HAL open science

Le gisement à étain–cuivre–indium de Charrier (Allier) : un skarnoïde viséen (340 Ma) traceur de la métallogenèse varisque du nord Massif central

Éric Marcoux, Marc Poujol, Pierre Wadier

To cite this version:

Éric Marcoux, Marc Poujol, Pierre Wadier. Le gisement à étain–cuivre–indium de Charrier (Allier) : un skarnoïde viséen (340 Ma) traceur de la métallogenèse varisque du nord Massif central. Bulletin de la Société Géologique de France, 2022, 193 (1), pp.17. 10.1051/bsgf/2022019 . insu-03871633

HAL Id: insu-03871633

https://insu.hal.science/insu-03871633v1

Submitted on 25 Nov 2022

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.

Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

BSGF - Earth Sciences Bulletin 2022, 193, 17
© É. Marcoux *et al.*, Published by EDP Sciences 2022
https://doi.org/10.1051/bsgf/2022019

BSGF Earth Sciences Bulletin

Disponible en ligne :
www.bsgf.fr

OPEN ACCESS

Le gisement à étain–cuivre–indium de Charrier (Allier) : un skarnoïde viséen (340 Ma) traceur de la métallogenèse varisque du nord Massif central

Éric Marcoux[1,*], Marc Poujol[2] et Pierre Wadier[3]

[1] Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 7327 Université d'Orléans, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France
[2] Université de Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, 35000 Rennes, France
[3] TSL, 1223 rue du Bois la Ville, 54200 Toul, France

Reçu le 6 mai 2022 / Accepté le 24 octobre 2022 / Publishing online: 22 November 2022

Résumé – Charrier est un petit gisement de cuivre–étain riche en indium de type skarnoïde du Forez (nord du Massif central). Il est encaissé dans une série volcanosédimentaire du Dévono-dinantien au contact du granite viséen des Bois-noirs. Sa genèse comprend une étape précoce oxydée de haute température (vers 550–350 °C) à cassitérite–magnétite, suivie d'une étape réduite sulfurée (vers 350–250 °C) à bornite–chalcopyrite dominantes avec wittichénite, tennantite, sphalérite, bismuthinite et roquesite ($CuInS_2$) qui se déroule en conditions de pH acide et de faible fugacité en soufre. L'apatite hydrothermale fournit un âge U–Pb de 340,7 ± 2,6 Ma identique à celui du granite (341 ± 4 Ma) ; il est confirmé par l'âge U–Pb de 332 ± 12 Ma obtenu sur cassitérite. Le gisement s'est donc formé au début de l'extension tardi-varisque par l'action des fluides magmatiques à Sn–Bi–In issus du granite des Bois-noirs (341 ± 4 Ma) ayant interagi avec la série volcanosédimentaire. Charrier pourrait traduire la superposition d'un district à cuivre sur une vaste ceinture à étain (et tungstène), ce qui suggère la présence d'autres gisements de cuivre/étain dans cette région. Cette superposition est bonifiée par une richesse particulière en indium du nord-Forez, ce métal s'exprimant du Viséen (roquesite de Charrier) jusqu'au Lias (sphalérite à indium des filons plombo–zincifères), illustration du phénomène de permanence métallique.

Mots clés : charrier / skarnoïde / indium / cuivre / étain / roquesite / varisque

Abstract – The Charrier (Allier) tin–copper–indium ore deposit: a Visean (340 Ma) skarnoid tracer of the Variscan metallogenesis in the northern Massif Central. Charrier is a small indium–rich copper–tin deposit of the skarnoid type in Forez (North French Massif central). It is hosted in a Devono-dinantian volcano-sedimentary series at the contact with the Visean Bois-noirs granite. Its genesis includes an early high temperature oxidized stage (around 550–350 °C) with cassiterite–magnetite, followed by a reduced sulphide stage (around 350–250 °C) with bornite–chalcopyrite dominant with wittichenite, tennantite, sphalerite, bismuthinite and roquesite ($CuInS_2$) which takes place under conditions of acidic pH and low sulfur fugacity. Hydrothermal apatite provides a U–Pb age of 340.7 ± 2.6 Ma identical to that of the granite (341 ± 4 Ma); it is confirmed by the U–Pb age of 332 ± 12 Ma measured on cassiterite. The deposit was therefore formed at the beginning of the late-Variscan extension by the action of magmatic Sn–Bi–In fluids issued from the Bois-noirs granite (341 ± 4 Ma) and which reacted with the volcano-sedimentary series. Charrier could reflect the superimposition of a copper district on a vast tin (and tungsten) belt, what suggests the presence of other copper/tin deposits in this region. This superimposition is enhanced by a particular richness in indium in northern Forez, this metal being expressed from the Visean (roquesite of Charrier) to the Lias (indium sphalerite from the lead–zinc veins), an illustration of the phenomenon of metallic permanence.

