 56, 293-314.

- Vigneresse, J.-L., 2007. The role of discontinuous magma inputs into felsic magma and ore generation. Ore Geol. Rev. 30, 181-216.

- Vila, M., Pin, C., Enrique, P., Liesa, M. 2005. Telescoping of three distinct magmatic suites in an orogenic setting; generation of Hercynian igneous rocks of the Albera Massif (eastern Pyrenees). Lithos 83(1-2), 97-127, doi: 10.1016/j.lithos.2005.01.002.

- Vilà, M., Pin, C., Liesa, M., Enrique, P. 2007. LPHT metamorphism in a late orogenic transpressional setting, Albera Massif, NE Iberia: implications for the geodynamic evolution of the Variscan Pyrenees, J. Metamorph. Geol. 25(3), 321–347, doi:10.1111/j.1525-1314.2007.00698.x.

- Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 89, 113–119.

- Vindel, E., Lopez, J.A., Boiron, M.C., Cathelineau, M., Prieto, A.C. 1995. P-V-T-X-fO2 evolution from wolframite to sulphide depositional stages in intragranitic W-veins. An example from the Spanish Central System. European Journal of Mineralogy 7, 675-688.

- Vissers, R.L.M. 1992. Variscan extension in the Pyrenees, Tectonics, 11(6), 1369–1384, doi:10.1029/92TC00823.

- Vissers, R.L.M., Meijer, P.T. 2012. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. Earth-Science Reviews,114, 61–83, doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.05.001.

- Vissers, R.L.M., van Hinsbergen, D.J.J., Wilkinson, C.M., Ganerød, M. 2017. Middle Jurassic shear zones at Cap de Creus (eastern Pyrenees, Spain): a record of pre-drift extension of the Piemonte–Ligurian Ocean? Journal of the Geological Society, London 174, 289–300, doi.org/10.1144/jgs2016-014.

- Vitrac-Michard, A., Allègre, C.J. 1975a. A study of the formation and history of continental crust by $^{87}Rb/^{87}Sr$ method: the case of the French Oriental Pyrenees. Contrib. Mineral Petrology 50, 257-285.

- Vitrac-Michard, A., Allègre, C.J. 1975a. $^{238}U/^{206}Pb$, $^{235}U/^{207}Pb$ systematics on Pyrenean basement. Contrib. Mineral Petrology 51, 205-212.

- Vitrac- Michard, A., Albarède, F., Allègre C.J. 1981. Lead isotopic composition of Hercynian granitic K-feldspars constrains continental genesis. Nature, 291, 460-464.

- Vry, V.H., Wilkinson, J.J., Seguel, J., Millan, J., Meinert, L.D. 2010. Multistage intrusion, brecciation, and veining at El Teniente, Chile; evolution of a nested porphyry system. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 105(1), 119-153, doi: 10.2113/gsecongeo.105.1.119.

- Voicu, G., Bardoux, M., Stevenson, R., Jébrak, M., 2000. Nd and Sr isotope study of hydrothermal scheelite and host rocks at Omai, Guiana Shield: implications for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits. Mineralium Deposita 35, 302–314.

W

- Wada, H., Tomita, T., Matsuura, K., Iuchi, K., Ito, M., Morikiyo, T. 1994. Graphitization of carbonaceous matter during metamorphism with references to carbonate and pelitic rocks of contact and regional metamorphism, Japan. Contributions to Mineralogy and Petrology 118, 217–228.

- Wall, V.J. & Taylor, J.R., 1990. Granite emplacement and temporally related gold mineralization. Geological Society of Australia, Abstract Series 25, 264-265.

- Walshe, J.L., Neumayr, P., Cooke, D.R. 2005. Two boxes we don't need orogenic and intrusion-related gold systems, in Hancock, et al. (eds.), STOMP 2005, ERGU Contribution 64, p. 143.

- Wayne, D.M., McCaig, A.M. 1998. Dating fluid flow in shear zones: Rb–Sr and U–Pb studies of syntectonic veins in the Néouvielle Massif, Pyrenees. In: Parnell, J. (ed.) Dating and Duration of Fluid Flow and Fluid–Rock Interaction. Geological Society, London, Special Publications 144, 129–135, doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.144.01.09.

- Weil, A., Gutiérrez-Alonso, G., Conan, J. 2010. New time constraints on lithospheric scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia, J. Geol. Soc. London 167(1), 127–143, doi:10.1144/0016-76492009002.

- Wickham, S.M., Oxburgh, E.R. 1985. Continental rifts as a setting for regional metamorphism, Nature 318, 330–333.

- Wickham, S.M., Oxburgh, E.R. 1986. A rifted tectonic setting for Hercynian high thermal gradient metamorphism in the Pyrenees, Tectonophysics 129(1), 53–69.

- Wiederkehr, M., Bousquet, R., Ziemann, M.A., Berger, A., Schmid, S.M. 2011. 3D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). International Journal of Earth Sciences 100, 1029–1063.

- Williams-Jones, A.E., Heinrich, C.A. 2005. 100th Anniversary Special Paper: Vapor Transport of Metals and the Formation of Magmatic-Hydrothermal Ore Deposits. Economic Geology 100(7), 1287-1312, doi.org/10.2113/gsecongeo.100.7.1287.

- Willis-Richards, J., Jackson, N.J. 1989. Evolution of the Cornubian ore field, Southwest England; Part I, Batholith modeling and ore distribution. Economic Geology 84(5), 1078-1100, doi.org/10.2113/gsecongeo.84.5.1078.

- Wilson, M., Neumann, E.R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M., Larsen, B.T. 2004. Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: introduction. In Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe (eds. M. Wilson, E. R. Neumann, G.R. Davies, M. J. Timmerman, M. Heeremans and B. T. Larsen). Geological Society of London, Special Publications 223, 1-10.

- Weppe, M. 1951. Contribution à l'étude des gîtes de tungstène français : Puy-les-Vignes (Haute Vienne), La Châtaigneraie (Cantal). Revue de Géologie appliquée et de Prospection minière, Société d'Impressions Typographiques, Nancy, 210p.

- Weppe, M. 1958. Contribution à la géologie minière et à la minéralogie minière. Les gisements de wolfram de Leucamp, Puy-les-Vignes, Montbelleux. Société d'Impressions Typographiques, Nancy, 196p.

- Wintzer, N.E., Gillerman, V.S., Schmitz, M.D. 2016. Eocene U-Pb scheelite LA-ICP-MS dates of stibnite-scheelite mineralization in the Yellow pine Au-Sb-W mining area, Central Idaho, USA. GSA annual meeting, Denver, USA.

- Wopenka, B., Pasteris, J.D. 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. American Mineralogist 78, 533–557.

- 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.

Y

- Yakubchuk, A., Cole, A., Seltmann, R., Shatov, V. 2002. Tectonic setting, characteristics, and regional exploration criteria for gold mineralization in the Altaid orogenic collage: the Tien Shan province as a key example. Society of Economic Geologists 9, 177-202.

- Yang, X.M., Lentz, D.R., Chi, G., Thorne, K.G., 2008. Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick. Canada. Lithos 104, 355–377.

- Yang, X.M., Lentz, D.R. 2010. Sulfur isotopic systematics of granitoids from southwestern New Brunswick, Canada; implications for magmatic-hydrothermal processes, redox conditions, and gold mineralization. Mineralium Deposita 45, 795-816, doi: 10.1007/s00126-010-0307-6.

- Yang, X.-M., 2012. Sulfur solubility in felsic magmas: implications for genesis of intrusion-related gold mineralization. Geosci. Can. 39, 17–32.

- Yu, M., Feng, C.Y., Mao, J.W., Zhao, Y.M., Li, D.X. 2017. Multistage skarn-related tourmaline from the Galinge deposit, Qiman Tagh, western China: a fluid evolution perspective. Canadian Mineralogist 55, 3-19. DOI: 10.3749/canmin.1600043.

- Yuan, S.D., Peng, J.T., Hu, R.Z., Li, H.M., Shen, N.P., Zhang, D.L., 2008. A precise U–Pb age on cassiterite from the Xianghualing tin–polymetallic deposit (Hunan, South China). Mineralium Deposita 43, 375-382.

- Yuvan, J., 2006. Fluid Inclusion and Oxygen Isotope Studies of High-Grade Quartz-Scheelite Veins, CanTung Mine, Northwest Territories, Canada: Products of Late-Stage Magmatic-Hydrothermal Event (M.Sc. Thesis). University of Missouri-Columbia, p. 60.

Z

- Zandvliet, J. 1960. The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain, Leidse Geol Meded., 25(1), 1–127.

- Zahm, A. 1987. Pétrographie, minéralogie et géochimie des cornéennes calciques et des skarns dans le gisement de scheelite de Salau (Ariège, France). Thèse d'Université Paris VI, 384 p.

- Zaw, K., Singoyi, B., 2000. Formation of magnetite-scheelite skarn mineralization at Kara, Northwestern Tasmania: evidence from mineral chemistry and stable isotopes. Econ. Geol. 95, 1215–1230.

- 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, X., Zhang, H., Wilde, S.A., Yang, Y., Chen, H. 2010. Late Permian to Early Triassic mafic to felsic intrusive rocks from North Liaoning, North China: Petrogenesis and implications for Phanerozoic continental crustal growth. Lithos 117(1-4), 283-306, doi.org/10.1016/j.lithos.2010.03.005.

- Zhao, Z., Zheng, Y., Wei, C., Gong, B., 2004. Temporal relationship between granite cooling and hydrothermal uranium mineralization at Dalongshan in China; a combined radiometric and oxygen isotopic study. Ore Geology Reviews 25 (3-4), 221–236.

- Zwart, H.J. 1979. The geology of the Central Pyrenees, Leidse Geol. Meded., 50, 1–74.

- Zwart, H.J. 1986. The Variscan geology of the Pyrenees, Tectonophysics, 129(1), 9–27.

- Zwart, H.J., Roberti, K.F., Boersma, K.T., Hartevelt, J.J.A., van Leeuwen, T.M., Liezenberg, J.L, Mey, P.H.W., Rijnsburger, A., Wees, H., Zandvliet, J. 1976. Geological map of the Central Pyrenees. Sheet 9. Flamisell-Pallaresa (Spain). Scale l/50.000.

Sites web consultés :

[1]: site web Infoterre : http://infoterre.brgm.fr/

[2]: site web Minéralinfo : http://www.mineralinfo.fr/

[3]: site web ArgusMedia : http://www.argusmedia.com/

[4]: site web MSP Refram : http://prometia.eu/msp-refram/

[5]: site web USGS : https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/tungsten/

[6]: site web Roskill : https://roskill.com/market-report/tungsten/

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte du potentiel minier en France métropolitaine (BRGM, 2017) 10
Figure 2 : Propriétés physiques du tungstène 20
Figure 3 : Isotopes du tungstène 20
Figure 4 : Principales applications du tungstène en 2015 (ArgusMedia, 2015) 21
Figure 5 : Consommation globale de tungstène par secteur en 2014 (ArgusMedia, 2015) 21
Figure 6 : Exemples d'usages du tungstène 22
Figure 7 : Evaluation de la substituabilité du tungstène pour ses principales utilisations (MSP REFRAM, 2016) 23
Figure 8 : Evolution de la production primaire et de la consommation mondiale de tungstène (USGS, Roskill) 23
Figure 9 : Production minière mondiale de tungstène en 2016 (t WO_3 ; USGS, 2017) 24
Figure 10 : Consommation mondiale de tungstène en 2016 (t WO_3 ; Roskill 2017) 24
Figure 11 : Evolution indicative de la production minière par pays (BRGM, 2017) 25
Figure 12 : Production et prix du tungstène (t WO_3) depuis 1900 (BRGM, 2017) 25
Figure 13 : Evolution des prix de divers composés marchands du tungstène (Mineralinfo, 2017) 26
Figure 14 : Réserves minières mondiales de tungstène en 2016 (en t WO3) (USGS) 26
Figure 15 : Ressources minières mondiales de tungstène en 2016 (en t WO3) (Roskill, 2017) 27
Figure 16 : Matrice de criticité du tungstène en 2017 (BRGM) 27
Figure 17 : Localisation des principaux gisements mondiaux de tungstène et des mines en production en mars 2012 (Audion & Labbé, 2012). 28
Figure 18 : Carte des principaux gisements et gites de tungstène en France métropolitaine (Audion & Labbé, 2012). 30
Figure 19 : Modèle conceptuel d'une minéralisation de type skarn montrant la variété de minéraux qui peuvent se développer en fonction de la nature de la roche encaissante et du type de conditions de formation (Meinert et al., 2005). 32
Figure 20 : Diagramme de classification des différents types de skarns selon l'état d'oxydation de l'intrusion en fonction de celui des roches encaissantes (Meinert et al., 2005). 33
Figure 21 : Etapes de la formation d'un skarn (modifié d'après Jébrak & Marcoux, 2008) 34
Figure 22 : Reconstruction géodynamique de la chaine varisque depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère (Matte, 2001) 40
Figure 23 : Assemblage au Permien des principaux continents formant la Pangée et montrant l'extension des chaines paléozoïques. 400 – 250 Ma en jaune ; 450 – 400 Ma en orange (Matte, 2001) 41
Figure 24 : Structure de la chaîne Varisque en Europe avant l'orogenèse alpine (Fréville, 2016) 41
Figure 25 : Coupe interprétative de l'architecture de la chaine varisque ouest varisque Ouest-Européenne (Ballèvre et al., 2009) 42
Figure 26 : Carte structurale synthétique de la chaine Varisque Ouest-Européenne. Les principaux domaines de socle varisque affleurant sont représentés en gris. AM : Massif Armoricain, BM : Massif de Bohème, FMC : Massif Central, IM : Massif Ibérique (Cochelin et al, 2018) 43
Figure 27 : Carte des évènements métamorphiques magmatiques et sédimentaires tardi- à post-orogéniques (Cochelin, 2016) 44
Figure 28 : Distribution des gisements à tungstène dans la chaîne Varisque (modifié d'après Harlaux, 2016). LCT = Lithium-Césium-Tantale ; RMG = Rare Metal Granite 46

Figure 29 : Carte des bandes à Sn et W dominant dans la chaine Varisque Ouest Européenne montrant leur obliquité sur les domaines structuraux majeurs (modifié d'après Derré, 1982) 47
Figure 30 : Calendrier des évènements magmatiques et métallogéniques pour l'étain et le tungstène dans la chaîne varisque ouest-européenne (modifié d'après Derré, 1982) 48
Figure 31 : Synthèse des âges U-Pb sur wolframite et comparaison avec les principaux évènements tectono-métamorphiques et magmatiques dans le Massif Central (Harlaux, 2016). BOS = St-Goussaud; CFM = Vaulry; ECH = Echassières; ENG = Enguialès; LCP = Leucamp; ML = Montredon-Labessonie; PLV = Puy-les-Vignes; SM = Sainte-Mélany. 49
Figure 32 : Carte topographique des Pyrénées 50
Figure 33 : Schéma des grands domaines structuraux composant la chaîne Pyrénéenne actuelle (CNP : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, NPF : Faille Nord-Pyrénéenne, FSP : Faille Sud Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (Ducoux, 2017) 51
Figure 34 : Structure profonde de la chaîne le long du profil ECORS. a) Interprétation du profil ECORS d'après Muñoz, 1992 et Beaumont et al., (2000) dans Erdos et al., (2014). b) Réinterprétation du profil ECORS de Muñoz, 1992 et Beaumont et al., (2000) par Cochelin (2016), modifié. 51
Figure 35 : Carte géologique schématique de la Zone Axiale des Pyrénées montrant la localisation des principaux dômes métamorphiques de HT-BP (Cochelin et al., 2018). La localisation de la figure 36 est encadrée et celles des coupes de la figure 38 sont numérotées de 1 à 5. 52
Figure 36 : Bloc diagramme de la partie sud-est du dôme du Bossost et de sa couverture montrant la transition entre la fabrique sub-horizontale de l'infrastructure et la structuration sub-verticale de la superstructure (Cochelin et al., 2018). 53
Figure 37 : Coupes géologiques N-S sériées à travers la Zone axiale d'après Cochelin et al., 2018; MSZ: Shear-Zone de Mérens, SSZ: Shear-Zone de Soldeu, TSZ: Shear-Zone de la Têt, NPF : Faille Nord-Pyrénéenne. 54
Figure 38 : Coupe géologique nord-sud des Pyrénées Centrales montrant la superposition des structures Alpines sur le domaine Varisque de la Zone Axiale (Cochelin et al., 2018). 55
Figure 39 : Calendrier des âges de mise en place des principaux massifs plutoniques de la Zone Axiale des Pyrénées (Denèle et al., 2014). 57
Figure 40 : Modèle schématique de la formation et de l'évolution dans un régime transpressif dextre de trois plutons des Pyrénées Orientales (Mérens, Quérigut, Millas). (a) Remplissage de fentes de tension par des injections magmatiques successives, (1) magmas mafiques à intermédiaires : gabbro-diorite, quartz diorite et granodiorite puis des (2) magmas monzogranitiques ; (b) Croissance des plutons ; (c) Formation de deux bandes de cisaillement N120E tardives entre les plutons (Denèle et al., 2008). 57
Figure 41 : Modèle de mise en place et d'évolution du pluton de Saint Laurent - La Jonquera montrant les relations de zonation et de recoupement entre les différents corps magmatiques observés (Olivier et al., 2016). La ligne grise représente le niveau actuel d'érosion. 58
Figure 42 : Modèle d'évolution temporelle de la croûte paléozoïque de la zone axiale au cours de l'orogenèse varisque (Denèle et al., 2014; Cochelin et al., 2018) 60
Figure 43 : Bloc diagramme synthétique montrant les 2 épisodes principaux de l'évolution tardi-varisque (formation des dômes gneissiques dans un régime transpressif puis formation des zones de cisaillement inverses dextres durant le refroidissement de la croûte) dans les Pyrénées (Cochelin et al., 2018) 61

Figure 44 : Reconstitution de l'arc Ibéro-Armoricain au Permien dans le contexte de la collision varisque (Cochelin et al., 2017). La figure montre comment le fluage latéral syn-convergence observé dans les Pyrénées s'insère dans le contexte de la fermeture de la syntaxe Ibéro-Armoricaine. _____ 62

Figure 45 : Carte des principales mines exploitées dans les Pyrénées au cours du XXème siècle (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016). _____ 63

Figure 46 : Carte des indices de minéraux industriels des Pyrénées (modifié d'après Vic, 2016). _____ 64

Figure 47 : Echelle des temps géologiques des évènements sédimentaires, géodynamiques, magmatiques et minéralisateurs des Pyrénées au cours de l'orogène Varisque (modifié d'après Vic, 2016). _____ 65

Figure 48 : Carte des principaux indices de tungstène des Pyrénées (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016). _____ 68

Figure 49 : Carte couplant les résultats de la prospection géochimique et alluvionnaire du W réalisé par le BRGM dans la Zone Axiale et les massifs Nord Pyrénéens avec la localisation des indices de tungstène de l'inventaire minier du BRGM et des grands domaines d'anomalies (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016).____ 69

Figure 50 : Carte des principaux indices d'or des Pyrénées (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016).____ 71

Figure 51 : Carte couplant les résultats de la prospection géochimique et alluvionnaire de l'Au réalisé par le BRGM dans la Zone Axiale et les massifs Nord Pyrénéens avec la localisation des indices Au de l'inventaire minier du BRGM et des anomalies principales (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016).____ 72

Figure 52 : Carte des principaux indices de zinc et de plomb des Pyrénées (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016) ___ 74

Figure 53 : Carte des résultats des campagnes de prospection géochimique BRGM et SNEAP du Pb dans la Zone Axiale et les massifs Nord Pyrénéens avec la localisation des indices et anciennes mines de zinc-plomb et des anomalies principales (modifié d'après Vic & Tourlière, 2016) _____ 75

Figure 54 : Localisation géographique de la mine de Salau_____ 77

Figure 55 : Modèle Numérique de Terrain réalisé sur le secteur de Salau (résolution spatiale de 10 m)_____ 78

Figure 56 : Carte des limites administratives du PERM de Couflens déposé par Variscan Mines en 2015 (d'après le dossier de demande de PERM Couflens) et accordé en février 2017_____ 78

Figure 57 : Schéma structural régional du secteur de Salau (modifié d'après Colchen et al., 1997).____ 79

Figure 58 : Carte géologique au 1/10 000 du secteur de Salau – Aurenere (modifiée et complétée d'après les levés de Derré et al, 1980)_____ 81

Figure 59 : Log chronostratigraphique de la série métasédimentaire du Haut-Salat (modifié d'après Ternet et al., 1997) _____ 83

Figure 60 : Lithostratigraphie du secteur de Salau (modifié d'après Fonteilles et al., 1989) _____ 86

Figure 61 : Coupes sériées N-S depuis la mine de Saube à l'est vers l'indice d'Aurenère à l'ouest, passant par le bois de la Fourque - Salau (Les coupes C, D, E, H et I ont été modifiées et complétées d'après Derré et al., 1980). _____ 87

Figure 62 : Position et relations géométriques entre les différents corps magmatiques du massif de la Fourque (modifié d'après Derré, 1982) _____ 89

Figure 63 : Diagrammes de classification géochimique pour quelques intrusions de la zone d'étude : (a) diagramme de classification R1-R2 (De la Roche et al., 1980); (b) diagramme de classification PQ (Debon & Le Fort, 1983); (c) spider plot des terres rares – normalisé aux chondrites (Boynton et al., 1984); (d) diagramme de classification BA (Debon & Le Fort, 1983); (e) diagramme de classification AFM (Irvine & Baragar, 1971); (f) diagramme de classification des granites (Frost et al., 2001); (g) diagramme de classification B-A (modifié par Villaseca et al., 1988).____ 90

Figure 64 : (a) Schéma de classification redox pour les roches ignée (modifié d'après Blevin, 2004). FeO réfère à la teneur en Fe total dans l'échantillon indiqué en FeO. Légende: VSO – very strongly oxidized / très oxydé, SO – strongly oxidized / fortement oxydé, MO – moderately oxidized / modérément oxydé, MR – moderately reduced / modérément réduit, SR – strongly reduced / fortement réduit. Dans le domaine "Use other criteria", les critères pétrographiques ou magnétiques ou des membres moins felsiques de la même lignée magmatique doivent être préférentiellement utilisés. (b) Diagramme Fe_2O_3 en fonction de FeO–SiO_2 pour les granitoïdes associés à des minéralisations à Cu-Au, Cu, Mo, W-Sn, Sn et U. Les roches intrusives de Salau et Bassiès y sont projetées. Les différents domaines sont représentés à partir des données compilées d'après Harlaux et al., 2017._____ 92*

Figure 65 : Tableau paragénétique réalisé à partir d'observations dans les roches encaissantes montrant les différences entre les effets du métamorphisme régional et du métamorphisme de contact (modifié d'après Derré et al., 1980).__ 94

Figure 66 : Schéma interprétatif de la phase tectonique précoce régionale A (modifié d'après Bodin & Ledru, 1986) _ 95

Figure 67 : Carte des différents axes de plis dans l'environnement de l'intrusion de la Fourque (modifié d'après Charuau, 1974)._____ 96

Figure 68 : Figures d'interférences des plis P1-P2 en croissants et champignons (Ramsay, 1967 ; modifié d'après Derré et al., 1980)._____ 96

Figure 69 : Interprétation géologique d'un panorama N-S photographié depuis l'est du massif de la Fourque, au niveau du Bois d'Anglade. Les interférences de plis P1-P2 décrits par Charuau & Derré, 1976 sont particulièrement visibles au niveau des sills de microgranite replissés. _____ 97

Figure 70 : Coupe N-S des plis superposés du versant de Saube visibles au niveau des sills de microgranite replissés (modifié d'après Fonteilles et al., 1989)._____ 98

Figure 71 : Carte des indices et travaux miniers historiques réalisés autour de l'intrusion de la Fourque_____ 99

Figure 72 : Interprétation géologique d'un panorama N-S photographié depuis le terril de l'indice à Pb/Zn de Saube. Les skarns à scheelite se localisent sur toute la périphérie du massif de granodiorite de la Fourque._____ 100

Figure 73 : Coupe schématique E-W du gisement de tungstène de Salau (modifié d'après Fonteilles et al., 1989) ___ 101

Figure 74 : Coupe N-S du massif de la Fourque montrant la distribution et la géométrie des différents corps minéralisés. La faille Véronique tronçonne les skarns selon un jeu dextre inverse (coupe réalisée d'après les principaux sondages et plans SMA de l'exploitation historique)._____ 103

Figure 75 : Carte des différents corps minéralisés exploités à Salau au niveau du flanc sud-est de l'intrusion de la Fourque (modifié d'après Fonteilles et al., 1989). _____ 104

Figure 76 : Production annuelle de l'exploitation de Salau entre 1970 et 1986 (compilée d'après les archives SMA). _ 104

Figure 77 : Bloc diagramme 3D du ravin de la Fourque vu depuis le nord-est (modifié d'après Derré, 1973)_____ 107

Figure 78 : Représentation 3D de la morphologie en golfe et gouttière des corps minéralisés du Bois d'Anglade au contact de l'intrusion granodioritique de la Fourque (modifié d'après un croquis de la SMA)_____ 108

Figure 79 : Bloc diagramme 3D de 2 corps minéralisés du Bois d'Anglade : la Formation Sud et la colonne SC (modifié d'après Derré, 1973)._____ 109

Figure 80 : Schéma interprétatif du levé géologique de la carrière du Bois d'Anglade montrant les relations entre les skarns et skarnoïdes à scheelite, les zones riches en sulfures et la granodiorite de la Fourque. Le contour rouge représente le contour du dépilage. Les positions des échantillons sont reportées. Les stéréogrammes montrent la distribution de la stratification encore visible dans les skarns et skarnoïdes._____ 111

Figure 81 : Géologie du niveau 1452 m - Zone du Bois d'Anglade (modifié d'après document SMA) _____ 116

Figure 82: Coupe interprétative nord-sud à travers la zone du Bois d'Anglade (modifié d'après document SMA) ____ *116*
Figure 83 : Levé géologique au 1/250ème du sous niveau 1500 de la formation Nord (modifié d'après Derré, 1973). *118*
Figure 84 : Bloc diagramme du corps minéralisé Véronique entre les côtes 1475 et 1320 (modifié d'après Derré, 1973 et les nouvelles données de sondages). _____ *119*
Figure 85 : Levé géologique interprété au 1/1 000 du niveau 1230 de la mine de Salau avec la superposition des niveaux 1320 (bleu) et 1165 (pointillés noir). La granodiorite et les skarns sont recoupés par un nombre important de filons de quartz pluri métriques sub-verticaux et souvent minéralisés en sulfures massifs. Les lentilles minéralisées au niveau de Véronique se prolongent en aval pendage vers le nord-ouest (modifié d'après document SMA). _____ *121*
Figure 86 : Levé géologique interprété au 1/1 000 du niveau 1430 de la mine de Salau. Le cœur de l'antiforme recoupé par la granodiorite au sud de l'intrusion est matérialisé par les schistes du Mont Rouch (modifié d'après document SMA). _____ *123*
Figure 87 : Coupes sériées N-S à travers le Quartier Véronique (depuis les chantiers Est vers les chantiers Ouest) réinterprétées d'après les derniers sondages SMA _____ *129*
Figure 88 : Levé géologique au 1/250 de la recoupe R15 1230 dans le corps minéralisé Véronique (modifié d'après Lecouffe, 1987). _____ *130*
Figure 89 : Levé géologique et photographie du parement ouest de la galerie R1281 (complété et modifié d'après Lecouffe, 1987 et cliché SMA). _____ *132*
Figure 90 : Levé géologique de la recoupe R1312 montrant le passage de la faille Véronique (complété et modifié d'après Lecouffe, 1987). Des lentilles de quartz blanc (en bleu foncé) sont présentes au cœur de la faille. _____ *133*
Figure 91 : Levé géologique au 1/250 de la couronne du niveau 1492 dans le corps minéralisé Véronique (modifié d'après Lecouffe, 1987). _____ *133*
Figure 92 : Levé géologique au 1/250 du DV396 dans le corps minéralisé Véronique (modifié d'après Lecouffe, 1987). _____ *136*
Figure 93 : Carte géologique détaillée du ravin de la Fourque montrant la localisation des principaux affleurements de skarn et le passage de la Faille Véronique (modifié d'après Derré, 1973). _____ *143*
Figure 94 : Photographies interprétées des failles satellites N100°E 70°N (n=25) de Véronique situées au sud-est (a) et à l'est (b) du massif de la Fourque. Ces failles sont encaissées par la granodiorite qui est bréchifiée, silicifiée et imprégnée de sulfures (pyrrhotite dominante). _____ *145*
Figure 95 : Carte géologique schématique de la partie Ouest du massif de la Fourque montrant la localisation des principaux indices de skarn en périphérie de l'intrusion ainsi que les résultats des analyses or réalisées sur les minéralisations riches en sulfures massifs. Les résultats pour l'indice d'Espis sont également reportés (modifié d'après Ledru, 1986). _____ *147*
Figure 96 : Carte géologique détaillée des indices minéralisés de l'ouest de la granodiorite de la Fourque. Les plus fortes teneurs en tungstène sont corrélées avec les plus fortes teneurs en or (modifié d'après Ledru, 1986). _____ *148*
Figure 97 : Coupes géologiques interprétatives sériées réalisées à partir des sondages effectués par la SMA depuis la surface sur la périphérie du massif de la Fourque. Secteur ouest du massif / plateforme 3 / sondages MF10, MF11, MF12 et MF1 _____ *150*
Figure 98 : Coupe géologique interprétative la géométrie de la lentille Christine sur le flanc NW du massif de la Fourque (sulfures massifs dans une faille intragranitique de type Véronique / 3,57 % WO_3 sur 1,86 m et 8,54 % WO_3 sur 0,7 m) recoupée par sondages SMA depuis le niveau 1230. _____ *151*

Figure 99 : Carte interpolée de l'anomalie de résistivité détectée par la SMA lors des prospections de surface en 1979. _____ *152*

Figure 100 : Coupes géologiques interprétatives sériées réalisées à partir des sondages effectués par la SMA depuis la surface sur la périphérie du massif de la Fourque. Secteur nord du massif / plateforme 2 / sondages MF15, MF16, MF17. _____ *153*

Figure 101 : Coupes géologiques interprétatives sériées réalisées à partir des sondages effectués par la SMA depuis la surface sur la périphérie du massif de la Fourque. Secteur nord - est du massif / plateforme 1 / sondages MF1, MF2, MF3 et MF4. _____ *154*

Figure 102 : Coupes géologiques interprétatives sériées réalisées à partir des sondages effectués par la SMA depuis la surface sur la périphérie du massif de la Fourque. Secteur Est du massif / plateforme 4 / sondages MF6, MF7, MF8 et MF9. _____ *156*

Figure 103 : Coupes géologiques interprétatives sériées réalisées à partir des sondages effectués par la SMA depuis la surface sur la périphérie du massif de la Fourque. Secteur Sud-Est du massif / plateforme 5 / sondages MF18 et MF19. _____ *157*

Figure 104 : Schéma structural de la zone de la Plagne (ouest du massif de la Fourque) complété et modifié d'après Ledru, (1984). Les analyses or réalisées sur l'indice d'Espis sont reportées en ppm. _____ *158*

Figure 105 : Panorama interprété photographié depuis la mine de Bonabe à l'ouest de la vallée N-S de la Pallaresa, montrant la localisation d'Aurenère à proximité du chevauchement silurien entre le Dévonien allochtone et autochtone. _____ *163*

Figure 106 : (a) Panorama NW-SE de l'affleurement minéralisé d'Aurenère ; (b) levé géologique de l'affleurement d'Aurenère (complété et modifié d'après Palau et al., 1998) ; (c) coupe géologique interprétée de l'indice de skarn au contact du dyke de granodiorite au SW de l'affleurement d'Aurenère (modifié d'après Palau et al., 1998). _____ *165*

Figure 107 : Coupe schématique montrant les résultats des analyses pour or et argent réalisés en 1986 dans les corps minéralisés Véronique Est et Ouest. Les teneurs les plus riches (> 10 g/t) se situent au sein de la zone de faille, dans les brèches filoniennes à sulfures massifs et scheelite grossière abondante. _____ *166*

Figure 108 : Diagramme montrant la variation de la teneur en tungstène (% WO_3) en fonction de la teneur en or (ppm Au) pour différents types de minéralisations échantillonnées au niveau du gisement de Salau. _____ *167*

Figure 109 : Diagramme montrant l'évolution des teneurs en As, Bi, Te, Cd, Zn, Pb, Cu et Fe en fonction des teneurs en or pour différents types de minéralisations échantillonnées au niveau du gisement de Salau _____ *168*

Figure 110 : Diagramme montrant l'évolution des teneurs en As, Bi, Te, Cd, Zn, Pb, Cu et Fe en fonction des teneurs en tungstène pour différents types de minéralisations échantillonnées au niveau du gisement de Salau _____ *169*

Figure 111 : Diagramme montrant la variation de la teneur en tungstène (% WO_3) en fonction de la teneur en or (ppm Au) pour différents types de minéralisations échantillonnées au niveau de l'indice d'Aurenère. _____ *170*

Figure 112 : Carte des résultats géochimiques pour le tungstène (% WO_3) obtenus sur l'affleurement d'Aurenère ___ *171*

Figure 113 : Carte des résultats géochimiques pour l'or (ppm Au) obtenus sur l'affleurement d'Aurenère _____ *172*

Figure 114 : Localisation des 832 sondages et des 2373 rainurages traités sur la surface topographique du modèle 3D _____ *178*

Figure 115 : Structure du modèle logique de données utilisé pour la base de données des sondages _____ *179*

Figure 116 : Histogramme de la fréquence du nombre d'analyses en fonction de la teneur en tungstène obtenue dans les enregistrements de la table « Assays ». 2 populations de valeurs à faible et forte teneur en tungstène se démarquent. _____ *181*
Figure 117 : Représentation 3D du cadre géologique et structural du secteur de Salau (Micromine™) à partir du système d'information géographique constitué sous ArcGis™. _____ *182*
Figure 118 : Dispositif schématique des infrastructures lors de l'exploitation du gisement (1970 – 1986) _____ *183*
Figure 119 : Représentation 3D des infrastructures (galeries et cheminées) de la mine de Salau, vue vers le NE (Micromine™) _____ *184*
Figure 120 : Visualisation 3D vers le NE des analyses issues de la BDD sur le quartier Véronique (Micromine™) _____ *185*
Figure 121 : Visualisation 3D vers le NE de la lithologie harmonisée sur le quartier Véronique (Micromine™) _____ *185*
Figure 122 : Représentation 3D des coupes sériées de la minéralisation du quartier Véronique, vue vers le NE (Micromine™) _____ *186*
Figure 123 : Représentation 3D des principaux corps minéralisés du gisement de Salau (une couleur différente par corps minéralisé), vue vers le SW (Micromine™) _____ *187*
Figure 124 : Vue 3D vers le NW du passage de la faille Véronique par rapport aux différents corps minéralisés modélisés au sein du gisement de Salau. La légende lithologique harmonisée des sondages est détaillée dans le tableau 4. _____ *187*
Figure 125 : Vue en 3D vers le NNE du passage de la faille Véronique au niveau des minéralisations du Quer de l'Aigle. La minéralisation à sulfures massifs et scheelite grossière est localisée dans une brèche développée le long de la faille. La légende lithologique harmonisée des sondages est détaillée dans le tableau 4. _____ *188*
Figure 126 : Représentation 3D des minéralisations de la faille Véronique ; (a) Vue en 3D vers le SE des minéralisations du quartier Véronique. Les deux compartiments de skarnoïdes sont déplacés de plus de 250m selon un jeu inverse dextre ; (b) Vue en coupe N-S des minéralisations du quartier Véronique. _____ *189*
Figure 127 : (a) Représentation en plan de la projection de l'extension probable des minéralisations à l'aval du quartier Véronique ; (b) Vue en 3D vers le NW de l'ensemble des minéralisations du quartier Véronique et du Bois d'Anglade. La localisation du détail (a) est reportée. _____ *189*
Figure 128 : Répartition statistique des valeurs composite (% WO3) issues de la table analyse sur les sondages du Bois d'Anglade _____ *191*
Figure 129 : Variogramme sphérique expérimental retenu pour le Bois d'Anglade selon la direction majeure de continuité N 265 E, -85°S _____ *191*
Figure 130 : Représentation 3D du bloc model appliqué à l'emprise rectangulaire de l'enveloppe minéralisée du Bois d'Anglade en bleu, vue vers le Nord. _____ *192*
Figure 131 : Représentation 3D du modèle de blocs sur l'enveloppe minéralisée du Bois d'Anglade, vue vers le NE __ *194*
Figure 132 : Représentation 3D des teneurs en WO3 interpolées par krigeage ordinaire dans le modèle de blocs, vue vers le NE _____ *194*
Figure 133 : Coupes 2D des teneurs interpolées par krigeage ordinaire dans le modèle de blocs du Bois d'Anglade __ *195*
Figure 134 : Carte de l'interprétation géologique du niveau 1452 m pour le corps minéralisé du Bois d'Anglade ____ *196*
Figure 135 : Coupe N-S synthétique à travers la zone du Bois d'Anglade _____ *197*
Figure 136 : Courbe tonnage - teneur du corps minéralisé de type "fond de Golfe" du Bois d'Anglade _____ *198*

Figure 137 : Vue 3D vers le SW de la distribution des corps minéralisés et des indices issus du modèle réalisé à l'échelle du gisement de Salau _____ *201*
Figure 138 : Composition des pyroxènes observés dans les différentes roches (en % molaire). Données obtenues par microsonde électronique de Soler, 1977 et Zahm, 1987 (modifié d'après Fonteilles et al., 1989) _____ *207*
*Figure 139 : Composition des différents grenats observés (en % molaire). Données acquises à la microsonde électronique et compilées de Soler, 1977; Kaelin, 1979 and Zahm, 1987 (modifié d'après Fonteilles et al., 1989)*____ *209*
Figure 140 : (A) Schéma de la distribution du grenat tardif dans un skarn zoné développé aux dépens des marbres / (B) Relations entre l'assemblage précoce à grossulaire/pyroxène, rétromorphosé en épidote et les veines de grenat tardif les recoupant (modifié d'après Fonteilles et al., 1989). _____ *210*
Figure 141 : Composition des différents grenats observés (en % molaire). Données acquises à la microsonde électronique et compilées de Soler, 1977; Kaelin, 1979 et Zahm, 1987 (modifié d'après Fonteilles et al., 1989) _____ *210*
Figure 142 : Tableau paragénétique de synthèse compilant les observations réalisées sur les différents types de minéralisations du gisement de Salau. _____ *229*
Figure 143 : Tableau paragénétique de synthèse compilant les observations réalisées sur les différents types de minéralisations de l'indice d'Aurenère. _____ *233*
Figure 144 : Diagramme des teneurs en Zn (% poids) en fonction des teneurs en Fe (% poids) dans différentes sphalérites de la zone d'étude. Les données concernant l'auréole externe, le port de Salau, Carboire et Bonabe ont été compilées d'après Derré et al. (1984). _____ *234*
Figure 145 : Diagramme des teneurs en Cd (% poids) en fonction des teneurs en Fe (% poids) dans différentes sphalérites de la zone d'étude. _____ *235*
Figure 146 : Diagramme ternaire Fe-As-S (% poids) en fonction des teneurs en Fe (% poids) dans différentes sphalérites de la zone d'étude. _____ *236*
Figure 147 : Diagramme des teneurs en Fe (% poids) en fonction des teneurs en As (% poids) dans différentes arsénopyrites de la zone d'étude. Une partie des données (arsénopyrites massives brèche et arsénopyrite massive SC) ont été compilées d'après Derré et al. 1984. _____ *237*
Figure 148 : Diagramme des teneurs en Co (% poids) en fonction des teneurs en As (% poids) dans différentes arsénopyrites de la zone d'étude. Une partie des données (arsénopyrites massives brèche et arsénopyrite massive SC) ont été compilées d'après Derré et al. 1984. _____ *237*
*Figure 149 : Géothermomètre de Kretschmar & Scott, 1976, permettant de déterminer à partir de l'activité du soufre et de la température les champs de stabilité de l'arsénopyrite. Les données ont été projetées et les températures résultantes ont été synthétisées. Les arsénopyrites losangiques (300 – 445 °C) et les arsénopyrites d'Aurenère (300 – 460 °C) montrent des températures plus basses que les arsénopyrites massives de Salau (450 – 575 °C).*_____ *239*
*Figure 150 : Diagramme des teneurs en Fe (% poids) en fonction des teneurs en S (% poids) dans différentes pyrrhotites de la zone d'étude. Les valeurs ont été obtenues à la microsonde.*_____ *240*
Figure 151 : Espacement d_{102} pour les différentes pyrrhotites déterminé par diffraction X (modifié d'après Fonteilles et al., 1989). Le système cristallin des pyrrhotites du Bois d'Anglade et de Véronique est hexagonal. _____ *241*
Figure 152 : Diagramme ternaire OH-Cl-F (% poids) de différentes apatites de la zone d'étude. Les trois catégories correspondent à des fluoroapatites. Les domaines de composition des autres apatites sont tirés de Webster & Piccoli, 2015. _____ *242*

Figure 153 : Diagramme ternaire Al – $Al_{50}Fe(tot)_{50}$ – $AlMg(tot)_{50}$ (Henry & Guidotti, 1985) des tourmalines provenant des veines à quartz noir recoupant la granodiorite de la Fourque. Les résultats correspondent aux domaines (II) des granitoïdes pauvres en lithium, pegmatites ou aplites et (IV) des métapélites et métapsammites (phase saturée en Al). _____ *243*

Figure 154 : Diagramme de la pression (en kbar) calculée d'après l'équation de Uchida et al. (2007) en fonction de l'aluminium total (Al^{tot}) dans les biotites de la granodiorite de la Fourque. _____ *244*

Figure 155 : (a) Diagramme de Monier & Robert. (1986) permettant de déterminer les températures des micas blancs et noirs à partir de leur richesse en Fe et en Mg. (b) Diagramme de Velde, (1965) modifié par Massone & Schreyer, (1987) permettant de déterminer la pression H_2O (en kbar) de la cristallisation des micas blancs. _____ *247*

Figure 156 : Projection des mesures de δ34S réalisées pour différents sulfures du gisement de Salau, des indices minéralisés voisins et de l'encaissant métasédimentaire. _____ *251*

Figure 157 : Compilation de mesures de δ34SCDT pour les sulfures de différents skarns à travers la zone axiale des Pyrénées (données de Guy, 1979 ; Soler, 1990 ; Soler et al., 1991 ; Cardellach et al., 1992) _____ *252*

Figure 158 : Diagrammes Pb/Pb du rapport $^{208}Pb/^{204}Pb$ (a) et $^{207}Pb/^{204}Pb$ (b) en fonction du $^{206}Pb/^{204}Pb$ pour différents gisements et granitoïdes des Pyrénées. Les données des gisements proviennent de galènes (Marcoux et al., 1991 ; Romer & Soler, 1995 ; Cardellach et al., 1996 ; García-Sansegundo et al., 2014 ; Subias et al., 2015 ; Munoz et al., 2015) et celles des granitoïdes proviennent de feldspath potassiques ou plagioclases (Vitrac-Michard et al., 1981). _____ *254*

Figure 159 : Simplified general map of Paleozoic domain in the Pyrenees (south of France) modified from Denèle et al. (2011). Regional structural scheme of the Salau area modified from Colchen et al. (1997). _____ *264*

Figure 160 : Geochemical diagrams for some representative intrusions of the studied area: (a) R1-R2 classification plot (De la Roche et al., 1980); (b) PQ classification plot (Debon & Le Fort, 1983); (c) REE spider plot – chondrite normalized (Boynton, 1984); (d) BA classification plot (Debon & Le Fort, 1983); (e) AFM classification plot (Irvine & Baragar, 1971); (f) Granite classification (Frost et al., 2001); (g) B-A classification plot (modified by Villaseca et al., 1988). _____ *267*

Figure 161 : (a) Redox classification scheme for igneous rocks (Blevin, 2004). FeO refers to total Fe in the sample reported as FeO. Labels: VSO – very strongly oxidized, SO – strongly oxidized, MO – moderately oxidized, MR – moderately reduced, SR – strongly reduced. In the "Use other criteria" region, petrographic and magnetic criteria should be used, or less felsic members of the same suite in addition to whole rock Fe_2O_3 and FeO data. (b) Fe_2O_3/FeO–SiO_2 diagram for granitoid rocks associated with mineral deposits of Cu-Au, Cu, Mo, W-Sn, Sn and U. Salau and Bassies intrusive rocks are plotted. The different fields are represented with data compiled in Harlaux et al., 2018.* _____ *268*

Figure 162 : North-South synthetic cross-section of the La Fourque massif as constrained by field observations and drill-hole data. Location of studied samples is reported in blue. Note that metamorphic isograds cross the fold structures which precede the La Fourque granodioritic intrusion emplaced in a regional antiform. The massive sulfide ore is essentially located along the Veronique fault on the southern granodiorite border. Later, E-W 70°N faults displaced the ore of more than 100m in reverse sense. _____ *270*

Figure 163 : Representating field photographs showing: (a) General view of La Fourque massif where late faults are evidenced in the granodiorite; (b) Sample of calcic hornfels skarnified in an embayment where comb teeth texture of metasomatism is visible; (c) Sample of deformed inferior marble collected along the Veronique fault with massive sulfides; (d) drag folds developed in the inferior marble along the Veronique fault (represented by massive sulfides) at contact with the La Fourque granodiorite; (e) Altered granodiorite breccia along the Veronique fault, cemented by massive sulfides and coarse-grained scheelite; (f) C-S structures in sheared skarn along the Veronique fault showing an

east-west direction and a reverse play; (g) Sigma of skarn in the Veronique fault showing an east-west direction and a reverse play; (h) Sample of La Fourque granodiorite cut and altered by tourmaline veinlet and decimetric aplite dykes crossing the altered granodiorite; 272

Figure 164 : Selected thin section microphotographs illustrating: (a) Disseminated pyrrhotite associated with fine scheelite and grossular garnet in skarn bedding; (b) Massive sulfides paragenesis with an assemblage of pyrrhotite – chalcopyrite – sphalerite crosscutting the coarse scheelite; (c) Pluri-millimetric coarse scheelite fragmented and cemented by massive pyrrhotite; (d) Arsenopyrite crystals fragmented and cemented by chalcopyrite and massive pyrrhotite; (e) Native bismuth – laitakarite – electrum assemblage typical of Salau gold paragenesis; (f) Hedenbergite retromorphosed in amphibole and pervaded by massive pyrrhotite; (g) SEM image of fragmented magmatic apatite contemporaneous of biotite in La Fourque granodiorite; (h) Contemporaneity of massive pyrrhotite and hydrothermal euhedral apatites. 274

Figure 165 : Paragenetic table of the Salau W-Au-Cu deposit. Three main stages are distinguished, the scheelite skarn, the massive sulfide ore and late alterations or tension jogs. 275

Figure 166 : Cathodoluminescence images of dated zircons. (a) TP608 – (c) TP610 – (e) TP754, Salau granodiorite; (b) TP709 – (d) TP728, Aurenere granodiorite. Red circles correspond to laser shots realized (20 µm). 276

Figure 167 : Representative cathodoluminescence images of the analyzed apatite grains. (a – b) Hydrothermal apatite from the massive sulfide ore; (c – d) Magmatic apatite from the La Fourque granodiorite. Red circles correspond to laser spots (40 µm) used for U/Pb dating and yellow circles correspond to laser spots (40 µm) used for REE analyses. 276

Figure 168 : Representative cathodoluminescence images of dated scheelites. (a – b – c) Salau coarse-grained scheelite; (d) Salau fine-grained scheelite. Red circles correspond to laser shots realized for dating (40 µm) and yellow circles correspond to laser shots (40 µm) realized for REE analyses. 277

Figure 169 : Diagram of molybdenum grade (ppm) vs tungsten content (%) in function of different scheelites types analyzed by LA-ICPMS. Fine-grained scheelites shows higher molybdenum content (80 – 250 ppm) than coarse-grained scheelites (5 – 80 ppm) for the Salau deposit. 278

Figure 170 : Comparison of REE spectra for different apatites and scheelites analyzed by LA-ICPMS. Magmatic apatites and fine scheelites shows a similar relatively flat REE pattern with a strong negative europium anomaly (a-b-g). Hydrothermal apatites recorded an enriched LREE spectra with negative europium anomaly in core and positive one on borders (c). Coarse scheelites presents an enriched LREE pattern with a positive or not europium anomaly (d-e-f). 279

Figure 171 : Diagrams of Ce/Ce vs Eu/Eu* anomalies for the different scheelites and apatites studied adapted from Mao et al, 2016. Anomaly values were calculated using* $Eu/Eu^*=EuCN/(SmCN\cdot GdCN)^{0.5}$ *and* $Ce/Ce^*=CeCN/(LaCN\cdot PrCN)^{0.5}$ *(Worrall et al, 2001). N means normalized data to chondrite.* 280

Figure 172 : LREE-MREE-HREE ternary diagram for the Salau, Aurenere scheelites analyzed by LA-ICPMS. (LREE = La + Ce + Pr + Nd, MREE = Sm + Eu + Gd + Tb + Dy, HREE = Ho + Er + Tm + Yb + Lu. The REE data of other scheelite were from Zhang et al., 1990; Sylvester & Ghaderi, 1997; Ghaderi et al., 1999 ; Song et al., 2014). 281

Figure 173 : Tera-Wasserburg concordia diagrams obtained for zircon. (a – b –c) Salau granodiorite; (d – e) Aurenere granodiorite. N corresponds to the number of zircon grains that have been analyzed per sample. Ellipses and errors are reported at 2σ. 284

Figure 174 : Tera-Wasserburg concordia diagram obtained for apatites. (a - c - d) hydrothermal apatites from massive sulfides ore; (b) magmatic apatite from the La Fourque granodiorite; (e) Tera-Wasserburg concordia diagrams with all

the data obtained on hydrothermal apatite. N corresponds to the number of apatite grains that have been analyzed per sample. Ellipses and errors are reported at 2σ. _____ *286*
Figure 175 : Tera-Wasserburg concordia diagram obtained for Salau coarse scheelites. N corresponds to the number of scheelite grains that have been analyzed per sample. Ellipses and errors are reported at 2σ. _____ *287*
Figure 176 : Comsol model representing the cooling time of the La Fourque granodiorite at 2 kbar. The plot show that the intrusion cooled and reach the geothermal gradient (45°C/km) in less than 40,000 yrs. _____ *292*
Figure 177 : N - S cross section of the southern side of the La Fourque massif showing the massive sulfides ore formation and its relationships with an underlying more evolved granite. _____ *294*
Figure 178 : Chronological sketch of the Salau deposit genesis. D1 correspond to early folding N30°E. D2 at ca. 295 Ma corresponds to the N-S compressional stage which led to N110°E folds formation, granodiorite intrusion and related scheelite skarn genesis. Finally, D3 at ca. 289 Ma, a late evolved granite intrusion and the localization of deformation in shear-zones during progressive cooling of the crust led to the formation of a scheelite, massive sulfides and gold mineralization. _____ *297*
Figure 179: Conceptual representation of the temperature record in rocks vs distance to heat source _____ *316*
Figure 180 : Simplified general map of Paleozoic domain in the Pyrenees showing the location of the main domes, plutons, faults and tungsten skarn occurrences (listed from West to East). Location of figure 181 is indicated (modified from Cochelin et al., 2017b). _____ *317*
Figure 181 : Regional structural scheme of the Salau area modified from Colchen et al (1997) showing the location of the RSCM samples selected for the regional metamorphism N-S cross-section. _____ *318*
Figure 182 : Paragenetic table of marble and schist host rocks showing the differences between regional metamorphism and contact metamorphism effects (modified from Derré et al., 1980) _____ *320*
Figure 183 : Synthetic longitudinal E-W section from Aurenere to Bassiès, illustrating the hypothesis of a near-surface intrusion, at the origin of the contact metamorphism halo delimited from paragenetic studies (modified from Michard & Bouquet, 1986). _____ *320*
Figure 184 : Interpreted geological view from Saube looking to the East and showing the main scheelite skarn occurrences around the La Fourque granodiorite. _____ *322*
Figure 185 : Pictures showing the geometry and mineralogy of the Salau scheelite skarn ore: (a) picture of the Bois d'Anglade zone, looking to the SW, with embayments pinched between granodiorite sheets; (b) Detailed picture of a zoned skarn in the lower graphitic marbles; (c) Sketch of the mineralogical zonation in a zoned skarn (modified from Fonteilles et al., 1989); (d) Skarn sample pervaded by massive pyrrhotite related to the Veronique fault. _____ *323*
Figure 186 : Images describing the Aurenere scheelite skarn occurrence outcrop: (a) Picture of the Aurenere outcrop showing the scheelite skarn ore at contact between the small granodiorite stock and the marble host rock; (b) Detailed map of the Aurenère skarn outcrop with distribution of massive sulfides (pyrrhotite, chalcopyrite) and location of quartz-arsenopyrite veins (modified from Palau i Ramirez, 1998); (c) NW-SE cross-section of a skarn outcrop at contact with a granodiorite dyke in the vicinity of the Aurenere skarn (modified from Palau i Ramirez, 1998). _____ *324*
Figure 187 : Detailed geological map of the Salau – Aurenere area with location and value of the calculated RSCM temperatures. _____ *328*
Figure 188 : Evolution of the representative raman spectra obtained on samples selected to calculate the mean gradient (figure 187) in the vicinity of the Salau granodiorite. _____ *329*

Figure 189 : RSCM temperature profile in the vicinity of a small microgranite sill showing the small scale thermal influence of these intrusive bodies. Regional metamorphism background value is reached at ten meters from these sills. _____ *329*

Figure 190 : Regional cross-section in the Axial Zone of the Pyrenees with profiles and location of calculated RSCM temperatures. The regional metamorphism range (350 – 420 °C) is reported in pale green. Inferred intrusive bodies corresponding to high temperatures records are drawn. _____ *331*

Figure 191: (a) Semi-variogram model; (b) QQ plot of RSCM temperatures; (c) Semi-variogram map _____ *332*

Figure 192 : Interpolated RSCM temperature map obtained from samples showing the elongated E-W thermal halo extending from Spain to Salau and in the Aurenere vicinity. The location of the cross-sections (fig. X) is drawn from A to I. _____ *333*

Figure 193 : Average thermal gradient calculated from obtained RSCM temperatures in the vicinity of the Salau granodiorite. Interpolated points are drawn in blue and calculated points from RSCM data in red. The best fit to points is represented by a square polynomial equation. _____ *334*

Figure 194 : Interpolated map of the hypothetic intrusion roof depth obtained from average thermal gradient equation (figure 193). For comparison, gravimetric, magnetic and electromagnetic anomalies are reported. Cross sections profiles are drawn with dotted lines. _____ *336*

Figure 195 : Consecutive N-S cross-sections through the Aurenere (A) to Salau (I) area showing the location and values of the calculated RSCM temperatures. Distance to surface estimated with polynomial equation (Fig. X) and shape of hypothetic intrusive bodies are reported in dotted pale rose on the sections. _____ *337*

Figure 196 : Temporal evolution of the La Fourque granodiorite cooling estimated by numerical modeling with COMSOL™. The curves represent different distances to the intrusion. The cooling of this small intrusion is rapid and reaches the regional metamorphism background value in ca. 40.000 yrs. _____ *338*

Figure 197 : Carte géologique du secteur du massif de la Fourque, montrant la distribution des principales minéralisations et de la localisation des intrusions sub-affleurantes déterminée à partir des résultats raman. Les profils des coupes A à F sont reportés sur la carte _____ *349*

Figure 198 : Comparaison entre les dykes d'aplite et la minéralisation à sulfures massifs (a) de Salau et (b) de Cantung (modifié d'après Rasmussen et al., 2011). _____ *350*

Figure 199 : Diagramme montrant l'évolution de la température en fonction du temps dans les roches encaissantes autour de l'intrusion de la Fourque (1x2km), estimée par modélisation numérique sous COMSOL™. Le refroidissement de ce petit apex granodioritique mis en place peu profondément (2.0 – 2.5 kbar) est rapide et n'excède pas 40 ka. avant d'atteindre le gradient géothermique. _____ *354*

Figure 200 : (a) Diagramme du $\delta_{13}C$ en fonction du $\delta_{18}O$ pour les carbonates de différents skarns des Pyrénées (modifié d'après Guy, 1988). PMC = Primary Magmatic Carbon. (b) Diagramme du δD_{SMOW} en fonction du $\delta_{18}O_{SMOW}$ pour les silicates de différents skarns des Pyrénées (modifié d'après Toulhoat, 1982). _____ *355*

Figure 201 : Modèle génétique synthétique de la formation du gisement de Salau et de l'indice d'Aurenère. _____ *356*

Figure 202 : Localisation des principaux gisements de types IRGD par rapport aux principaux districts à W-Sn (modifié d'après Lang & Baker, 2001) _____ *358*

Figure 203 : Schéma conceptuel des différentes morphologies de minéralisations regroupées dans le modèle métallogénique Intrusion Related Gold Deposit (modifié et complété d'après Lang & Baker, 2001). _____ *358*

Figure 204 : Schéma synthétique des différentes minéralisations observées au niveau du gisement de Salau. La taille des lettrages (W et Au) est proportionnelle à l'abondance relative de ces métaux._____ 362
Figure 205 : Carte géologique de la Zone axiale des Pyrénées et de la chaine côtière Catalane montrant la localisation des principales intrusions de granodiorite et leur âge par rapport à la position des failles régionales Est-Ouest dextres-inverses tardi-Varisques (modifiée et complétée d'après Barnolas & Chiron., 1996). Les corps leucogranitiques recoupent les granitoïdes calco-alcalins et les dômes métamorphiques antérieurs. _____ 367
Figure 206 : Courbe de refroidissement de la partie orientale du granite de Mont-Louis. Les points correspondent aux âges U/Pb sur zircon et monazite (Alexandrov et al., com. pers.) et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur hornblende et biotite en fonction de leur température de fermeture et avec la modélisation de l'histoire thermique des feldspaths-K de l'échantillon ML1 entre 300 et 150 °C, (la ligne noire correspond à la meilleure solution, tandis que la zone grisée correspond aux autres histoires de refroidissement possibles ; les parties en pointillé de la courbe de refroidissement correspondent aux portions mal définies de cette histoire thermique). Les droites épaisses pointillées correspondent aux épisodes de refroidissement mis en évidence et les taux associées sont indiqués (Maurel et al., 2004) _____ 372
Figure 207 : Diagramme montrant l'évolution de la température en fonction du temps de différentes sondes thermiques (dont la distance au contact avec l'intrusion est indiquée en mètres) positionnées dans l'auréole de métamorphisme de contact d'un pluton de 15x15 km mis en place à faible profondeur (2,5 – 3,0 kbar). Le gradient géothermique est atteint vers environ 350 ka (Hilchie & Jamieson, 2014). _____ 373

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Production en tungstène des principaux gisements français (données dans Béziat et al., 1990) *31*
Tableau 2 : Ressources en tungstène de France métropolitaine (données dans Béziat et al., 1990) *31*
Tableau 3 : Table récapitulative des 3 types de zonations pouvant être observés dans les skarns développés aux dépens des marbres inférieurs graphiteux (modifié d'après Derré et al., 2014) *114*
Tableau 4 : Table des codes lithologiques harmonisés *180*
Tableau 5 : Table des codes analyses harmonisés *181*
Tableau 6 : Production des différents corps minéralisés exploités (1976) (Derré et al., 2014) *199*
Tableau 7 : Table des résultats d'analyse des biotites de la granodiorite de la Fourque et des pressions correspondantes calculées d'après l'équation de Uchida et al. (2007) (données compilées d'après Lecouffe, 1987) *245*
Tableau 8 : Résultat des analyses microsonde des micas blancs provenant des zones de cisaillement de direction E-W (faille Véronique et failles satellites) recoupant la granodiorite de la Fourque. N correspond au nombre d'analyses. . *246*
Tableau 9 : Formules structurales recalculées à partir des analyses microsonde des micas blancs provenant des zones de cisaillement de direction E-W (faille Véronique et failles satellites) recoupant la granodiorite de la Fourque. *246*
Tableau 10 : Table des résultats d'analyse des hornblendes de la granodiorite de la Fourque et des pressions correspondantes calculées d'après les équations de Hammarstorm & Zen. (1986) ; Hollister et al. (1987) et Johnson & Rutherford, (1988) ; Thomas & Ernst, (1992) ; Schmidt, (1992) ; Mutch et al. (2016) (données microsonde de Soler, 1977) *248*
Tableau 11 : Table des analyses réalisées pour la mesure du $\delta^{34}S$ dans différents sulfures du gisement de Salau, des indices minéralisés voisins et de l'encaissant métasédimentaire. *250*
Tableau 12 : Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment *299*
Tableau 13 : LA-ICP-MS data for zircon from sample TP608, TP610, TP709, TP728 and TP754 ..... *302*
Tableau 14 : Representative LA-ICP-MS U-Pb apatite data for studied samples *304*
Tableau 15 : Representative LA-ICP-MS U-Pb scheelite data for studied samples *307*
Tableau 16 : Representative LA-ICP-MS REE apatite data for studied samples *307*
Tableau 17 : Representative LA-ICP-MS REE scheelite data for studied samples *308*
Tableau 18 : Parameters for RSCM calculated temperatures *344*

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Photo 1: Vue depuis le nord-est de la carrière du Bois d'Anglade montrant le contact très irrégulier de l'intrusion granodioritique avec l'encaissant où se trouvent les skarns et skarnoïdes à scheelite, parfois imprégné de sulfures massifs. *110*
Photo 2 : Echantillon de skarn massif à hédenbergite au contact entre la granodiorite de la Fourque et les marbres inférieurs rubanés *112*
Photo 3 : Vue en couronne de galerie d'un skarn massif à hédenbergite développé au contact entre un dyke de granodiorite épidotisé et les marbres inférieurs rubanés *113*
Photo 4 : Zonation de type A observée dans les skarns développés aux dépens des marbres inférieurs graphiteux ; (I) Endoskarn, (II) Exoskarn – zone à grossulaire, (III) Exoskarn – zone à hédenbergite, (IV) Marbre graphiteux lessivé (modifié d'après Derré et al., 2014) *114*
Photo 5 : Skarnoïdes rubanés clairs (1) et sombres (2) développés aux dépens des cornéennes calciques (photo en couronne, modifiée d'après Derré et al., 2014) *115*
Photo 6 : Echantillon de skarnoïde du Bois d'Anglade ayant préservé le rubanement des Barrégiennes. L'alternance des niveaux pélitiques et carbonatés est marquée par des skarnoïdes clairs à grenat, pyroxène, épidote, titanite et des skarnoïdes sombres à grenat, pyroxène et épidote. *115*
Photo 7 : Echantillon de skarnoïde clair développé aux dépens des cornéennes calciques *117*
Photo 8 : Echantillon de skarnoïde du Bois d'Anglade. La transition depuis les cornéennes calciques (1) vers les skarnoïdes clairs à grenat, pyroxène, épidote, titanite et les skarnoïdes sombres à grenat, pyroxène et épidote est très nette *117*
Photo 9 : Echantillon de skarnoïde sombre à grenat et pyroxène de la formation Sud recoupé par une fente de tension à quartz, calcite et pyrrhotite. *118*
Photo 10 : Observations en couronne dans la recoupe R15 du niveau 1230 de figures C-S au voisinage de la faille Véronique. Les skarnoïdes sont cisaillés et enveloppés par des brèches à ciment de sulfures massifs. Le jeu apparent en couronne est senestre mais une fois remis à l'endroit, les critères de cisaillement montrent une cinématique dextre. *126*
Photo 11 : Photographie de la faille Véronique dans le traçage R15 de la galerie 1230. Le jeu cisaillant inverse est mis en évidence par les sigmoïdes soulignées par des lambeaux de skarnoïdes imprégnés de sulfures massifs. La granodiorite est fortement altérée et bréchifiée. *126*
Photo 12 : Plis d'entrainement développés dans les calcaires inférieurs graphiteux et les skarns à proximité de la faille Véronique (recoupe R15 du niveau 1230). *127*
Photo 13 : Structures C-S de direction E-W 50°N dans la granodiorite cisaillée au voisinage de la faille Véronique dans la recoupe R15 1230 montrant le jeu inverse de la faille Véronique. *127*
Photo 14 : Fentes de tension subhorizontales à quartz, calcite et chlorite pulvérulente marquant la cinématique inverse de la faille Véronique. Niveau 1430 au voisinage de la faille Véronique. *128*
Photo 15 : Echantillon provenant d'une fente de tension à quartz, calcite et chlorite pulvérulente de la galerie 1430 au voisinage de la faille Véronique. *128*
Photo 16 : Photographie de détail au niveau 1165 de la caisse filonienne de la faille Véronique montrant les lentilles de quartz blanc imprégné de sulfures et de scheelite. Une brèche constituée de lambeaux de marbre inférieur graphiteux cimentés par des sulfures massifs et de la scheelite montrant un jeu inverse se trouve au cœur de la caisse filonienne (photo historique SMA). *130*

Photo 17 : Photographie de la faille Véronique au contact entre la granodiorite cisaillée et les marbres inférieurs graphiteux dans le traçage R15 Est de la galerie 1230. Les marbres sont bréchifiés et imprégnés de sulfures massifs. 131
Photo 18 : Photographie en couronne dans le traçage R15 de la galerie 1230. Des lambeaux de marbres inférieurs graphiteux sont cisaillés au sein des sulfures massifs. Une bande de quartz blanc laminé se trouve au contact entre la granodiorite cisaillée et les sulfures massifs. 134
Photo 19 : Echantillon de granodiorite bréchifiée au contact de la faille Véronique au niveau 1165. La granodiorite de la Fourque est méconnaissable ; elle est silicifiée et lessivée. De l'arsénopyrite en cristaux de quelques mm et de la scheelite assez grossière (> 1 mm) constituent le ciment de la brèche. 135
Photo 20 : Photographie en couronne de la faille Véronique au niveau 1230 montrant des lentilles de sulfures massifs à l'interface entre la granodiorite cisaillée et les marbres inférieurs graphiteux. 135
Photo 21 : Enclave boudinée de diorite (roche magmatique sombre) au sein de la granodiorite de la Fourque dans la recoupe R1 du niveau 1230. 137
Photo 22 : Sections d'un échantillon de granodiorite de la Fourque montrant des enclaves de roche magmatique sombre (diorite) et des enclaves de cornéennes schisto-feldspathiques (DV 476 du quartier Véronique) 138
Photo 23 : Planche photographique des dykes d'aplite observés en différents endroits sur le terrain. Ces dykes recoupent clairement l'intrusion granodioritique de la Fourque et les skarns à silicates calciques. Leur association avec les sulfures massifs a été clairement observée au niveau de l'indice du Quer de l'Aigle. 139
Photo 24 : Vue détaillée du contact entre le dyke d'aplite et les sulfures massifs (échantillon prélevé au niveau de l'indice du Quer de l'Aigle cf. photo 23). 140
Photo 25 : Filonnets de quartz noir à tourmaline centimétriques recoupant la granodiorite de la Fourque dans la carrière du Bois d'Anglade. Un greisen à quartz, muscovite et titanite se développe sur 1 à 2 cm à leur périphérie en donnant un aspect rubané à la roche. 140
Photo 26 : Echantillon de granodiorite de la Fourque recoupée par un filonnet de quartz à tourmaline pluricentimétrique provenant de la recoupe R1 1230. Le greisen à quartz, muscovite et titanite est développé sur 1 à 2 cm en périphérie du filonnet. 141
Photo 27 : Echantillon (niveau 1391) de granodiorite à grain fin très altérée (sans biotite) recoupée par des filonnets centimétriques de quartz noir à tourmaline et arsénopyrite. Une veine pluricentimétrique de quartz, calcite, pyrrhotite et chalcopyrite recoupe les filonnets à tourmaline et la granodiorite. 141
Photo 28 : faille N30E 85°N à amphibole fibreuse pluricentimétrique soulignant la strie du plan de faille. A droite, vue de détail du remplissage à amphibole fibreuse. Affleurement observé dans la zone du Bois d'Anglade. 142
Photo 29 : (a) Vue générale du ravin de la Fourque depuis l'est du massif de granodiorite avec position des photos b et c. (b) Vue détaillée de l'indice à sulfures massifs de la Zone V. (c) Vue détaillée de l'indice à sulfures massifs de la zone III au contact de la granodiorite cataclasée et silicifiée (analysé pour or à 5,8 g/t). 144
Photo 30 : Affleurement côte 1700 m du ravin de la Fourque, à proximité de la zone III. (a) Vue générale d'un affleurement de marbres supérieurs à niveaux de skarns à pyroxènes boudinés sur le passage de la faille Véronique. (b) Vue détaillée du boudinage d'un niveau de skarn tronçonné dans les marbres supérieurs. 146
Photo 31 : Plis d'entrainement développés dans les Barrégiennes au voisinage de la faille Véronique (Col de la Fourque - 1900m d'altitude). 146
Photo 32 :Planche photographique des indices minéralisés du secteur ouest de la Fourque ; (a) Vue générale de la série d'affleurements localisée à l'intersection entre le contact granodiorite-encaissant et les failles E-W ; (b) Vue détaillée

d'un affleurement de sulfures massifs ; (c) Vue détaillée d'un skarn à silicates calcites imprégné de sulfures massifs ; (d) et (e) Vue détaillée de deux zones faillées dans la granodiorite (N110°E 70°N) à proximité des indices. 149
Photo 33 : Indice de skarn imprégné de sulfures massifs au nord-est de la granodiorite de la Fourque. (a) Vue générale depuis le NE vers le SW de l'indice ; (b) Vue détaillée des filonnets de quartz gris -bleu N110E 70°S recoupant la granodiorite à proximité de l'indice. Il s'agit d'un quartz magmatique lié à la cristallisation du massif de granodiorite, il apparait uniquement sur ses bordures ; (c) Vue détaillée de l'indice de skarn à pyroxène imprégné par les sulfures massifs (arsénopyrite massive et sphalérite + scheelite grossière abondante). 155
Photo 34 : Indice de skarn à grenat et pyroxène au contact entre la granodiorite de la Fourque et les marbres supérieurs de Salau au niveau de l'est du massif de la Fourque. 156
Photo 35 : Affleurement de skarns à silicates calciques et scheelite disséminée au SE du massif de la Fourque. Les noms des échantillons prélevés sont reportés (QMSAL). 157
Photo 36 : Planche photographique de l'indice d'Espis. (a) Vue depuis le SW vers le NE du pli couché dans les marbres supérieurs ; (b) Vue depuis le N vers le S du pli couché dans les marbres supérieurs et de la granodiorite d'Espis ; (c) Vue de détail d'une veine de quartz N110E subverticale à arsénopyrite (5 cm de puissance) recoupant la stratification des marbres ; (d) Vue de détail du prolongement de la veine de quartz à arsénopyrite N110°E sub-verticale. 159
Photo 37 : Planche photographique des affleurements du secteur du ravin de Plagnau long ; (a) Vue générale de la brèche de faille E-W subverticale dans le silurien entre les schistes du Mont Rouch et les Barrégiennes ; (b) Vue détaillée de la même brèche avec des blocs de calcaires ; (c) Vue de détail du jeu dextre d'une faille subverticale dans les schistes du Mont Rouch à proximité de la brèche ; (d) Vue de détail d'une lentille de pyrite à proximité du couloir faillé dans les schistes du Mont Rouch. 160
Photo 38 : Photographies des affleurements du Bois de la Péguille ; (a) Vue détaillée d'un affleurement de marbre supérieur alternant avec des lambeaux de schistes noirs pyriteux à proximité d'une faille subverticale N100°E ; (b) Affleurement de marbre supérieur à grain grossier et très friable. 161
Photo 39 : (a) Photographie d'un affleurement de Barrégiennes recoupé par une brèche décimétrique N100°E subverticale à sulfures massifs (pyrrhotite dominante) au nord d'Alos d'Isil dans la vallée de la Pallaresa ; (b) Photographie d'un affleurement de schistes du Mont Rouch recoupé et cisaillé par une faille plurimétrique N110°E 85°S inverse dextre. 162
Photo 40 : Comparaison des deux types de minéralisations observées à Salau. Vue en lumière naturelle et lumière UV (ondes courtes 254 nm). 174
Photo 41 : Skarn massif à grenat et pyroxène avec de la pyrrhotite disséminée dans les joints de grains (Golfe / lumière réfléchie / lame mince polie TP053). 206
Photo 42 : Scheelite fine (< 250 µm) dans les skarns à grenat, pyroxène et sulfures disséminés (Formation Sud / lumière réfléchie / section polie 169p et 164p). 206
Photo 43 : Déstabilisation des pyroxènes en amphiboles (ferroactinote) lors de l'altération rétrograde dans les skarns de la formation Nord. La pyrrhotite massive emballant ces minéraux est issue de stades ultérieurs décrits ci-après (Golfe / lumière réfléchie / section polie TP053). 208
Photo 44 : Pyrrhotite disséminée dans les lits de calcite des skarnoïdes (Formation Nord / lumière réfléchie / lame mince polie TP057 – skarnoïde à pyrrhotite disséminée). 208

Photo 45 : Filonnets de quartz noir à tourmaline cisaillée recoupant la granodiorite de la Fourque. La granodiorite est altérée et dépourvu de plagioclases et de biotite (Véronique 1320 / LPNA à gauche et LPA à droite/ lame mince polie S311b). *212*
Photo 46 : Minéralisation typique du minerai sulfuré associé aux marbres inférieurs graphiteux rubanés (les zones sans scheelites correspondent aux parties proximales du contact avec la granodiorite). *213*
Photo 47 : Minéralisation typique du minerai sulfuré développé dans les marbres inférieurs graphiteux rubanés *213*
Photo 48 : Scheelite grossière (> 1 mm) cataclasée et émoussée, recoupée par de la pyrrhotite en grandes plages (Véronique 1230 R15 Est / lumière réfléchie / section polie 209p). *214*
Photo 49 : Scheelite grossière (> 1 mm) cataclasée et émoussée, recoupée par un assemblage de pyrrhotite et chalcopyrite en grandes plages ainsi que de bismuth natif (80 µm) (Véronique 1185 / lumière réfléchie / section polie 258p). *214*
Photo 50 : Arsénopyrite recoupée par de la pyrrhotite massive. La chalcopyrite est tardive et se présente sous forme de filonnets dans la pyrrhotite massive (Colonne SC / lumière réfléchie / section polie FT6) *215*
Photo 51 : Apatites hydrothermales hexagonales automorphes (> 150 µm) montrant des contacts nets et contemporains de l'assemblage de pyrrhotite en grandes plages (Colonne SC / lumière réfléchie / section polie FT19 dans des marbres imprégnés de sulfures massifs). *215*
Photo 52 : Apatites hydrothermales hexagonales automorphes (> 150 µm) montrant des contacts nets et contemporains de l'assemblage de pyrrhotite et chalcopyrite en grandes plages (Formation Nord / lumière réfléchie / section polie FT15 dans des marbres imprégnés de sulfures massifs) *215*
Photo 53 : Apatites hydrothermales hexagonales automorphes (> 150 µm) montrant des inclusions de pyrrhotite en grandes plages qui dénotent de la contemporanéité de ces deux minéraux (Colonne SC / MEB et lumière réfléchie / section polie FT19 dans des marbres imprégnés de sulfures massifs). *216*
Photo 54 : Apatites magmatiques fracturées et altérées et biotites dans la granodiorite de la Fourque (Crête de la Fourque / MEB / lames minces polies TP130 et TP126). *216*
Photo 55 : Assemblage de pyrrhotite massive, de chalcopyrite en grandes plages, de sphalérite, de bismuth natif (80 µm) et de laitakarite (< 50 µm) (Véronique 1185 / lumière réfléchie / section polie 258p). *217*
Photo 56 : Plages présentant un assemblage à sphalérite, bismuth natif, stannite ainsi qu'un assemblage à argent natif et bismuth natif en inclusion dans la pyrrhotite massive (Formation Sud / lumière réfléchie / section polie FT8 – brèche de sulfures massifs cimentant le marbre inférieur – passage de la faille Véronique) *218*
Photo 57 : Assemblage à électrum, bismuth natif et sphalérite en inclusion dans la chalcopyrite massive recoupant des arsénopyrites précoces (Colonne SC / lumière réfléchie / section polie SC1 et FT14 – brèche de sulfures massifs dans les marbres inférieurs). *218*
Photo 58 : Lamelle de cubanite dans la chalcopyrite massive associée à de la sphalérite et recoupant de l'arsénopyrite précoce en grandes plages (Colonne SC / lumière réfléchie / section polie SC1 – marbre inférieurs recoupés par la faille Véronique – brèche cimentée par des sulfures massifs). *219*
Photo 59 : Reliques de pyrite sédimentaire hexagonale automorphe fragmentée et recoupée par la pyrrhotite massive (Véronique 1185 / lumière réfléchie / section polie 258p – marbre pyriteux recoupé par la faille Véronique). *220*
Photo 60 : Filonnet de pyrite tardive recoupant les sulfures massifs et contenant en inclusion des reliques de pyrrhotite, de chalcopyrite et de magnétite (Véronique 1230 et formation Sud / lumière réfléchie / section polie 269p et FT19 – marbre inférieur recoupé par la faille Véronique) *220*

Photo 61 : Scheelites grossières corrodées et emballées par l'assemblage de pyrrhotite massive et de chalcopyrite dans une brèche de cornéennes calciques au cœur de la faille Véronique (Véronique 1475 / lumière réfléchie / section polie TP488). *221*
Photo 62 : Assemblage de pyrrhotite, chalcopyrite et sphalérite en grandes plages avec des inclusions de bismuth natif et de laitakarite recoupant les grains de quartz cataclasés dans la granodiorite sur le passage de la faille Véronique (Véronique 1165 / lumière réfléchie / section polie 279p). *222*
Photo 63 : Assemblage de bismuth natif, laitakarite, électrum, pyrrhotite massive et chalcopyrite recoupant des grains de quartz cataclasés ou une scheelite grossière (> 1 mm) (Véronique 1230 / lumière réfléchie / section polie TP738). *222*
Photo 64 : Scheelites très grossières corrodées et emballées dans la pyrrhotite massive (Véronique 1230 / lumière réfléchie / section polie TP738). *223*
Photo 65 : Assemblage à électrum, bismuth natif et laitakarite en inclusion dans la pyrrhotite massive et la chalcopyrite (Véronique 1281 / lumière réfléchie / lame mince polie TP495). *223*
Photo 66 : Filonnet de quartz noir à scheelite et arsénopyrite cisaillé et déformé à proximité de la faille Véronique. (Véronique 1430 / Lumière réfléchie / section polie 156p). *226*
Photo 67 : Cobaltocalcite développée aux dépens de cobaltite et de calcite dans une fente de tension à quartz-calcite-chlorite (Véronique 1230 / LPNA à gauche et LPA à droite / lame mince polie SAL RM). *227*
Photo 68 : Pyrite sédimentaire précoce recoupée par les grenats et la pyrrhotite massive dans les skarns proches du contact avec la granodiorite (Aurenère / lumière réfléchie / section polie TP721). *230*
Photo 69 : Scheelites grossières corrodées et fracturées, emballées dans la pyrrhotite massive et la pyrite dans les skarns proches du contact avec la granodiorite (Aurenère / lumière réfléchie / section polie TP721). *231*
Photo 70 : Assemblage à bismuth natif, galène, sphalérite et chalcopyrite au sein de fractures recoupant l'arsénopyrite massive dans les marbres proches du contact avec la granodiorite (Aurenère / lumière réfléchie / section polie TP722). *231*
Photo 71 : Assemblage à bismuth natif et tétrahédrite dans la pyrrhotite massive et la chalcopyrite au sein de fractures recoupant l'arsénopyrite massive dans les marbres proches du contact avec la granodiorite (Aurenère / lumière réfléchie / section polie TP725b). *232*
Photo 72 : Assemblage à électrum, bismuth natif, tétrahédrite et kobellite en inclusions dans la pyrrhotite massive et la chalcopyrite en grandes plages au sein d'une brèche quartzeuse dans les marbres proches du contact avec la granodiorite (Aurenère / lumière réfléchie / section polie TP724). *232*
Photo 73 : Assemblage à électrum et tétrahédrite dans les fissures de l'arsénopyrite massive cataclasée dans un filon de quartz recoupant les marbres proches du contact avec la granodiorite (Aurenère / lumière réfléchie / section polie TP725b). *232*
Photo 74 : Affleurement montrant une brèche cimentée par des sulfures massifs (pyrrhotite, arsénopyrite) et de la scheelite, localisée au sein d'une faille N110°E 80°N recoupant le contact entre la granodiorite de Bassiès et son encaissant carbonaté dévonien. *365*

ANNEXES

a. Annexe 1 – Analyses or historiques du gisement de Salau (BRGM, 1986)

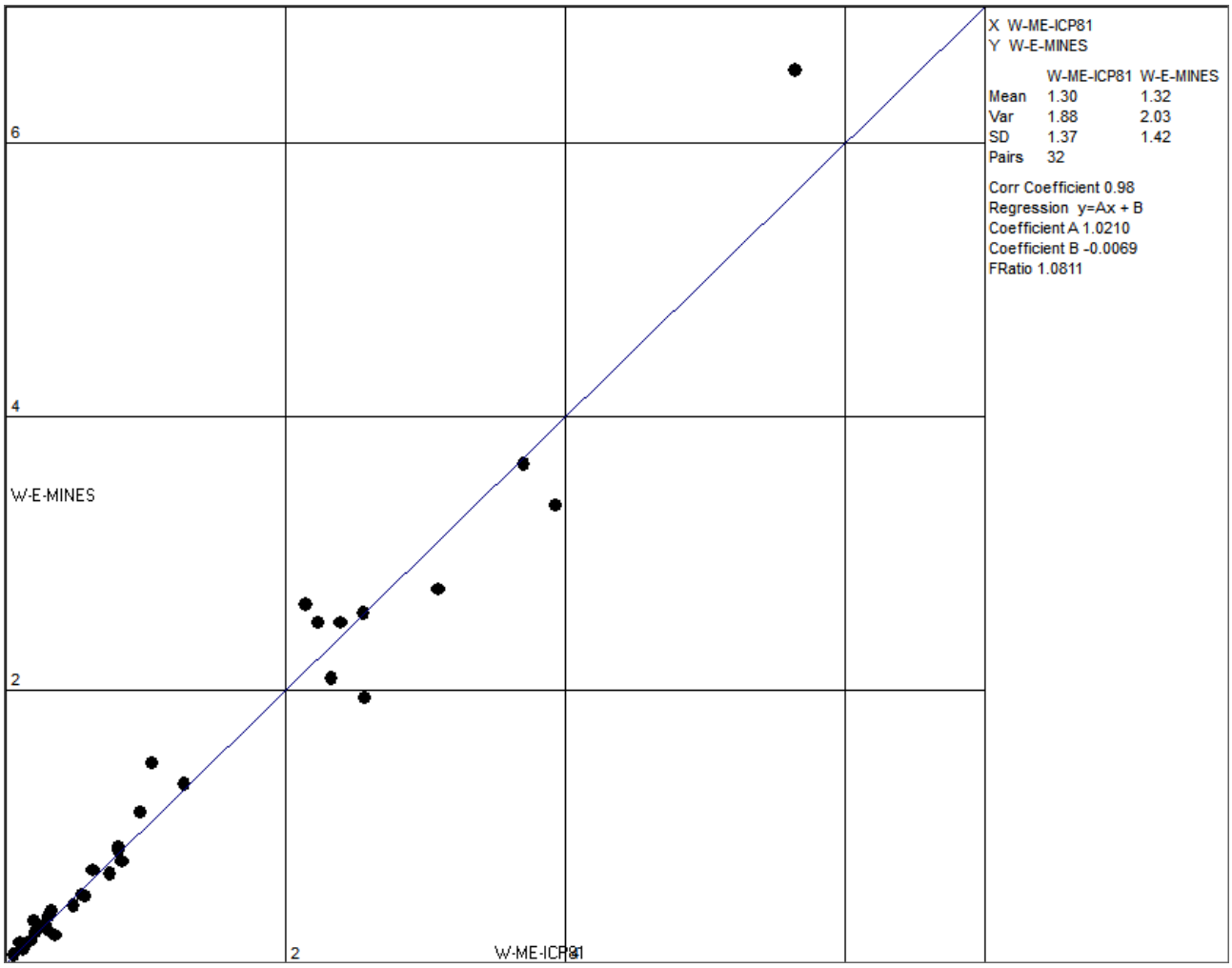
N° échantillon	Type	Lieu de prélèvement	Nature du prélèvement	Puissance échantillonnée (m)	WO3 (%)	Au (ppm)	Ag (ppm)
13106	sondage	S3	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,4	4,71	< 0,2	7
13107	sondage	S3	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,15	0,08	< 0,2	< 1
13108	sondage	S3	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,27	3,58	< 0,2	8
13109	sondage	S3	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,18	0,11	< 0,2	< 1
13110	sondage	S3	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,26	4,41	< 0,2	8
13126	sondage	DB91	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,54	10,83	< 0,2	10
13127	sondage	DB91	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,16	0,8	< 0,2	< 1
13111	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	0,52	3,87	< 0,2	10
13112	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	0,18	1,6	< 0,2	< 1
13113	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	0,25	0,78	2,6	11
13114	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	0,43	11,15	10,6	9
13115	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	0,25	1,74	6	5
13116	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	0,37	7,87	7,8	3
13117	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	0,2	2,8	2,6	5
13118	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	0,66	2,02	10	9
13119	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	0,26	1,44	0,3	1
13120	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	0,71	1,64	3,4	16
13121	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	0,9	0,29	< 0,2	2
13122	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	3,03	0,73	2,2	6
13123	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	0,35	4,6	2,2	4
13124	sondage	SN481	Pyrrhotite massive	1,11	1,24	2,2	10
13100	sondage	SN480	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,11	0,64	3,1	22
13101	sondage	SN480	Granodiorite et pyrrhotite massive	1,1	1,63	2,8	5
13102	sondage	SN480	Granodiorite et quartz	0,12	0,35	< 0,2	8
13103	sondage	SN480	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,11	2,85	< 0,2	2
13104	sondage	SN480	Granodiorite et quartz	0,18	0,17	< 0,2	2
13105	sondage	SN480	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,55	1	< 0,2	6
13090	sondage	SN479	Quartz et pyrrhotite massive	0,33	5,2	< 0,2	7
13091	sondage	SN479	Skarn et pyrrhotite massive	0,27	1,16	< 0,2	8
13094	sondage	SN479	Skarn et pyrrhotite massive	1,48	0,32	< 0,2	9
13095	sondage	SN479	Skarn et pyrrhotite massive	0,34	0,99	< 0,2	9
13070	sondage	SN477	Skarn et pyrrhotite massive	0,85	4,04	< 0,2	1
13077	sondage	SN477	Skarn et pyrrhotite massive	0,37	6,27	< 0,2	9
13078	sondage	SN477	Skarn et pyrrhotite massive	0,35	1,1	< 0,2	7
13079	sondage	SN477	Skarn	1,04	1,2	0,2	10
13082	sondage	SN477	Pyrrhotite massive et granodiorite	1,52	2,31	< 0,2	< 1
13063	sondage	SN476	Skarn et pyrrhotite massive	0,57	1,42	< 0,2	2
13067	sondage	SN476	Skarn et pyrrhotite massive	0,63	2,22	< 0,2	5
13069	sondage	SN476	Skarn et pyrrhotite massive	0,34	8,85	0,6	7
13025	sondage	DB81	Skarn et pyrrhotite massive	2,32	2,39	< 0,2	7
13032	sondage	SN472	Pyrrhotite massive	0,2	3,02	< 0,2	15
13033	sondage	SN472	Pyrrhotite massive	0,74	8,07	< 0,2	6
13034	sondage	SN472	Pyrrhotite massive	0,55	4,84	< 0,2	5

N° échantillon	Type	Lieu de prélèvement	Nature du prélèvement	Puissance échantillonnée (m)	WO3 (%)	Au (ppm)	Ag (ppm)
12658	sondage	DB66	Quartz	0,55	0,07	< 0,2	7
12659	sondage	DB66	Marbre et pyrrhotite massive	0,66	0,55	< 0,2	7
12660	sondage	DB66	Marbre et pyrrhotite massive	0,34	0,15	< 0,2	8
12662	sondage	DB66	Pyrrhotite massive	1,3	4,65	0,2	9
12663	sondage	DB66	Pyrrhotite massive	0,3	1,55	< 0,2	6
12664	sondage	DB66	Pyrrhotite massive	0,8	2,62	< 0,2	5
12666	sondage	DB66	Skarn et pyrrhotite massive	0,75	4,88	< 0,2	7
12670	sondage	DB66	Pyrrhotite massive	0,76	3,96	< 0,2	7
12671	sondage	DB66	Pyrrhotite massive	0,61	2,65	< 0,2	< 1
12673	sondage	DB66	Skarn et pyrrhotite massive	0,59	5,11	0,2	10
12932	sondage	DB76	Pyrrhotite massive et quartz	0,16	1,52	0,2	11
12935	sondage	DB76	Pyrrhotite massive	0,38	3,18	< 0,2	8
12936	sondage	DB76	Pyrrhotite massive	0,79	9,58	< 0,2	3
12938	sondage	DB76	Pyrrhotite massive	0,2	4,18	0,2	5
12939	sondage	DB76	Pyrrhotite massive	0,88	1,1	< 0,2	< 1
12940	sondage	DB76	Pyrrhotite massive	0,66	10,66	< 0,2	< 1
12941	sondage	DB76	Pyrrhotite massive et quartz	0,65	4,02	0,3	10
12827	sondage	DB74	Pyrrhotite massive et arsénopyrite	0,45	6,36	0,3	5
12828	sondage	DB74	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,17	7,36	< 0,2	4
12829	sondage	DB74	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,18	0,5	< 0,2	< 1
12830	sondage	DB74	Granodiorite et pyrrhotite massive	0,32	13,08	0,4	6
12831	sondage	DB74	Quartz et pyrrhotite massive	0,21	1,47	< 0,2	7
12832	sondage	DB74	Quartz et pyrrhotite massive	0,58	4,39	< 0,2	1
12833	sondage	DB74	Quartz et pyrrhotite massive	0,18	1,01	< 0,2	5
12834	sondage	DB74	Quartz et pyrrhotite massive	0,68	4,83	< 0,2	4
12835	sondage	DB74	Quartz et pyrrhotite massive + arsénopyrite	0,48	1,17	3	1
13015	sondage	SN471	Skarn et pyrrhotite massive	0,29	1,26	1,5	1
CS7436	galerie	R19 1230	Pyrrhotite massive et skarn	1,7	6,19	0,4	6
PA7510	galerie	1312 W	Skarn et pyrrhotite massive	1,5	0,72	< 0,2	3
CS7476	galerie	1281 E	Pyrrhotite massive	0,4	4,53	3,6	9
PA7479	galerie	1281 E	Pyrrhotite massive	1,1	2,9	0,4	5
PA7484	galerie	1281 E	Pyrrhotite massive et granodiorite	2	1,55	0,4	9
PA7496	galerie	1281 E	Granodiorite et pyrrhotite massive	1,5	1,97	0,2	5
PA7505	galerie	1253 E	Pyrrhotite massive	0,5	1,63	0,3	4
PA7511	galerie	1253 E	Pyrrhotite massive	0,5	2,11	1,6	2
PA7504	galerie	1253 E	Pyrrhotite massive et quartz	1	2,27	2,8	1
DM7257	galerie	1230 E	Pyrrhotite massive	0,4	2,45	2	4
PA7243	galerie	1230 E	Pyrrhotite massive et marbre	2	4,23	0,4	2
DM7239	galerie	1230 E	Pyrrhotite massive	1,4	2,9	1,6	2
PA7235	galerie	1230 E	Pyrrhotite massive et marbre / granodiorite	2	2,21	1,9	2
PA7312	galerie	1230 W	Pyrrhotite massive et granodiorite	1,4	5,55	0,4	6
DM7306	galerie	1230 W	Pyrrhotite massive et skarn	1,5	2,71	< 0,2	< 1
DM7301	galerie	1230 W	Pyrrhotite massive et skarn	0,2	6,48	< 0,2	< 1
PA7296	galerie	1230 W	Pyrrhotite massive	0,4	1,7	< 0,2	3
CS7711	galerie	1200 E	Pyrrhotite massive	2	2,48	4,4	4
CS7714	galerie	1200 E	Pyrrhotite massive et quartz	3,4	1,96	1,6	4

N° échantillon	Type	Lieu de prélèvement	Nature du prélèvement	Puissance échantillonnée (m)	WO3 (%)	Au (ppm)	Ag (ppm)
CS7741	galerie	1208 E	Pyrrhotite massive	1,5	1,87	2,2	< 1
PA7675	galerie	1194 E	Pyrrhotite massive	0,5	5,63	1	1
PA7664	galerie	1194 E	Pyrrhotite massive	1	2,64	5,4	1
PA7659	galerie	1194 E	Pyrrhotite massive	1	3,25	2,6	3
PA7654	galerie	1194 E	Pyrrhotite massive	1,3	2,56	5,4	4
CS7643	galerie	1194 E	Pyrrhotite massive	0,8	6,21	3,2	< 1
PA7680	galerie	1194 W	Skarn et pyrrhotite massive	1	11,25	1,2	5
PA7693	galerie	1194 W	Skarn et pyrrhotite massive / marbre	1	4,94	1	8
CS7683	galerie	1194 W	Pyrrhotite massive	0,9	4,4	1,4	< 1
PA7682	galerie	1194 W	Pyrrhotite massive et granodiorite	2	5,5	0,8	4
CS7684	galerie	1194 W	Skarn et pyrrhotite massive	0,3	0,83	0,4	16
CS7681	galerie	1194 W	Skarn et pyrrhotite massive	0,7	8,57	1	7
PA7679	galerie	1194 W	Pyrrhotite massive	1,8	10,09	0,6	7
PA7426	galerie	1173 E	Pyrrhotite massive	1	3,32	14	5
CS7430	galerie	1173 E	Pyrrhotite massive	1	2,79	10	5
CS7468	galerie	1173 E	Pyrrhotite massive	0,9	2,72	9	9
CS7483	galerie	1173 E	Pyrrhotite massive	1,4	3	12	8
PA7485	galerie	1173 E	Pyrrhotite massive et marbre + arsénopyrite	1,5	2,4	10	5
CS7364	galerie	1165 E	Pyrrhotite massive	1,1	2,69	14	11
CS7368	galerie	1165 E	Pyrrhotite massive	0,7	4,83	9	5
CS7370	galerie	1165 E	Granodiorite et pyrrhotite massive	1,9	2,05	16	1
CS7377	galerie	1165 E	Pyrrhotite massive et granodiorite / marbre	2	2,69	5	5
PA7379	galerie	1165 E	Granodiorite / marbre et pyrrhotite massive	2,3	1,61	6	4
CS7467	galerie	1165 W	Pyrrhotite massive	2	2,6	0,8	5
CS7471	galerie	1165 W	Granodiorite / marbre et pyrrhotite massive	2	3,37	1,2	7
CS7491	galerie	1165 W	Pyrrhotite massive	0,5	8,45	0,8	7

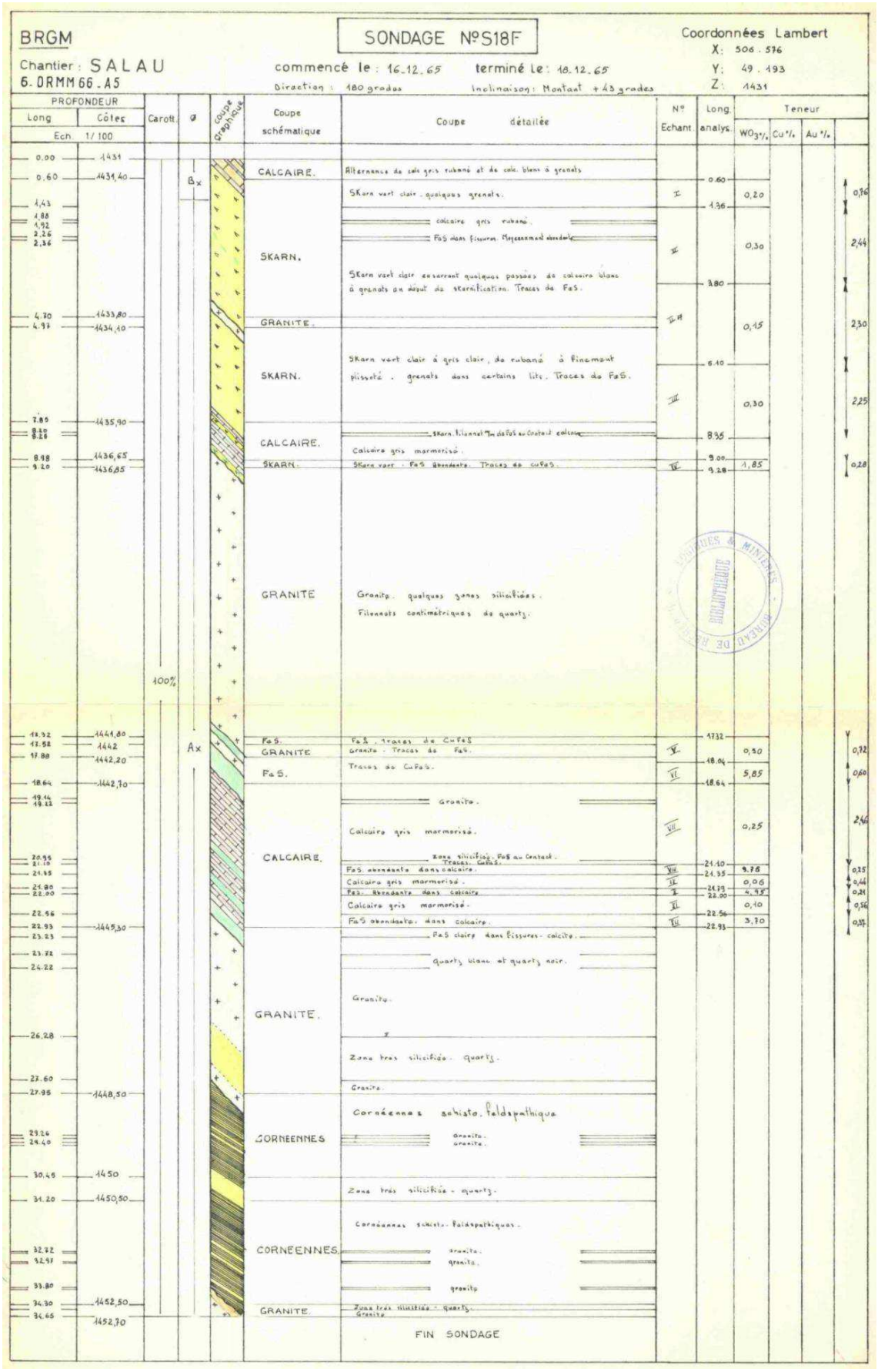
Annexe 1.1 : Table récapitulative des analyses historiques pour or réalisées en 1986 par le BRGM (modifié d'après un document non référencé de la SMA)

b. Annexe 2 – Corrélation entre données pXRF et ICP pour le tungstène

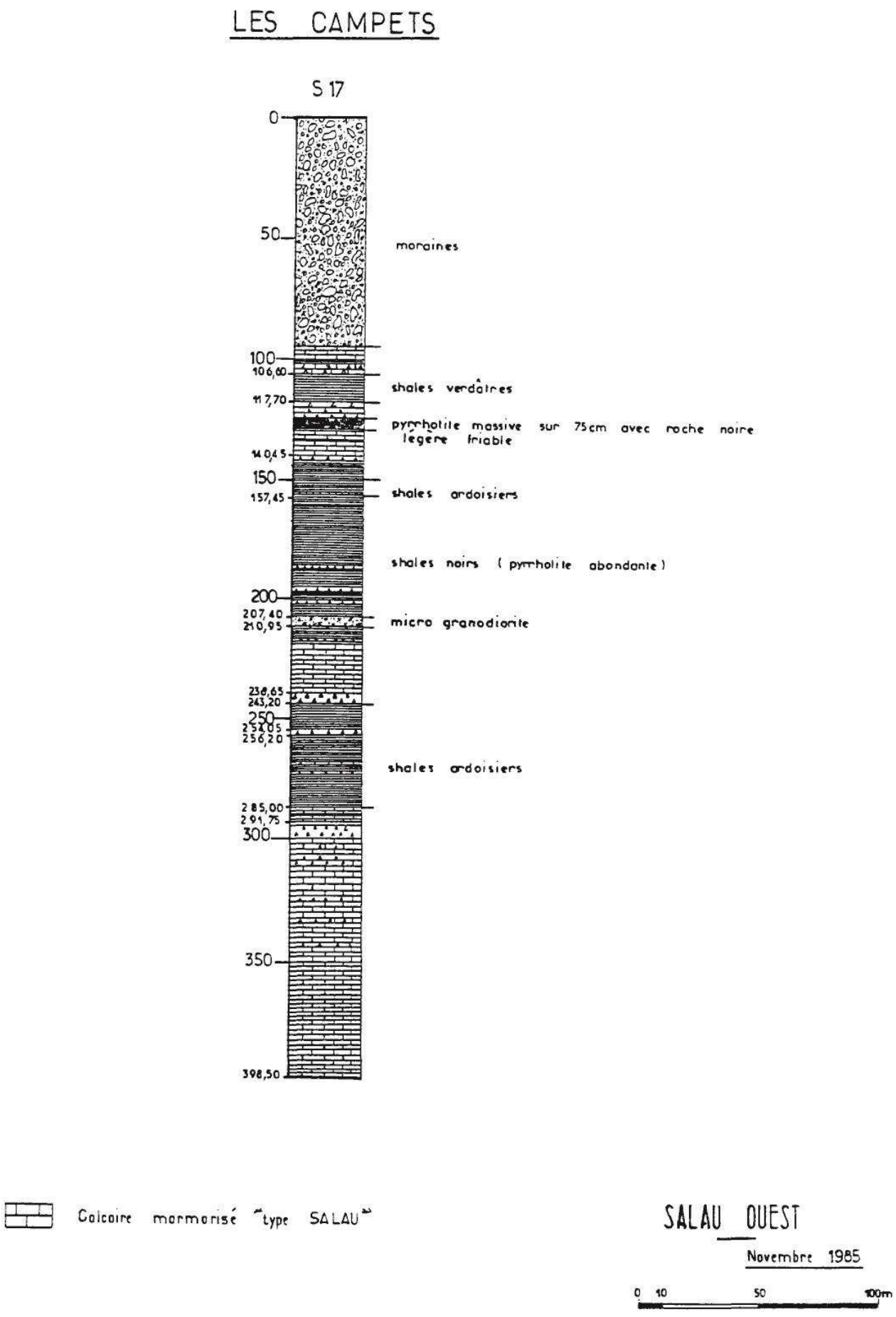


Annexe 2.1 : Diagramme de corrélation entre résultats d'analyse par ICP (en abscisses ; ALL Loughrea) et par pXRF (en ordonnées ; eMines). Les valeurs sont exprmiées en % W.

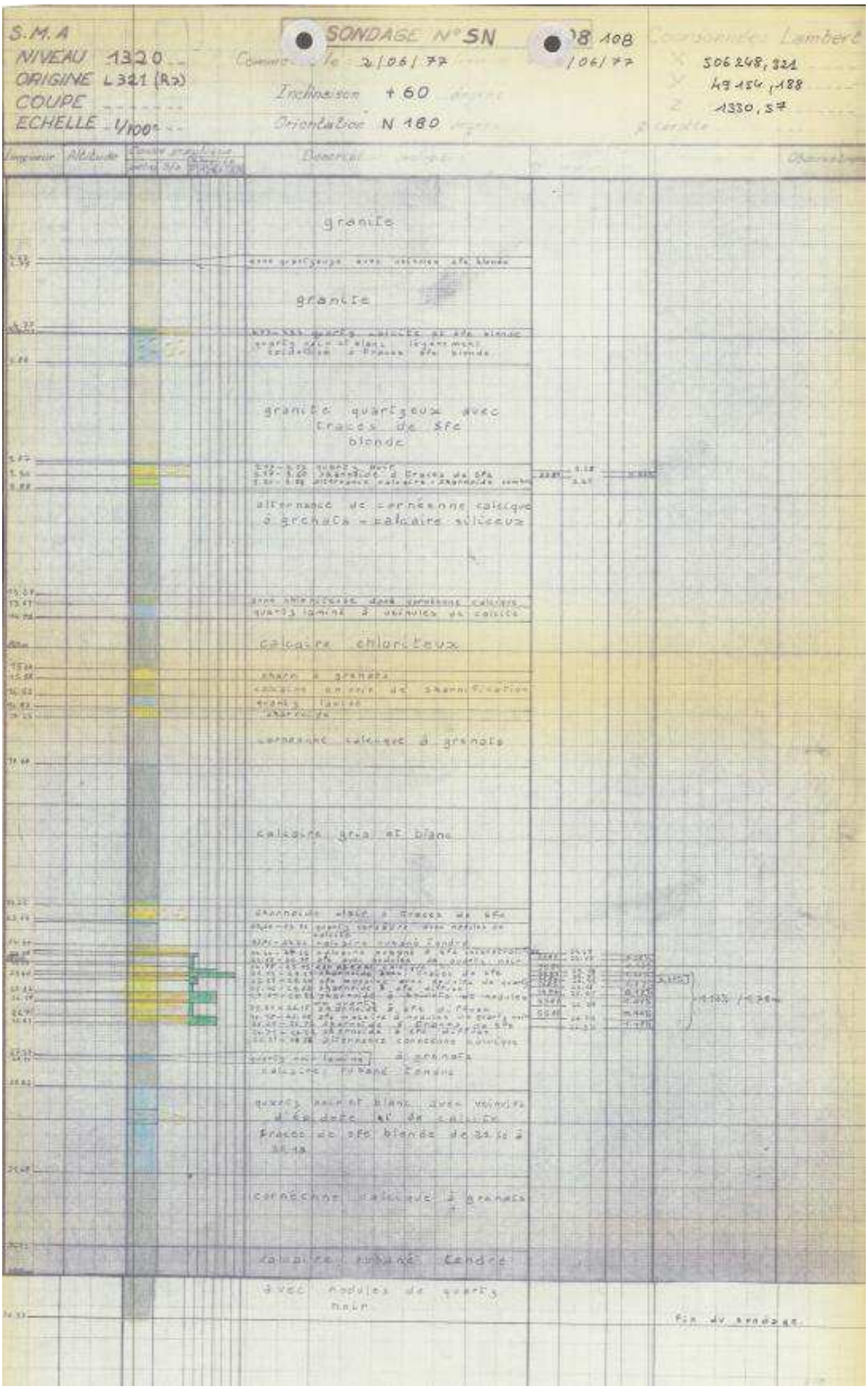
c. Annexe 3 - Aperçu des logs de sondages historiques intégrés dans le modèle 3D



Annexe 3.1 : Sondage S 18 F (Prouhet et al., 1966)

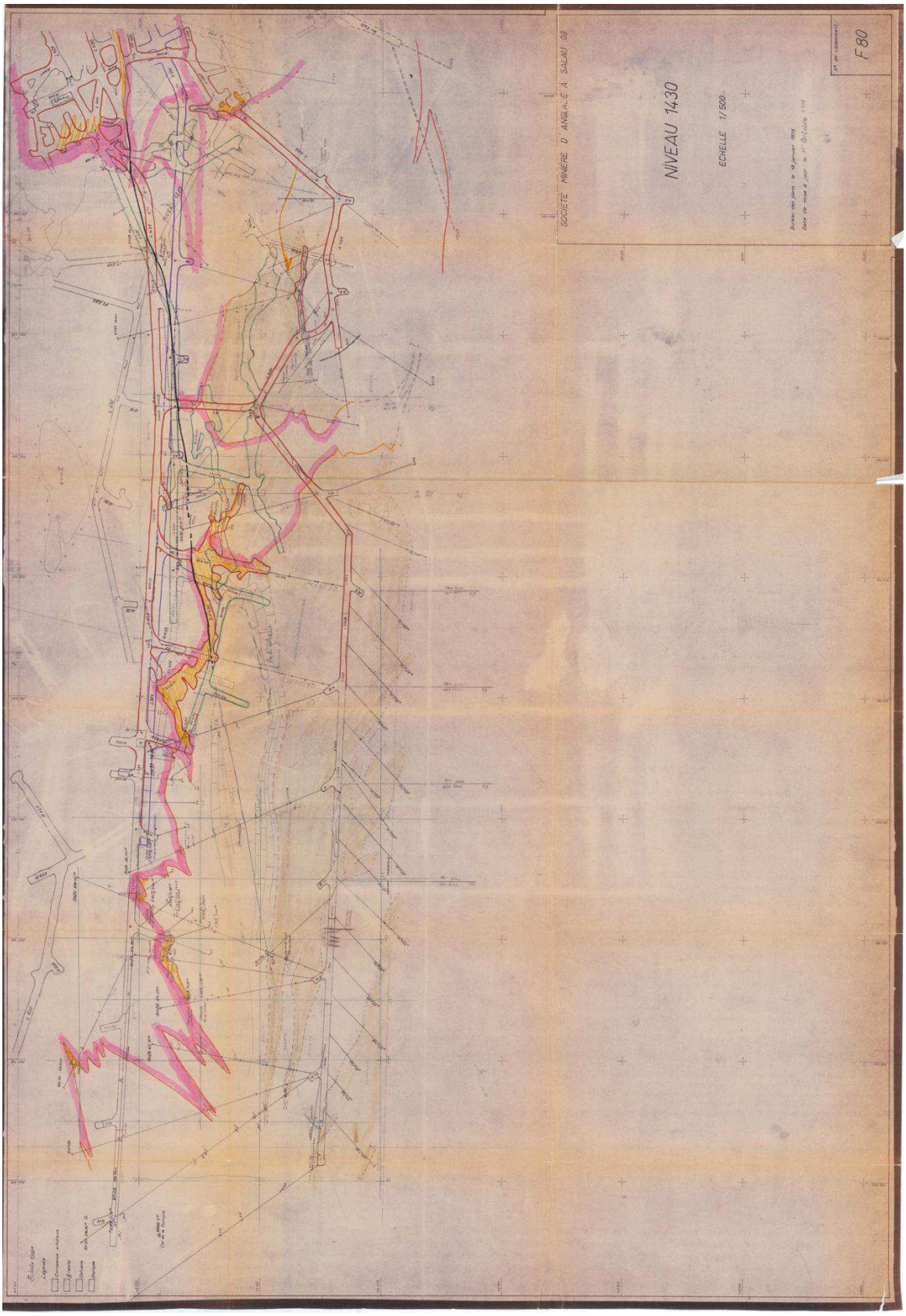


Annexe 3.2 : Sondage S 17 « Les Campets » (Michard et al., 1986)

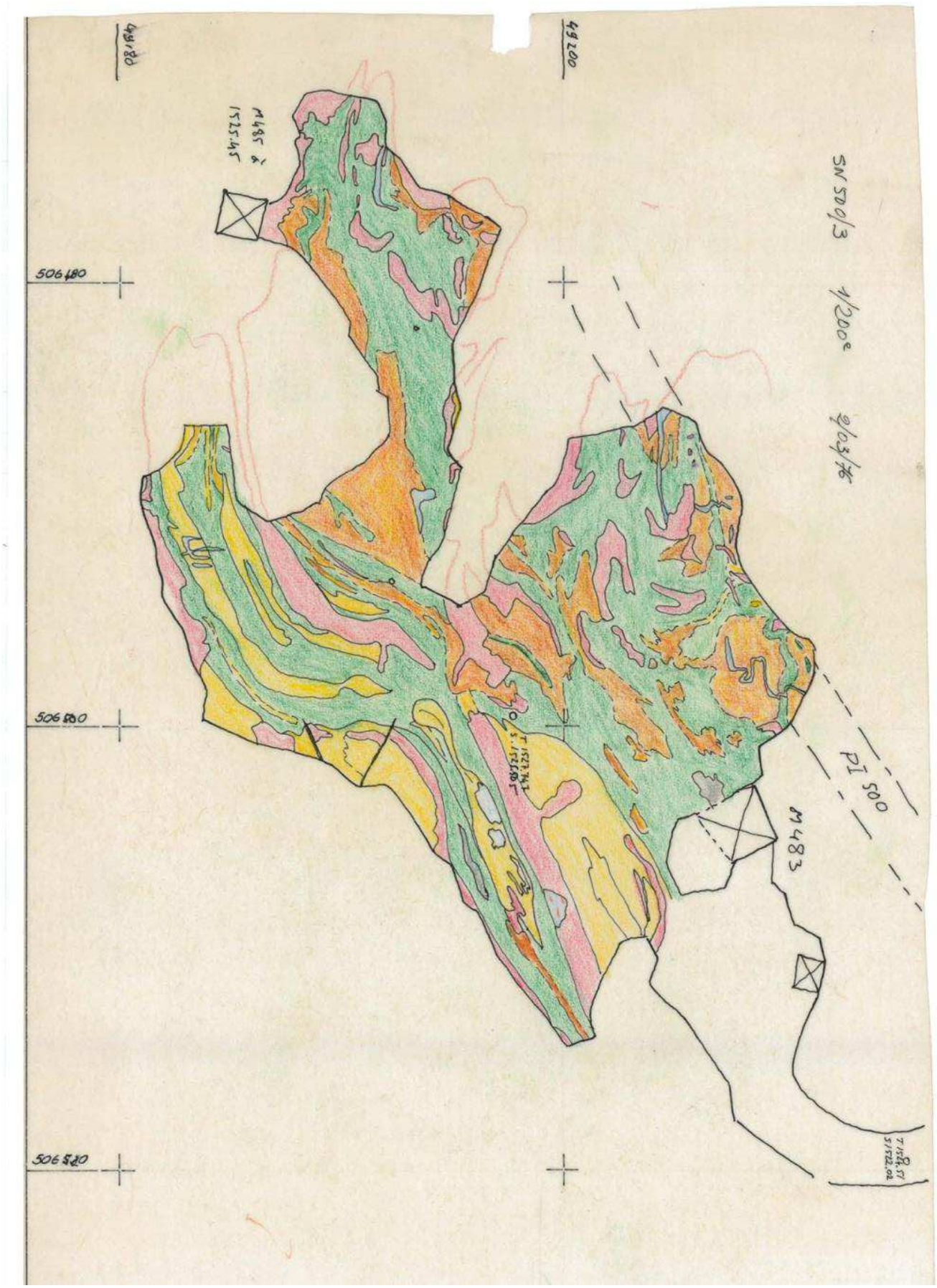


Annexe 3.3 : Sondage SN108 (SMA)

d. Annexe 4 - Aperçu des plans miniers récupérés et intégrés dans le modèle 3D



Annexe 4.1 : Plan des niveaux superposés du Bois d'Anglade (document C. Derré)



Annexe 4.2 : Plan du sous-niveau 1525 du Bois d'Anglade (document C. Derré)

Annexe 4.3 : Coupe sériée C du Bois d'Anglade (document C. Derré)

e. Annexe 5 - Tableaux d'analyses microsonde

Laboratoire de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

Conditions analytiques :

Microsonde Cameca SX 50

Tension = 20 kV

Intensité = 40 nA

Temps de comptage pour les standards & échantillons (sulfures) = 30 s.

Standards programmes sulfures (raie d'émission) : pyrite (Fe Kα, S Kα), cobalt métal (Co Kα), cuivre métal (Cu Kα), galène (Pb ma), cadmium métal (Cd Lα), sphalérite (Zn Kα), molybdène métal (Mo Lβ), tungstène métal (W Lα), cassitérite (Sn Lα), cinabre (Hg Ma), bismuth métal (Bi Mα), or métal (Au Lα), argent métal (Ag Lα), stibine (Sb Lα), AsGa synthétique (As Lα), tellure métal (Te Lα), sélénium métal (Se Lα), nickel métal (Ni Kα).

- Cuivres gris d'Aurenère (tétrahédrite)

	% Poids								% Atomique							
Nom	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Total	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Total
TP724	25,15	6,80	38,80	0,07	0,09	1,84	29,42	102,16	44,12	6,85	34,35	0,06	0,07	0,96	13,59	100,00
TP724	24,74	7,19	38,66	0,12	0,08	2,04	29,07	101,91	43,61	7,28	34,38	0,10	0,06	1,07	13,49	100,00
TP724	25,01	7,22	38,29	0,00	0,11	2,12	29,30	102,05	43,97	7,29	33,97	0,00	0,08	1,11	13,57	100,00

- Chalcopyrites

		% Poids				% Atomique			
Nom	Origine	S	Fe	Cu	Total	S	Fe	Cu	Total
185p	Véronique	36,8	30,009	32,427	99,259	52,276	24,473	23,24	100
185p	Véronique	36,602	29,996	33,166	99,795	51,87	24,403	23,713	100
185p	Véronique	36,552	30,169	33,209	99,943	51,749	24,52	23,721	100
185p	Véronique	36,655	30,142	33,065	99,866	51,889	24,495	23,615	100
185p	Véronique	36,674	30,179	32,91	99,827	51,937	24,535	23,514	100
255p	Véronique	36,237	29,935	32,967	99,139	51,728	24,53	23,742	100
255p	Véronique	36,176	29,961	33,149	99,288	51,606	24,536	23,857	100
255p	Véronique	36,257	30,048	33,169	99,5	51,611	24,554	23,821	100
255p	Véronique	36,33	29,845	32,957	99,156	51,828	24,442	23,72	100
TP725b	Aurenère	36,97	30,23	33,76	100,96	51,81	24,32	23,87	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	37,04	30,95	33,97	102,01	51,47	24,69	23,82	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	36,89	30,73	33,99	101,62	51,46	24,61	23,93	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	36,72	30,57	33,83	101,12	51,47	24,60	23,93	100,00

TP061b	Bois d'Anglade	36,35	30,67	33,76	100,79	51,21	24,80	24,00	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	36,40	30,54	33,57	100,53	51,35	24,74	23,90	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	36,67	30,78	33,75	101,24	51,37	24,75	23,86	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	36,89	30,68	34,11	101,74	51,43	24,56	23,99	100,00
TP488	Véronique	36,53	30,68	33,75	100,97	51,33	24,75	23,92	100,00
TP488	Véronique	36,54	30,72	33,68	100,95	51,34	24,78	23,88	100,00
TP488	Véronique	36,66	30,66	33,75	101,13	51,41	24,68	23,88	100,00
TP488	Véronique	36,80	30,79	33,55	101,16	51,53	24,76	23,70	100,00
TP488	Véronique	36,67	30,67	33,71	101,07	51,44	24,70	23,86	100,00

➢ Sphalérites

		% Poids							% Atomique						
Nom	Origine	S	Fe	Zn	Ag	Cd	In	Total	S	Fe	Zn	Ag	Cd	In	Total
189p	Véronique	33,10	7,50	57,51	0,00	2,62	0,00	100,73	49,88	6,49	42,50	0,00	1,12	0,00	100,00
189p	Véronique	33,78	8,04	57,12	0,00	2,42	0,04	101,41	50,34	6,88	41,74	0,00	1,03	0,02	100,00
189p	Véronique	33,72	7,50	56,76	0,05	2,41	0,03	100,47	50,65	6,47	41,81	0,02	1,03	0,01	100,00
189p	Véronique	33,38	7,85	56,74	0,15	2,46	0,00	100,58	50,23	6,78	41,87	0,07	1,06	0,00	100,00
189p	Véronique	32,80	7,32	55,50	0,10	2,35	0,12	98,18	50,50	6,47	41,91	0,05	1,03	0,05	100,00
189p	Véronique	33,47	7,53	56,03	0,03	1,55	0,09	98,70	50,90	6,58	41,79	0,02	0,67	0,04	100,00
189p	Véronique	33,85	7,57	56,17	0,12	2,32	0,08	100,10	50,94	6,54	41,44	0,05	1,00	0,03	100,00
189p	Véronique	33,70	7,66	55,96	0,03	1,80	0,00	99,15	51,01	6,65	41,54	0,02	0,78	0,00	100,00
189p	Véronique	32,94	7,38	55,61	0,00	2,49	0,00	98,42	50,55	6,51	41,85	0,00	1,09	0,00	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	33,71	7,41	58,05	0,01	0,24	0,01	99,42	50,69	6,39	42,81	0,00	0,10	0,00	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	33,67	7,64	57,06	0,00	0,22	0,01	98,60	50,94	6,64	42,33	0,00	0,09	0,00	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	33,93	7,16	57,39	0,00	0,20	0,00	98,68	51,22	6,21	42,49	0,00	0,09	0,00	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	33,82	7,72	57,69	0,00	0,22	0,00	99,44	50,78	6,66	42,47	0,00	0,09	0,00	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	33,63	7,78	58,05	0,00	0,23	0,00	99,69	50,47	6,71	42,72	0,00	0,10	0,00	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	33,52	7,90	57,82	0,00	0,32	0,00	99,56	50,41	6,82	42,64	0,00	0,14	0,00	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	33,64	7,56	58,60	0,00	0,35	0,01	100,16	50,35	6,50	43,00	0,00	0,15	0,00	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	33,41	8,10	56,82	0,00	0,38	0,00	98,71	50,59	7,04	42,20	0,00	0,17	0,00	100,00
TP172	Saube	33,80	3,33	63,60	0,00	0,30	0,00	101,03	50,46	2,85	46,56	0,00	0,13	0,00	100,00
TP172	Saube	33,51	3,36	63,74	0,00	0,25	0,00	100,86	50,19	2,89	46,81	0,00	0,11	0,00	100,00
TP172	Saube	33,67	5,01	61,45	0,01	0,23	0,00	100,37	50,44	4,31	45,15	0,00	0,10	0,00	100,00
TP172	Saube	33,81	4,38	62,27	0,02	0,25	0,01	100,73	50,51	3,76	45,62	0,01	0,11	0,00	100,00
TP172	Saube	33,57	2,85	63,45	0,01	0,22	0,01	100,12	50,57	2,47	46,87	0,00	0,10	0,01	100,00
TP172	Saube	33,63	3,36	63,37	0,00	0,25	0,01	100,62	50,41	2,89	46,59	0,00	0,11	0,01	100,00
TP172	Saube	33,66	3,10	63,62	0,01	0,26	0,00	100,64	50,46	2,66	46,77	0,00	0,11	0,00	100,00
TP172	Saube	33,70	3,51	63,03	0,01	0,28	0,01	100,53	50,52	3,02	46,34	0,00	0,12	0,01	100,00
TP71a	Hoque-Rabe	33,82	3,58	63,31	0,02	0,16	0,00	100,89	50,50	3,07	46,36	0,01	0,07	0,00	100,00
TP71a	Hoque-Rabe	33,55	3,80	63,43	0,03	0,21	0,00	101,02	50,14	3,26	46,49	0,01	0,09	0,00	100,00
TP71a	Hoque-Rabe	33,38	4,08	62,86	0,00	0,16	0,01	100,49	50,12	3,52	46,29	0,00	0,07	0,00	100,00
TP71a	Hoque-Rabe	33,47	4,02	62,74	0,00	0,18	0,00	100,42	50,26	3,46	46,20	0,00	0,08	0,00	100,00
TP71a	Hoque-Rabe	33,51	4,39	62,84	0,00	0,20	0,00	100,93	50,09	3,76	46,06	0,00	0,08	0,00	100,00
TP71a	Hoque-Rabe	33,31	3,97	63,20	0,00	0,16	0,01	100,65	49,99	3,42	46,51	0,00	0,07	0,00	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	33,90	8,31	57,52	0,01	0,23	0,01	99,98	50,64	7,12	42,13	0,01	0,10	0,00	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	33,65	7,18	58,81	0,02	0,25	0,00	99,90	50,46	6,18	43,24	0,01	0,11	0,00	100,00

TP745a	Quer de l'Aigle	33,75	7,43	58,39	0,01	0,24	0,00	99,83	50,58	6,40	42,92	0,01	0,10	0,00	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	33,80	7,74	58,99	0,01	0,23	0,00	100,78	50,27	6,61	43,02	0,00	0,10	0,00	100,00
TP172	Saube	33,44	3,60	63,37	nd	0,16	nd	100,58	50,15	3,10	46,60	nd	0,07	nd	100,00
TP172	Saube	33,26	4,66	62,58	nd	0,15	nd	100,64	49,84	4,00	45,99	nd	0,06	nd	100,00
TP172	Saube	33,19	3,22	63,86	nd	0,14	nd	100,41	49,95	2,78	47,12	nd	0,06	nd	100,00
TP172	Saube	33,55	2,92	64,54	nd	0,16	nd	101,17	50,09	2,51	47,26	nd	0,07	nd	100,00
TP172	Saube	33,35	4,66	62,38	nd	0,17	nd	100,55	49,98	4,01	45,85	nd	0,07	nd	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	33,44	7,85	58,06	nd	0,17	nd	99,51	50,28	6,77	42,81	nd	0,07	nd	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	33,44	7,40	59,11	nd	0,15	nd	100,10	50,09	6,36	43,41	nd	0,06	nd	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	33,58	7,84	58,15	nd	0,14	nd	99,70	50,35	6,75	42,76	nd	0,06	nd	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	33,52	8,13	58,28	nd	0,17	nd	100,09	50,12	6,98	42,74	nd	0,07	nd	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	32,32	7,74	58,67	nd	0,25	nd	98,99	49,14	6,76	43,75	nd	0,11	nd	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	32,16	8,52	57,17	nd	0,36	nd	98,20	48,87	7,43	42,61	nd	0,15	nd	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	32,42	8,28	57,57	nd	0,31	nd	98,58	49,22	7,22	42,86	nd	0,13	nd	100,00

➢ Arsénopyrites

		% Poids						% Atomique					
N° échantillon	Origine	S	Fe	Co	Sb	As	Total	S	Fe	Co	Sb	As	Total
199p	Bois d'Anglade	21,03	32,44	2,90	0,01	43,83	100,21	35,05	31,04	2,63	0,00	31,25	100,00
199p	Bois d'Anglade	21,35	29,34	6,56	0,01	43,26	100,52	35,42	27,94	5,92	0,00	30,71	100,00
199p	Bois d'Anglade	21,18	31,53	3,64	0,04	43,49	99,88	35,37	30,22	3,31	0,02	31,07	100,00
209p	Véronique	20,13	34,34	0,14	0,02	44,76	99,39	34,07	33,36	0,13	0,01	32,42	100,00
209p	Véronique	20,31	34,29	0,30	0,03	44,59	99,50	34,28	33,22	0,27	0,01	32,21	100,00
156p	Véronique	20,42	34,30	0,00	0,06	44,91	99,69	34,41	33,17	0,00	0,03	32,38	100,00
156p	Véronique	20,39	34,38	0,00	0,00	45,12	99,89	34,30	33,21	0,00	0,00	32,48	100,00
156p	Véronique	19,54	34,23	0,00	0,01	46,04	99,82	33,17	33,36	0,00	0,01	33,45	100,00
156p	Véronique	20,34	34,36	0,00	0,03	45,02	99,74	34,27	33,24	0,00	0,01	32,46	100,00
156p	Véronique	20,18	34,31	0,00	0,03	45,26	99,78	34,06	33,24	0,00	0,01	32,69	100,00
156p	Véronique	19,67	34,20	0,00	0,04	45,67	99,58	33,42	33,35	0,00	0,02	33,20	100,00
156p	Véronique	19,66	34,64	0,00	0,00	46,14	100,43	33,15	33,54	0,00	0,00	33,30	100,00
156p	Véronique	20,23	34,38	0,00	0,03	45,31	99,95	34,07	33,24	0,00	0,01	32,66	100,00
156p	Véronique	20,24	34,69	0,00	0,06	44,94	99,92	34,07	33,53	0,00	0,03	32,37	100,00
156p	Véronique	20,48	34,78	0,00	0,01	44,98	100,24	34,31	33,44	0,00	0,00	32,24	100,00
156p	Véronique	20,16	34,21	0,00	0,02	45,50	99,87	34,00	33,13	0,00	0,01	32,84	100,00
156p	Véronique	20,33	34,46	0,00	0,00	45,02	99,81	34,24	33,31	0,00	0,00	32,45	100,00
156p	Véronique	20,32	34,44	0,00	0,02	45,31	100,09	34,16	33,23	0,00	0,01	32,59	100,00
156p	Véronique	19,84	34,34	0,00	0,04	45,80	100,01	33,54	33,32	0,00	0,02	33,13	100,00
156p	Véronique	20,24	34,26	0,00	0,01	45,34	99,85	34,12	33,16	0,00	0,01	32,71	100,00
156p	Véronique	20,72	34,46	0,00	0,04	44,52	99,74	34,79	33,21	0,00	0,02	31,99	100,00
156p	Véronique	20,59	33,86	0,23	0,06	44,70	99,44	34,73	32,78	0,21	0,03	32,26	100,00
156p	Véronique	20,42	34,22	0,00	0,05	44,89	99,57	34,44	33,14	0,00	0,02	32,40	100,00
156p	Véronique	19,37	34,10	0,00	0,02	46,37	99,85	32,94	33,29	0,00	0,01	33,75	100,00
156p	Véronique	19,72	33,96	0,00	0,00	45,83	99,51	33,51	33,14	0,00	0,00	33,33	100,00
156p	Véronique	19,97	34,12	0,00	0,03	45,53	99,64	33,81	33,16	0,00	0,01	32,99	100,00
156p	Véronique	19,15	33,99	0,00	0,03	46,77	99,94	32,62	33,24	0,00	0,01	34,09	100,00
156p	Véronique	19,46	34,03	0,00	0,04	46,04	99,57	33,14	33,27	0,00	0,02	33,55	100,00

156p	Véronique	20,16	34,15	0,00	0,05	45,15	99,50	34,11	33,17	0,00	0,02	32,69	100,00
156p	Véronique	20,38	34,37	0,00	0,03	44,99	99,76	34,33	33,23	0,00	0,01	32,42	100,00
156p	Véronique	20,75	34,17	0,00	0,00	44,72	99,65	34,87	32,96	0,00	0,00	32,15	100,00
156p	Véronique	20,97	34,12	0,00	0,01	44,28	99,39	35,24	32,91	0,00	0,01	31,84	100,00
156p	Véronique	20,22	34,01	0,00	0,02	44,89	99,14	34,29	33,12	0,00	0,01	32,58	100,00
156p	Véronique	19,96	34,04	0,00	0,03	45,69	99,72	33,78	33,08	0,00	0,02	33,10	100,00
156p	Véronique	20,35	34,23	0,00	0,02	45,22	99,82	34,28	33,11	0,00	0,01	32,60	100,00
156p	Véronique	20,32	33,84	0,00	0,02	44,95	99,13	34,44	32,93	0,00	0,01	32,61	100,00
156p	Véronique	20,50	34,10	0,00	0,07	44,82	99,49	34,59	33,02	0,00	0,03	32,35	100,00
156p	Véronique	19,93	34,13	0,00	0,01	45,22	99,29	33,84	33,27	0,00	0,00	32,85	100,00
156p	Véronique	20,64	34,13	0,00	0,00	44,24	99,01	34,88	33,10	0,00	0,00	31,99	100,00
156p	Véronique	20,13	34,04	0,00	0,03	45,03	99,23	34,14	33,15	0,00	0,01	32,69	100,00
156p	Véronique	19,68	33,94	0,00	0,01	45,35	98,98	33,59	33,26	0,00	0,00	33,13	100,00
TP725b	Aurenère	21,02	35,18	0,00	0,08	43,96	100,25	35,01	33,63	0,00	0,04	31,33	100,00
TP725b	Aurenère	22,30	35,91	0,00	0,13	42,00	100,36	36,60	33,83	0,00	0,06	29,49	100,00
TP725b	Aurenère	21,31	35,18	0,00	0,18	43,32	99,99	35,46	33,61	0,00	0,08	30,85	100,00
TP725b	Aurenère	21,92	35,57	0,00	0,16	42,70	100,36	36,14	33,66	0,00	0,07	30,12	100,00
TP725b	Aurenère	21,28	35,15	0,00	0,14	43,63	100,20	35,37	33,54	0,00	0,06	31,03	100,00
TP725b	Aurenère	21,15	35,17	0,00	0,28	43,61	100,22	35,20	33,60	0,00	0,12	31,06	100,00
TP725b	Aurenère	19,92	34,87	0,00	0,04	45,23	100,07	33,59	33,75	0,00	0,02	32,64	100,00
TP725b	Aurenère	21,10	35,33	0,00	0,18	43,53	100,15	35,13	33,77	0,00	0,08	31,02	100,00
TP725b	Aurenère	20,04	34,92	0,00	0,02	44,98	99,99	33,76	33,78	0,00	0,01	32,43	100,00
TP724	Aurenère	20,49	34,75	0,00	0,01	45,04	100,29	34,31	33,41	0,00	0,00	32,27	100,00
TP724	Aurenère	19,60	35,10	0,00	0,00	45,91	100,62	33,00	33,92	0,00	0,00	33,07	100,00
153p	Véronique	20,20	33,60	0,00	0,10	45,80	99,70	34,20	32,60	0,00	0,00	33,20	100,00
153p	Véronique	19,80	33,30	0,00	0,00	46,20	99,30	33,70	32,60	0,00	0,00	33,70	100,00
153p	Véronique	19,70	33,50	0,00	0,00	46,30	99,60	33,60	32,70	0,00	0,00	33,70	100,00
153p	Véronique	20,00	33,60	0,20	0,10	46,00	99,80	33,90	32,60	0,10	0,00	33,30	99,90
153p	Véronique	19,80	33,30	0,30	0,00	46,00	99,40	33,60	32,60	0,30	0,00	33,50	100,00
153p	Véronique	18,90	33,00	0,30	0,00	47,90	100,00	32,30	32,50	0,20	0,00	35,00	100,00
153p	Véronique	18,90	33,10	0,20	0,00	46,90	99,10	32,50	32,70	0,20	0,00	34,50	99,90
153p	Véronique	19,40	33,40	0,10	0,00	47,60	100,60	32,90	32,50	0,10	0,00	34,50	100,00
153p	Véronique	19,80	33,60	0,20	0,00	46,90	100,50	33,40	32,50	0,20	0,00	33,90	100,00
153p	Véronique	19,40	33,50	0,30	0,10	46,80	100,20	33,00	32,60	0,30	0,00	34,00	99,90
211p	Véronique	20,00	33,70	0,20	0,00	47,00	100,90	33,60	32,50	0,20	0,00	33,80	100,10
211p	Véronique	19,70	33,50	0,00	0,00	46,50	99,70	33,40	32,70	0,00	0,00	33,90	100,00
211p	Véronique	19,60	33,20	0,00	0,00	46,30	99,10	33,50	32,60	0,00	0,00	33,90	100,00
211p	Véronique	19,90	33,50	0,00	0,00	46,60	100,00	33,70	32,60	0,00	0,00	33,80	100,10
211p	Véronique	19,80	33,40	0,00	0,00	46,30	99,60	33,70	32,60	0,00	0,00	33,70	100,00
113p	Véronique	19,80	33,70	0,00	0,00	47,40	101,00	33,30	32,50	0,00	0,00	34,10	99,90
113p	Véronique	19,40	33,60	0,00	0,10	46,90	100,00	33,00	32,80	0,00	0,00	34,10	99,90
113p	Véronique	19,50	33,50	0,00	0,00	46,50	99,50	33,20	32,80	0,00	0,00	34,00	100,00
113p	Véronique	19,20	33,30	0,10	0,00	46,90	99,50	32,90	32,70	0,10	0,00	34,30	100,00
113p	Véronique	19,40	33,50	0,00	0,00	46,70	99,70	33,10	32,80	0,00	0,00	34,10	100,00
113p	Véronique	19,60	33,70	0,00	0,00	46,80	100,20	33,30	32,70	0,00	0,00	33,90	99,90
113p	Véronique	19,30	33,60	0,10	0,00	47,60	100,80	32,70	32,70	0,10	0,00	34,50	100,00
113p	Véronique	20,00	33,70	0,10	0,10	46,80	100,60	33,60	32,60	0,10	0,00	33,70	100,00
113p	Véronique	19,80	33,50	0,00	0,00	46,30	99,60	33,60	32,70	0,00	0,00	33,70	100,00

113p	Véronique	19,90	33,50	0,00	0,10	46,50	100,00	33,70	32,50	0,00	0,00	33,70	99,90
FT6	SC	18,70	32,40	0,00	0,00	47,00	98,10	32,60	32,40	0,00	0,00	35,00	100,00
FT6	SC	19,10	32,70	0,00	0,00	46,60	98,40	33,10	32,40	0,00	0,00	34,50	100,00
FT6	SC	18,40	32,30	0,00	0,00	47,40	98,20	32,10	32,40	0,00	0,00	35,40	99,90
FT6	SC	19,20	32,60	0,00	0,00	46,60	98,50	33,10	32,30	0,00	0,00	34,50	99,90
FT6	SC	18,90	32,00	0,00	0,00	47,10	98,10	32,90	32,00	0,00	0,00	35,10	100,00
FT6	SC	18,70	32,20	0,00	0,00	47,10	98,10	32,60	32,20	0,00	0,00	35,10	99,90
FT6	SC	19,40	32,50	0,00	0,00	46,50	98,40	33,50	32,20	0,00	0,00	34,30	100,00
250p-1	Véronique	18,70	33,80	0,00	0,00	47,60	100,20	32,00	33,20	0,00	0,00	34,80	100,00
250p-1	Véronique	19,00	33,90	0,00	0,00	48,00	101,00	32,20	32,90	0,00	0,00	34,80	99,90
250p-1	Véronique	19,30	33,70	0,00	0,00	48,10	101,10	32,60	32,70	0,00	0,00	34,70	100,00
250p-1	Véronique	18,60	33,50	0,00	0,00	48,50	100,50	31,70	32,80	0,00	0,00	35,40	99,90
250p-1	Véronique	18,20	33,90	0,00	0,00	48,70	101,00	31,10	33,20	0,00	0,00	35,60	99,90
250p-2	Véronique	18,60	33,70	0,10	0,00	48,30	100,80	31,70	33,00	0,10	0,00	35,30	100,10
250p-2	Véronique	18,60	34,00	0,00	0,00	48,20	100,90	31,60	33,20	0,00	0,00	35,10	99,90
250p-2	Véronique	18,70	33,70	0,00	0,00	48,60	101,10	31,80	32,80	0,00	0,00	35,30	99,90
250p-2	Véronique	18,80	33,70	0,10	0,00	48,10	100,70	32,00	32,90	0,10	0,00	35,30	100,30
250p-2	Véronique	18,80	33,50	0,10	0,00	48,20	100,50	32,00	32,80	0,10	0,00	35,10	100,00
235p-1	Véronique	18,60	33,20	0,00	0,00	47,80	99,50	32,00	32,80	0,00	0,00	35,20	100,00
235p-1	Véronique	18,30	33,40	0,00	0,00	47,50	99,20	31,60	33,20	0,00	0,00	35,10	99,90
235p-1	Véronique	18,80	33,20	0,00	0,00	47,80	99,80	32,20	32,60	0,00	0,00	35,10	99,90
235p-1	Véronique	18,30	32,90	0,00	0,00	48,00	99,30	31,70	32,70	0,00	0,00	35,50	99,90
235p-1	Véronique	19,00	33,00	0,00	0,00	47,60	99,70	32,60	32,50	0,00	0,00	34,90	100,00
235p-2	Véronique	18,70	33,30	0,00	0,00	48,00	100,00	32,00	32,80	0,00	0,00	35,20	100,00
235p-2	Véronique	18,30	33,10	0,00	0,00	48,50	99,90	31,60	32,70	0,00	0,00	35,70	100,00
235p-2	Véronique	18,60	32,90	0,00	0,00	47,00	98,70	32,30	32,80	0,00	0,00	34,90	100,00
235p-2	Véronique	18,50	33,00	0,00	0,00	47,20	98,70	32,10	32,80	0,00	0,00	35,00	99,90
235p-2	Véronique	18,50	32,90	0,10	0,00	48,10	99,70	31,90	32,60	0,10	0,00	35,50	100,10
203p-1	Véronique	19,20	33,00	0,20	0,00	46,60	99,00	33,00	32,50	0,20	0,00	34,30	100,00
203p-1	Véronique	19,40	33,30	0,00	0,00	46,70	99,40	33,10	32,70	0,20	0,00	34,20	100,20
203p-1	Véronique	19,50	33,50	0,00	0,00	46,10	99,20	33,40	32,90	0,00	0,00	33,70	100,00
203p-1	Véronique	18,60	33,60	0,10	0,00	47,30	99,50	31,90	33,10	0,10	0,00	34,80	99,90
203p-1	Véronique	18,70	33,20	0,10	0,00	47,20	99,30	32,20	32,80	0,10	0,00	34,80	99,90
203p-2	Véronique	19,40	33,60	0,10	0,00	45,80	98,90	33,20	33,10	0,00	0,00	33,70	100,00
203p-2	Véronique	19,80	33,50	0,00	0,00	46,00	99,40	33,70	32,70	0,00	0,00	33,50	99,90
203p-2	Véronique	19,30	33,30	0,00	0,00	46,00	98,60	33,20	32,90	0,00	0,00	33,90	100,00
203p-2	Véronique	19,20	33,60	0,00	0,00	46,00	98,80	33,00	33,20	0,00	0,00	33,80	100,00
203p-2	Véronique	19,40	33,50	0,00	0,00	46,00	99,20	33,30	32,90	0,00	0,00	33,70	100,00
156p-2	Véronique	19,30	33,10	0,90	0,00	46,20	99,60	32,90	32,40	0,80	0,00	33,80	99,90
156p-2	Véronique	19,60	33,10	1,00	0,00	46,70	100,40	33,20	32,10	0,90	0,00	33,80	100,00
156p-2	Véronique	18,80	33,50	0,40	0,00	47,40	100,50	32,10	32,80	0,40	0,00	34,60	100,00
156p-2	Véronique	19,40	33,50	0,10	0,00	46,90	100,10	33,00	32,70	0,10	0,00	34,20	100,00
156p-2	Véronique	18,80	33,70	0,00	0,00	48,00	100,50	32,00	33,00	0,00	0,00	35,00	100,00
156p-1	Véronique	19,60	33,80	0,00	0,00	47,10	100,60	33,10	32,80	0,00	0,00	34,10	100,00
156p-1	Véronique	19,20	33,70	0,00	0,00	46,60	99,60	32,80	33,10	0,00	0,00	34,10	100,00
156p-1	Véronique	19,00	34,00	0,10	0,00	47,10	100,20	32,40	33,20	0,10	0,00	34,40	100,10
156p-1	Véronique	19,00	34,00	0,00	0,00	46,90	100,00	32,50	33,30	0,00	0,00	34,20	100,00
211p-3	Véronique	19,20	33,10	0,20	0,00	46,90	99,30	32,90	32,60	0,20	0,00	34,40	100,10

211p-3	Véronique	19,20	33,50	0,00	0,00	47,00	99,70	32,80	32,80	0,00	0,00	34,40	100,00
211p-3	Véronique	19,50	34,20	0,00	0,00	46,80	100,50	32,90	33,20	0,00	0,00	33,80	99,90
211p-2	Véronique	19,10	33,60	0,00	0,00	46,70	99,40	32,70	33,00	0,00	0,00	34,20	99,90
211p-2	Véronique	19,60	33,90	0,00	0,00	46,70	100,20	33,10	33,00	0,00	0,00	33,90	100,00
211p-2	Véronique	19,20	33,70	0,00	0,00	46,30	99,30	32,90	33,10	0,00	0,00	33,90	99,90
TP724	Aurenère	19,98	34,80		0,02	44,92	99,71	33,75	33,75		0,01	32,48	100,00
TP724	Aurenère	20,43	35,00		0,00	44,25	99,68	34,36	33,78		0,00	31,84	100,00
TP724	Aurenère	20,34	35,13		0,03	44,71	100,21	34,10	33,80		0,01	32,07	100,00
TP724	Aurenère	19,00	35,13		0,03	46,22	100,37	32,23	34,20		0,01	33,55	100,00
TP725b	Aurenère	21,23	35,44		0,34	43,16	100,18	35,29	33,82		0,15	30,70	100,00
TP725b	Aurenère	21,28	35,43		0,21	43,02	99,94	35,42	33,84		0,09	30,64	100,00
TP725b	Aurenère	21,31	35,47		0,18	43,42	100,38	35,33	33,76		0,08	30,81	100,00
TP725b	Aurenère	21,16	35,47		0,25	43,09	99,95	35,24	33,92		0,11	30,71	100,00

➢ Pyrrhotites

		% Poids				% Atomique			
Numéro de l'échantillon	Origine	S	Fe	Cu	Total	S	Fe	Cu	Total
177p	Véronique	41,14	59,06	0,00	100,20	54,82	45,18	0,00	100,00
177p	Véronique	41,14	59,08	0,00	100,22	54,79	45,17	0,00	100,00
177p	Véronique	41,11	59,38	0,01	100,49	54,65	45,32	0,00	100,00
177p	Véronique	40,75	59,27	0,01	100,03	54,49	45,49	0,01	100,00
177p	Véronique	40,72	59,37	0,00	100,09	54,44	45,56	0,00	100,00
177p	Véronique	41,16	59,71	0,01	100,87	54,55	45,43	0,00	100,00
177p	Véronique	40,95	59,14	0,00	100,08	54,66	45,32	0,00	100,00
177p	Véronique	41,19	59,56	0,00	100,76	54,64	45,35	0,00	100,00
177p	Véronique	41,24	59,42	0,00	100,67	54,73	45,26	0,00	100,00
177p	Véronique	41,12	59,63	0,00	100,75	54,57	45,42	0,00	100,00
177p	Véronique	41,18	59,60	0,01	100,79	54,60	45,37	0,01	100,00
177p	Véronique	41,13	59,15	0,00	100,28	54,76	45,21	0,00	100,00
177p	Véronique	41,15	59,17	0,01	100,33	54,77	45,21	0,00	100,00
177p	Véronique	40,93	59,15	0,02	100,10	54,63	45,33	0,01	100,00
177p	Véronique	40,89	59,68	0,01	100,58	54,40	45,57	0,01	100,00
223p	Véronique	40,97	59,93	0,00	100,90	54,34	45,64	0,00	100,00
223p	Véronique	41,29	60,38	0,00	101,67	54,35	45,63	0,00	100,00
223p	Véronique	40,84	59,87	0,01	100,71	54,30	45,69	0,00	100,00
223p	Véronique	40,94	59,97	0,00	100,91	54,32	45,67	0,00	100,00
223p	Véronique	40,73	59,95	0,01	100,69	54,20	45,79	0,01	100,00
223p	Véronique	40,58	59,83	0,00	100,41	54,15	45,83	0,00	100,00
223p	Véronique	40,52	59,69	0,00	100,22	54,17	45,81	0,00	100,00
223p	Véronique	40,19	60,16	0,01	100,35	53,77	46,21	0,00	100,00
223p	Véronique	40,01	60,23	0,01	100,25	53,63	46,36	0,01	100,00
223p	Véronique	39,68	60,05	0,00	99,73	53,51	46,49	0,00	100,00
223p	Véronique	40,11	60,17	0,00	100,29	53,72	46,26	0,00	100,00
223p	Véronique	40,60	60,07	0,01	100,68	54,06	45,91	0,01	100,00
223p	Véronique	40,75	59,98	0,00	100,73	54,19	45,79	0,00	100,00
223p	Véronique	40,88	60,33	0,01	101,21	54,12	45,85	0,00	100,00

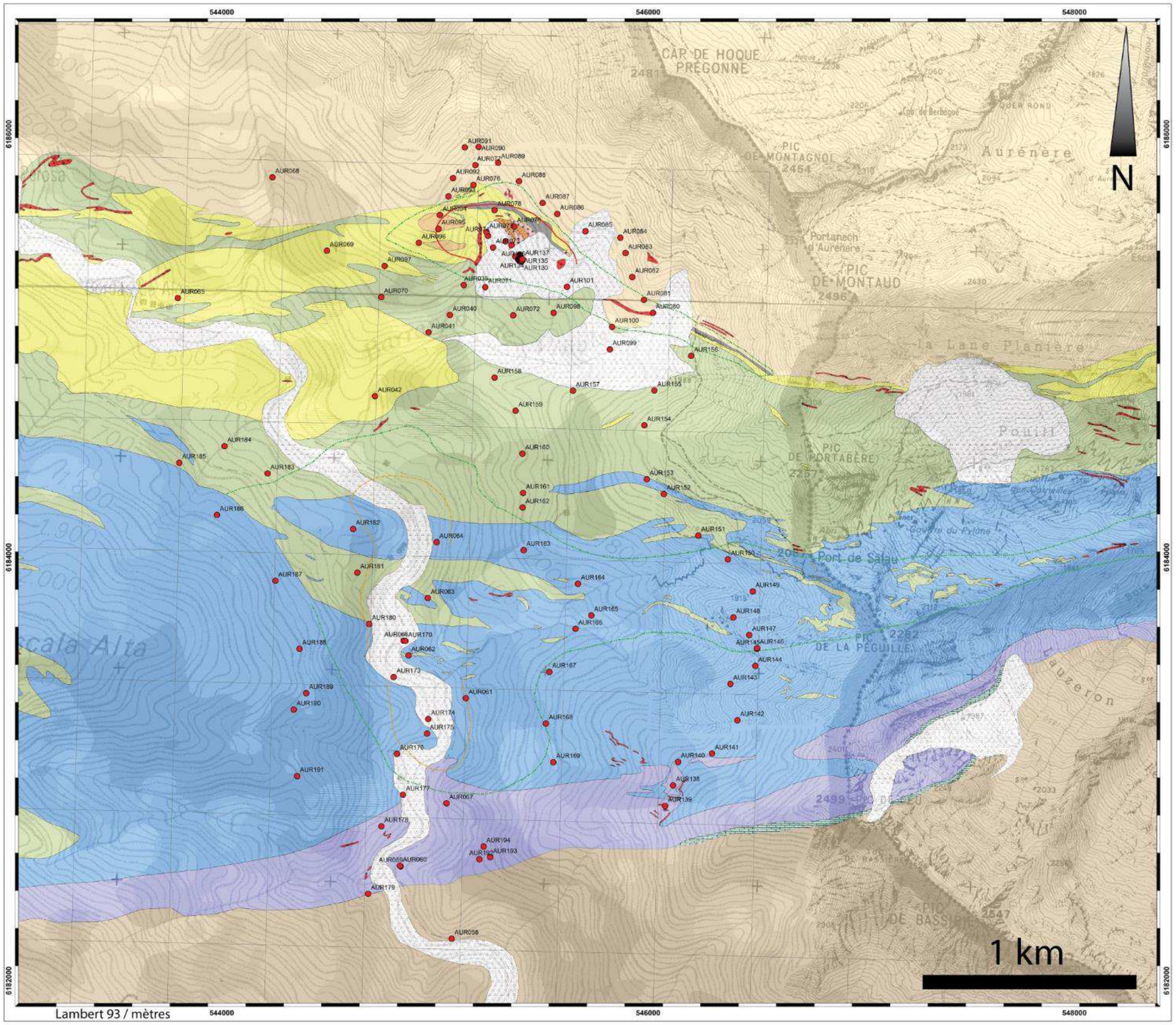
223p	Véronique	40,84	59,98	0,00	100,82	54,24	45,73	0,00	100,00
223p	Véronique	40,83	60,01	0,01	100,84	54,23	45,75	0,00	100,00
223p	Véronique	40,27	59,15	0,01	99,43	54,24	45,74	0,01	100,00
223p	Véronique	40,44	59,58	0,00	100,03	54,17	45,81	0,00	100,00
223p	Véronique	40,29	59,10	0,00	99,38	54,28	45,71	0,00	100,00
189p	Véronique	40,73	59,95	0,06	100,73	54,17	45,78	0,04	100,00
189p	Véronique	40,95	59,96	0,04	100,94	54,31	45,66	0,03	100,00
189p	Véronique	40,77	60,09	0,05	100,91	54,15	45,81	0,03	100,00
189p	Véronique	40,66	60,05	0,01	100,72	54,11	45,87	0,01	100,00
189p	Véronique	40,70	60,11	0,03	100,84	54,10	45,86	0,02	100,00
189p	Véronique	40,91	59,69	0,01	100,61	54,41	45,58	0,01	100,00
189p	Véronique	40,81	59,83	0,00	100,65	54,29	45,69	0,00	100,00
189p	Véronique	40,73	59,96	0,00	100,68	54,19	45,80	0,00	100,00
189p	Véronique	40,79	59,93	0,00	100,72	54,23	45,75	0,00	100,00
189p	Véronique	40,70	59,87	0,01	100,57	54,19	45,77	0,01	100,00
199p	Véronique	40,68	60,08	0,00	100,77	54,10	45,87	0,00	100,00
199p	Véronique	40,73	60,06	0,00	100,79	54,15	45,84	0,00	100,00
199p	Véronique	40,60	60,34	0,01	100,95	53,96	46,04	0,00	100,00
199p	Véronique	40,66	60,16	0,01	100,83	54,06	45,92	0,00	100,00
199p	Véronique	40,51	60,02	0,01	100,54	54,03	45,96	0,00	100,00
209p	Véronique	40,95	59,90	0,02	100,87	54,34	45,63	0,01	100,00
279p	Véronique	41,07	59,89	0,00	100,96	54,43	45,57	0,00	100,00
185p	Véronique	40,79	60,07	0,00	100,86	54,18	45,80	0,00	100,00
185p	Véronique	40,91	59,78	0,00	100,70	54,37	45,61	0,00	100,00
185p	Véronique	40,83	60,09	0,00	100,92	54,20	45,79	0,00	100,00
185p	Véronique	40,99	59,95	0,01	100,94	54,36	45,64	0,00	100,00
185p	Véronique	40,91	59,76	0,00	100,67	54,39	45,60	0,00	100,00
185p	Véronique	40,78	60,02	0,01	100,81	54,19	45,79	0,00	100,00
185p	Véronique	40,98	59,83	0,01	100,82	54,40	45,59	0,01	100,00
185p	Véronique	40,79	60,02	0,00	100,81	54,20	45,78	0,00	100,00
185p	Véronique	40,80	59,96	0,00	100,76	54,23	45,76	0,00	100,00
185p	Véronique	41,06	59,73	0,01	100,81	54,47	45,48	0,01	100,00
185p	Véronique	40,73	59,91	0,00	100,64	54,21	45,78	0,00	100,00
185p	Véronique	40,81	59,72	0,00	100,52	54,33	45,64	0,00	100,00
185p	Véronique	40,95	60,07	0,00	101,03	54,28	45,71	0,00	100,00
185p	Véronique	41,07	59,57	0,01	100,65	54,56	45,43	0,01	100,00
185p	Véronique	40,73	59,69	0,00	100,42	54,30	45,68	0,00	100,00
185p	Véronique	40,72	59,67	0,00	100,39	54,30	45,69	0,00	100,00
185p	Véronique	40,89	59,67	0,00	100,57	54,40	45,57	0,00	100,00
185p	Véronique	40,86	59,74	0,01	100,62	54,36	45,62	0,01	100,00
185p	Véronique	40,65	59,98	0,00	100,62	54,13	45,85	0,00	100,00
255p	Véronique	40,33	59,95	0,06	100,33	53,93	46,02	0,04	100,00
255p	Véronique	40,42	59,60	0,04	100,06	54,13	45,82	0,03	100,00
255p	Véronique	40,41	60,28	0,04	100,72	53,84	46,11	0,03	100,00
255p	Véronique	40,40	60,25	0,03	100,68	53,86	46,11	0,02	100,00
255p	Véronique	40,35	59,74	0,05	100,14	54,02	45,92	0,03	100,00
255p	Véronique	40,38	59,73	0,07	100,17	54,04	45,89	0,05	100,00
255p	Véronique	40,31	60,01	0,05	100,37	53,88	46,06	0,03	100,00

255p	Véronique	39,48	59,54	0,06	99,08	53,57	46,38	0,04	100,00
255p	Véronique	40,32	60,01	0,05	100,38	53,91	46,05	0,03	100,00
255p	Véronique	40,23	59,71	0,04	99,98	53,97	45,98	0,03	100,00
255p	Véronique	40,47	59,81	0,05	100,32	54,07	45,87	0,03	100,00
255p	Véronique	40,43	59,96	0,06	100,44	53,98	45,96	0,04	100,00
255p	Véronique	40,19	59,76	0,05	100,00	53,92	46,03	0,04	100,00
255p	Véronique	40,73	59,52	0,06	100,31	54,35	45,59	0,04	100,00
255p	Véronique	40,38	59,70	0,05	100,13	54,06	45,89	0,03	100,00
255p	Véronique	40,37	59,57	0,04	99,98	54,12	45,84	0,03	100,00
255p	Véronique	40,28	59,87	0,03	100,17	53,94	46,03	0,02	100,00
255p	Véronique	40,33	59,62	0,05	99,99	54,07	45,89	0,03	100,00
255p	Véronique	40,17	59,66	0,04	99,87	53,95	46,00	0,03	100,00
255p	Véronique	40,50	59,69	0,07	100,26	54,14	45,80	0,05	100,00
255p	Véronique	40,15	59,68	0,06	99,89	53,93	46,02	0,04	100,00
255p	Véronique	40,33	59,63	0,05	100,02	54,07	45,89	0,04	100,00
255p	Véronique	40,17	59,48	0,04	99,69	54,04	45,94	0,02	100,00
255p	Véronique	40,39	59,85	0,02	100,27	54,02	45,95	0,02	100,00
255p	Véronique	40,27	59,68	0,06	100,01	54,01	45,95	0,04	100,00
255p	Véronique	40,48	60,16	0,03	100,67	53,95	46,02	0,02	100,00
255p	Véronique	40,24	59,91	0,05	100,20	53,89	46,05	0,03	100,00
255p	Véronique	40,34	59,61	0,05	100,00	54,08	45,88	0,04	100,00
255p	Véronique	40,34	59,61	0,04	99,99	54,09	45,88	0,03	100,00
255p	Véronique	40,48	59,81	0,02	100,30	54,10	45,88	0,01	100,00
255p	Véronique	40,65	59,59	0,06	100,30	54,27	45,67	0,04	100,00
255p	Véronique	40,57	59,62	0,05	100,24	54,22	45,74	0,03	100,00
255p	Véronique	40,15	59,61	0,03	99,79	53,96	45,99	0,02	100,00
255p	Véronique	40,00	59,58	0,04	99,62	53,89	46,08	0,03	100,00
255p	Véronique	40,39	59,55	0,03	99,97	54,14	45,83	0,02	100,00
185p	Véronique	40,62	60,06	0,00	100,68	54,08	45,91	0,00	100,00
185p	Véronique	41,02	59,26	0,01	100,29	54,66	45,33	0,01	100,00
185p	Véronique	40,54	59,48	0,01	100,03	54,28	45,72	0,01	100,00
185p	Véronique	40,41	59,47	0,00	99,88	54,20	45,79	0,00	100,00
185p	Véronique	40,78	59,93	0,00	100,71	54,22	45,75	0,00	100,00
185p	Véronique	40,80	59,78	0,02	100,60	54,29	45,66	0,01	100,00
185p	Véronique	40,62	59,81	0,00	100,43	54,19	45,80	0,00	100,00
185p	Véronique	40,63	60,03	0,01	100,67	54,10	45,89	0,00	100,00
185p	Véronique	40,93	59,79	0,00	100,72	54,36	45,58	0,00	100,00
185p	Véronique	40,69	59,62	0,00	100,31	54,29	45,66	0,00	100,00
185p	Véronique	40,85	59,70	0,00	100,55	54,35	45,60	0,00	100,00
185p	Véronique	40,66	59,90	0,00	100,57	54,14	45,79	0,00	100,00
185p	Véronique	40,65	59,81	0,00	100,46	54,20	45,78	0,00	100,00
185p	Véronique	40,77	59,83	0,00	100,60	54,27	45,71	0,00	100,00
185p	Véronique	40,98	59,41	0,02	100,41	54,57	45,41	0,01	100,00
185p	Véronique	40,64	59,43	0,01	100,08	54,36	45,63	0,01	100,00
185p	Véronique	40,74	59,61	0,01	100,36	54,35	45,65	0,01	100,00
185p	Véronique	40,65	59,46	0,01	100,12	54,35	45,64	0,01	100,00
185p	Véronique	40,72	59,67	0,01	100,40	54,30	45,69	0,01	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	40,96	60,74	0,01	101,75	54,00	45,97	0,01	100,00

TP745a	Quer de l'Aigle	41,11	60,59	0,00	101,75	54,16	45,82	0,00	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	40,88	60,67	0,00	101,56	54,00	46,00	0,00	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	40,93	60,67	0,00	101,65	54,02	45,97	0,00	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,86	60,21	0,01	101,13	54,16	45,81	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	41,64	58,84	0,02	100,53	55,20	44,78	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,83	60,01	0,03	100,97	54,21	45,74	0,02	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,88	60,16	0,02	101,09	54,19	45,78	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	41,01	60,02	0,02	101,06	54,33	45,65	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	41,24	58,40	0,02	99,71	55,14	44,83	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,92	60,21	0,01	101,15	54,20	45,78	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,86	60,17	0,01	101,07	54,17	45,80	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	41,49	59,15	0,01	100,69	54,97	44,99	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	41,07	60,09	0,01	101,21	54,34	45,64	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,84	60,53	0,02	101,43	54,00	45,95	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	41,25	59,56	0,02	100,85	54,66	45,31	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	41,15	60,27	0,01	101,47	54,30	45,67	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	41,05	60,59	0,00	101,66	54,12	45,86	0,00	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,53	60,71	0,02	101,28	53,75	46,23	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,76	60,69	0,01	101,47	53,91	46,08	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,67	60,58	0,01	101,28	53,89	46,09	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,87	60,68	0,01	101,61	53,96	46,00	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,71	60,32	0,02	101,09	54,02	45,94	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,87	59,99	0,02	100,91	54,26	45,72	0,02	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	41,13	59,97	0,02	101,16	54,42	45,55	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,99	59,93	0,01	100,95	54,36	45,62	0,01	100,00
TP057a	Bois d'Anglade	40,99	60,07	0,36	101,45	54,17	45,57	0,24	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	40,51	61,08	0,01	101,62	53,60	46,39	0,00	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	40,64	60,82	0,01	101,47	53,79	46,21	0,01	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	40,65	61,03	0,02	101,73	53,70	46,28	0,01	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	40,71	60,93	0,01	101,69	53,77	46,20	0,01	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	40,78	60,64	0,01	101,46	53,93	46,04	0,01	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	40,61	61,02	0,01	101,66	53,68	46,30	0,01	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	40,58	60,96	0,01	101,58	53,68	46,30	0,01	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	40,80	60,60	0,03	101,43	53,96	46,01	0,02	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	40,84	60,72	0,07	101,66	53,91	46,02	0,05	100,00
TP061b	Bois d'Anglade	40,02	61,05	0,00	101,12	53,30	46,68	0,00	100,00
TP488	Véronique	40,77	60,35	0,00	101,18	54,04	45,92	0,00	100,00
TP489	Véronique	40,72	60,42	0,00	101,17	53,99	45,99	0,00	100,00
TP490	Véronique	41,68	59,65	0,00	101,34	54,90	45,10	0,00	100,00
TP491	Véronique	40,70	60,57	0,00	101,31	53,92	46,06	0,00	100,00
TP492	Véronique	40,79	60,53	0,00	101,37	53,99	45,99	0,00	100,00
TP493	Véronique	40,64	60,38	0,01	101,05	53,96	46,02	0,01	100,00
TP494	Véronique	41,68	59,76	0,00	101,48	54,85	45,14	0,00	100,00
TP495	Véronique	41,00	60,28	0,01	101,31	54,22	45,76	0,00	100,00
TP496	Véronique	40,77	60,28	0,00	101,07	54,09	45,90	0,00	100,00
TP497	Véronique	40,94	60,30	0,00	101,28	54,18	45,81	0,00	100,00
TP498	Véronique	40,93	60,51	0,00	101,49	54,08	45,89	0,00	100,00
TP499	Véronique	40,68	60,50	0,02	101,20	53,93	46,05	0,01	100,00

TP500	Véronique	41,32	60,11	0,01	101,48	54,48	45,49	0,01	100,00
TP501	Véronique	41,19	58,71	0,00	99,96	54,98	44,99	0,00	100,00
TP502	Véronique	41,11	60,30	0,00	101,45	54,27	45,71	0,00	100,00
TP503	Véronique	41,15	60,12	0,01	101,32	54,37	45,61	0,01	100,00
TP504	Véronique	41,50	59,87	0,00	101,38	54,69	45,29	0,00	100,00
TP505	Véronique	40,91	60,17	0,00	101,11	54,20	45,77	0,00	100,00
TP506	Véronique	41,09	60,39	0,00	101,57	54,22	45,75	0,00	100,00
TP507	Véronique	41,13	60,47	0,00	101,65	54,22	45,75	0,00	100,00
TP508	Véronique	40,87	60,32	0,00	101,23	54,13	45,86	0,00	100,00
TP509	Véronique	40,98	60,10	0,03	101,14	54,26	45,70	0,02	100,00
TP510	Véronique	40,91	60,32	0,04	101,29	54,14	45,83	0,03	100,00
TP724	Aurenère	41,01	60,48	0,00	101,50	54,15	45,85	0,00	100,00
TP725	Aurenère	41,19	60,50	0,01	101,69	54,25	45,74	0,01	100,00
TP727	Aurenère	41,07	60,49	0,01	101,58	54,18	45,81	0,01	100,00
TP729	Aurenère	41,01	60,14	0,01	101,19	54,28	45,70	0,01	100,00
TP730	Aurenère	41,13	60,38	0,00	101,54	54,26	45,73	0,00	100,00
TP731	Aurenère	40,86	60,33	0,00	101,20	54,12	45,87	0,00	100,00
TP733	Aurenère	40,92	60,51	0,00	101,45	54,08	45,91	0,00	100,00
TP734	Aurenère	40,91	60,36	0,00	101,30	54,13	45,85	0,00	100,00
TP735	Aurenère	41,09	60,24	0,01	101,36	54,29	45,69	0,01	100,00
TP736	Aurenère	41,10	60,42	0,00	101,52	54,23	45,77	0,00	100,00
TP745a	Quer de l'Aigle	40,75	60,79	0,00	101,56	53,86	46,13	0,00	100,00
TP724	Aurenère	38,65	60,63		99,28	52,61	47,38		100,00
TP724	Aurenère	38,81	60,71		99,52	52,68	47,30		100,00
TP724	Aurenère	38,67	60,60		99,27	52,64	47,35		100,00
TP724	Aurenère	38,75	60,34		99,10	52,79	47,19		100,00
TP724	Aurenère	38,76	60,80		99,57	52,60	47,37		100,00
TP488	Véronique	38,68	60,53		99,20	52,66	47,31		100,00
TP488	Véronique	38,99	60,39		99,38	52,91	47,05		100,00
TP488	Véronique	39,04	60,40		99,44	52,94	47,02		100,00
TP488	Véronique	39,35	59,83		99,18	53,39	46,60		100,00
TP745	Quer de l'Aigle	38,68	60,57		99,24	52,65	47,33		100,00

f. Annexe 6 – Cartes de localisation des échantillons prélevés



Légende

- Echantillons

Isogrades de métamorphisme de contact

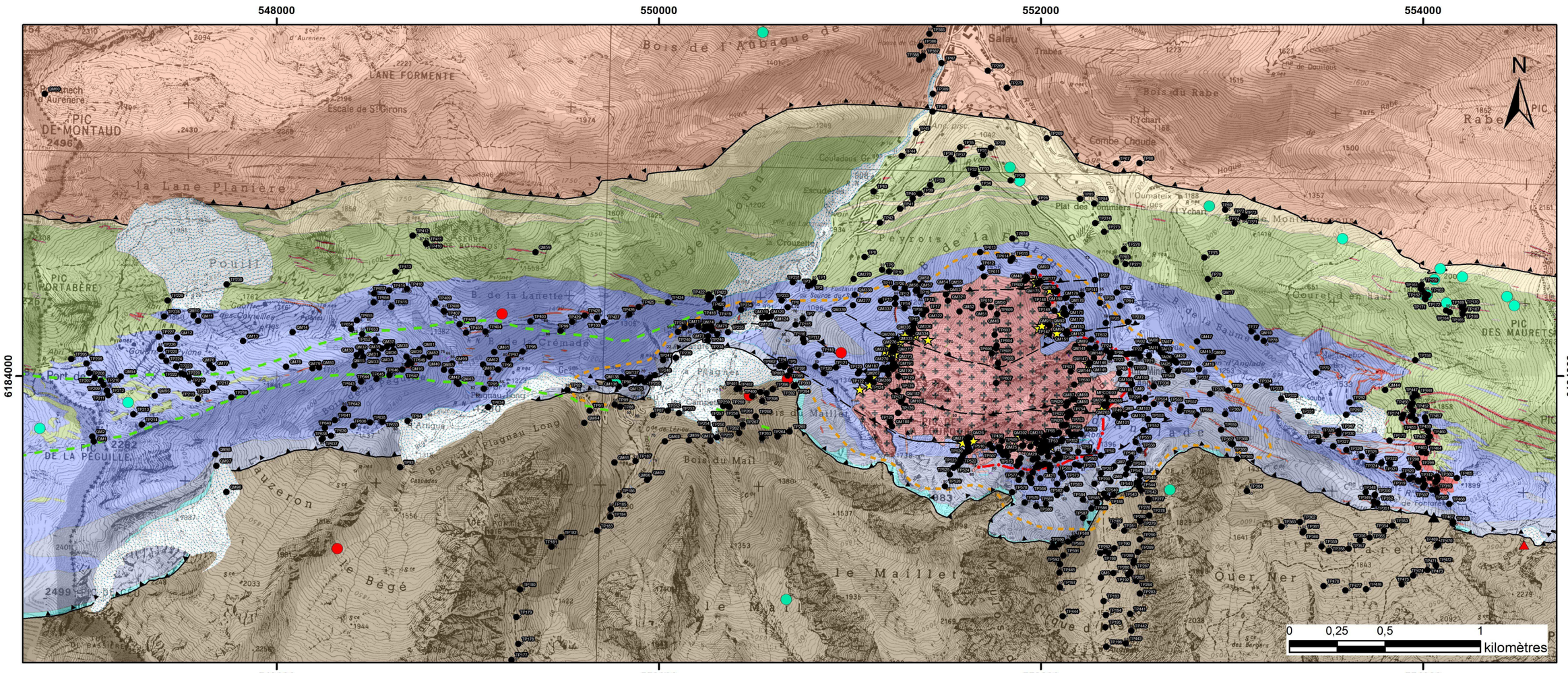
- Biotite
- Biotite, trémolite, albite
- Diopside, idocrase, grenat, épidote

Geologie 10k

Lithologie

- Formations_sup
- Quartz
- Skarn
- Cornéennes à diopside et idocrase
- Granodiorite
- Méta quartzo-shale carbonaté
- Calcaire de Carboire
- Shales noirs graphiteux d'Aurenère
- Méta shale graphiteux
- Schistes bleutés
- Marbre supérieur
- Cornéennes Calciques
- Marbre inférieurs graphiteux
- Microgranodiorite
- Formation schisto-pélitique du Mont Rouch

Annexe 6.1 : Carte de localisation des échantillons prélevés sur le secteur d'Aurenère



Légende

- Points d'échantillonnage

Indices minéralisés

- Arsénopyrite
- Chalcopyrite
- Pyrite / Pyrrhotite
- Phosphates
- Galène / Sphalérite / Pyrite
- Scheelite / Sulfures
- Sphalérite

Données structurales

- s0
- s0-s1
- s1
- S2
- foliation magmatique
- S3

Isogrades de métamorphime

- Biotite
- Biotite, trémolite, albite
- Diopside, idocrase, grenat, épidote

Failles

- Observée
- Supposée

Lithologie

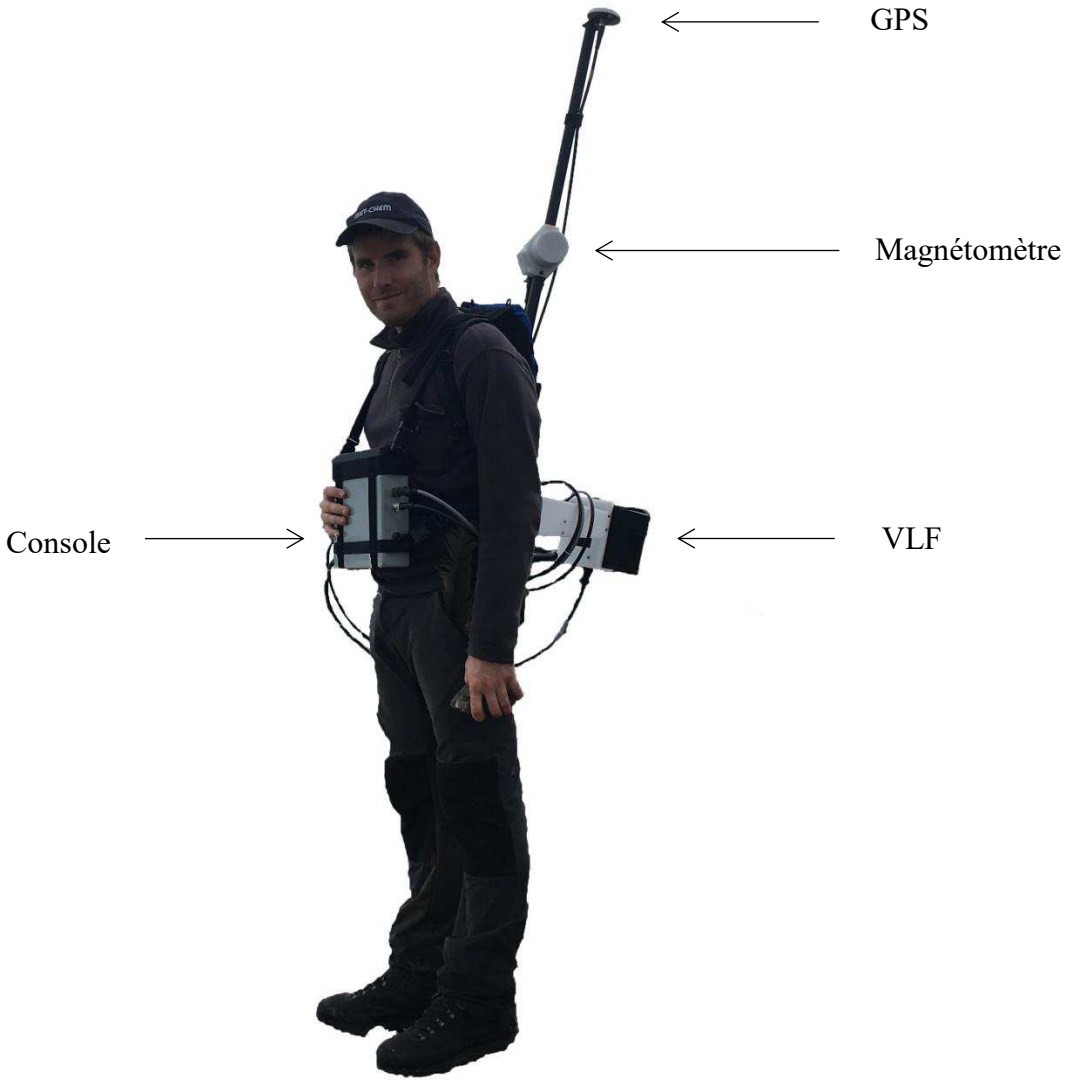
- Formations_sup
- Quartz
- Cornéennes à diopside et idocrase
- Skarn
- Granodiorite
- Microgranodiorite
- Méta quartzo-shale carbonaté
- Calcaire de Carboire
- Méta shale graphiteux
- Shales noirs graphiteux d'Aurenère
- Schistes bleutés
- Marbre supérieur
- Cornéennes Calciques
- Marbre inférieurs graphiteux
- Formation schisto-pélitique du Mont Rouch

Annexe 6.2 : Carte de localisation des échantillons prélevés sur le secteur de Salau

g. Annexe 7 – Cartographie magnétique

La carte magnétique de la zone d'étude a été réalisée afin de rechercher d'éventuelles extensions de la minéralisation au sein de l'auréole de métamorphisme de contact qui s'étend vers l'ouest jusqu'en Espagne. 200 km de lignes de mesures sur 20 km de dénivelé cumulé ont été réalisées. Les données ont été traitées avec Geosoft Oasis Montaj.

Le matériel utilisé est un magnétomètre à proton champ total de type GSM-19 GW à effet « overhauser » de la marque GEM SYSTEM avec GPS intégré. L'effet « overhauser » décuple la sensibilité du magnétomètre à protons standard. La résolution de l'appareil est de 0.01 nT. Il permet une mesure scalaire absolue du champ magnétique total à la surface du sol (en nanotesla).



Il se base sur la capacité qu'ont les protons à s'orienter dans le même sens que le champ magnétique dans lequel ils sont plongés.

De l'hydrogène liquide est entouré par une boucle dans laquelle circule un courant continu, imposant aux protons un champ magnétique donné auquel ils s'alignent. Quand le courant est coupé les protons vont chercher à se réorienter dans le sens du champ magnétique terrestre naturel. Cependant pour revenir à l'équilibre ils entrent en précession autour de la direction du champ géomagnétique, la fréquence de ces mouvements de précession (fréquence de Larmor) est proportionnelle à l'intensité du champ magnétique terrestre. La précession induit un champ électromagnétique de fréquence identique et mesurable. On détermine l'intensité du champ magnétique par l'intermédiaire du rapport gyromagnétique des protons (facteur de proportionnalité entre la fréquence de précession et le champ magnétique).

Le terrain étudié doit présenter des contrastes de susceptibilité magnétique suffisants ou bien une aimantation suffisante entre cible et encaissant. Les mesures ne sont pas possibles à proximité de zones bruitées (ligne haute tension, clôture, ferraillage, contexte industriel) pour laquelle la réponse magnétique parasite est supérieure à celle qui est recherchée. Ainsi, dans certains endroits sur la zone d'étude, la présence d'anciens pylônes ou de câbles a pu bruiter le signal. Ces anomalies sont notées comme anthropiques sur la carte.

Les principales anomalies naturelles présentant une signature similaire à celle de Salau sont :

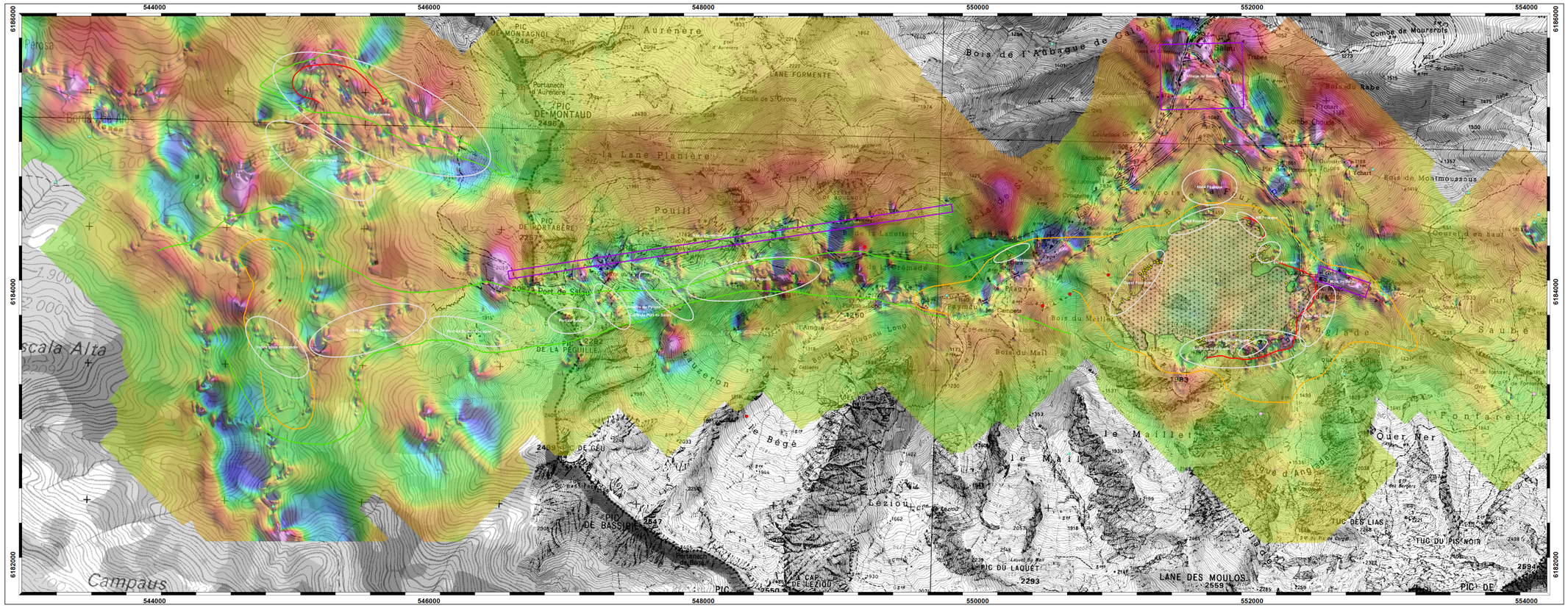
- Le pourtour du massif de la Fourque où des indices de skarns ont été reconnus et échantillonnés.
- Le Bois de la Péguille où de fortes réponses magnétiques ont été enregistrées. Quelques affleurements de schistes pyriteux y sont présents. Les marbres y sont complètement recristallisés et présentent un aspect saccharoidal.
- Le port de Salau où une forte anomalie magnétique est reconnue et où les marbres sont recristallisés
- L'indice de la piste espagnole où existe une brèche à pyrrhotite
- Le secteur d'Aurenère où des réponses magnétiques fortes existent sous les moraines.

L'essentiel des anomalies magnétiques se situent dans l'auréole de métamorphisme de contact Est-Ouest entre Salau et l'Espagne. En outre, leur corrélation avec les anomalies thermiques mises en évidence sur la carte raman est excellente.

1:10 000

RTP magnetic map of the Salau - Aurenere sector

N
W E
S



Legend

Anomalies magnétiques brutes remarquables

- Anomaly
- Artefact

Metamorphic isograde

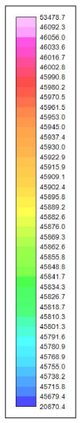
- Biotite
- Biotite, tremolite, albite
- Diopside, idocrase, garnat, epidote

Historical occurences

Element

- W, Fe
- W, As, Fe
- Fe
- Pb, Zn, Fe
- Zn
- Cu
- As
- P

Magnetic interpolated values (nT)



0 0,5 1 2 Kilometers

Coordinates system : Lambert 93
Units : Meters

Thomas POITRENAUD

Le gisement périgranitique à W-Au de Salau (Pyrénées, France), histoire polyphasée d'un système minéralisé tardi-varisque

Résumé :

La chaine varisque ouest-européenne est une vaste province métallogénique qui abrite une large diversité de minéralisations. Une grande partie d'entre elles ont fait l'objet d'exploitations historiques, à l'instar de Salau (Pyrénées Centrales), le plus important gisement de tungstène français. Les résultats de terrain combinés aux études minéralogiques et géochimiques convergent pour montrer qu'il existe deux types de minéralisations superposées : (1) un skarn à silicates calciques, rare scheelite fine et sulfures disséminés ; (2) une brèche filonienne à sulfures massifs (pyrrhotite et chalcopyrite dominante), or et abondante scheelite grossière qui a constitué l'essentiel du minerai exploité. Cette brèche se localise dans des zones de cisaillement ductile-fragile (faille Véronique) recoupant la granodiorite. Les datations U/Pb sur zircon, apatite et scheelite situent le skarn contemporain de l'intrusion de la Fourque à 295±2 Ma alors que la brèche à sulfures massifs se forme environ 6 Ma après, à 289±2 Ma. Ces minéralisations, issues de deux intrusions successives (granodiorite puis leucogranite), s'inscrivent dans l'évolution d'un modèle *Intrusion Related Deposit*. La mise en place de la brèche à forte teneur en or-scheelite est initiée par la focalisation progressive de la déformation régionale dans la Zone axiale des Pyrénées au sein de failles E-W dextres inverses. L'origine de l'or à l'échelle des Pyrénées pourrait s'expliquer en partie par une large répartition de ces minéralisations à forte teneur. La carte de paléo-températures RSCM a permis de localiser d'autres intrusions non affleurantes en étendant le district minéralisé sur plus de 7 km jusqu'à l'indice à W-Au d'Aurenère en Espagne.

Mots clés : Salau, Varisque, Zone Axiale, Pyrénées, scheelite, tungstène, or, datation, LA ICPMS, RSCM.

The Salau W-Au intrusion-related ore deposit (Pyrenees, France), multi-stage story of a late-variscan mineralized system

Abstract:

The Western European variscan belt is a vast metallogenic district which hosts a wide diversity of mineralizations. A large part of them have been historically exploited, such as Salau (Central Pyrenees), the most important French tungsten deposit. The field results combined with the mineralogical and geochemical studies converge to show that it exists two superimposed ore types: (1) a calcic silicates skarn with rare fine-grained scheelite and disseminated sulphides; (2) a mineralized breccia with massive sulphides (pyrrhotite and chalcopyrite dominant), gold and abundant coarse-grained scheelite which have constituted the main part of the exploited ore. This breccia is localized in ductile-fragile shear-zones (Veronique fault) which crosscut the granodiorite. U/Pb datings on zircon, apatite and scheelite place the skarn, contemporaneous of the La Fourque intrusion at 295±2 Ma while the massive sulphides breccia was formed ca. 6 Ma later at 289±2 Ma. These mineralizations, from two successive intrusions (granodiorite then leucogranite), belong to the evolution of an Intrusion Related Deposit model. The emplacement of the high grade gold and scheelite breccia was initiated by the progressive focalization of the regional deformation in the Axial Zone of the Pyrenees within E-W dextral-reverse faults. The source of gold at the Pyrenees scale could be explained in part by this type of high-grade mineralizations. The RSCM paleo-temperature map has made possible to locate other undercover intrusions, extending the mineralized district over more than 7 km until the W-Au Aurenere occurrence in Spain.

Keywords: Salau, Variscan, Axial Zone, Pyrenees, scheelite, tungsten, gold, dating, LA ICPMS, RSCM.

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
Campus Géosciences
1A, rue de la Férollerie
45071 Orléans Cedex 2