Keywords: charrier / skarnoid / indium / copper / tin / roquesite / Variscan

*Auteur correspondant : eric.marcoux@univ-orleans.fr

This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

1 Introduction

1.1 Problématique

Dans les différentes étapes du cycle varisque, l'extension post-collision viséenne entre 345 et 325 Ma, l'événement D3 (Faure *et al.*, 2008), apparaît curieusement pauvre en minéralisations (Marcoux et Faure, 2021), la plus notable étant la minéralisation à tungstène de la Bosse près d'Échassières datée vers 333 Ma (Harlaux *et al.*, 2018). Cette apparente pauvreté est d'autant plus surprenante que dans le nord du Massif central, l'extension D3 s'accompagne d'une importante fusion crustale responsable d'un volcanisme felsique connu depuis longtemps comme la formation des « tufs anthracifères » (Grolier, 1971), et de granitisations majeures comme les granites rouges du Forez, des événements habituellement générateurs de minéralisations. Cette granitisation s'étend d'ailleurs à l'ensemble du Massif central (Vanderhaeghe *et al.*, 2020)

Nous avons souhaité clarifier ce point en étudiant et datant la minéralisation à cuivre–étain de Charrier, anciennement exploitée pour ces deux métaux, et clairement associée aux « tufs anthracifères » et aux granites rouges. En outre, parmi les métaux au cœur de la transition énergétique, le cuivre, l'étain et l'indium occupent des places essentielles, voire critique pour le cuivre. Dans l'esprit d'une possible reprise minière sur le territoire métropolitain, l'est du Massif central en constitue le secteur le plus riche en cuivre et Charrier une des rares mines de ce métal ; une meilleure connaissance de ses caractéristiques est un atout essentiel pour la recherche efficace de futurs gisements.

L'ancienne mine de cuivre et étain de Charrier est située sur la commune de Laprugne (Allier) dans la Montagne bourbonnaise, un isthme de socle du Massif central émergeant entre les larges vallées de la Loire et de l'Allier, 20 km à l'ouest de Roanne (Fig. 1 et 2). Elle a fait l'objet d'exploitations épisodiques pour cuivre, étain, et aussi fer et argent, de 1872 jusqu'à sa fermeture en 1953. C'est un petit gisement mais atypique par son association à étain–cuivre–indium, unique en France, et le site de découverte de la roquesite $CuInS_2$, le premier minéral d'indium décrit au monde en 1963. Charrier fut aussi le sujet de la thèse de doctorat de Paul Picot soutenue en 1954, seul document publié sur ce gisement, qui décida de sa carrière de minéralogiste d'exception au BRGM. Cette étude se propose de réexaminer avec une vision et des moyens analytiques modernes ce petit gisement très original, intouché depuis 1954, particulièrement riche en indium, un métal stratégique dans les nouvelles technologies.

1.2 Historique minier

Le passé minier de la Montagne bourbonnaise est riche. La pépite reste la grande mine d'uranium des Bois-Noirs (ou de Saint-Priest-Laprugne ou encore de Limouzat : Cuney, 1978), qui a creusé un filon tardi ou post-hercynien, fournissant 6400 tonnes d'uranium de 1960 à juillet 1980, mais il existe de nombreux autres gisements dans la région, exploités pour l'uranium, le plomb, le zinc, la fluorine, et le cuivre et l'étain à Charrier (Marignac et Cuney, 1999).

À Charrier, les Gallo-romains avaient réalisé d'importants travaux, fondant du minerai et moulant monnaies, médailles et petites lances en bronze, certaines retrouvées sur place (Olivier, 1888). Les premiers relevés du Service des Mines signalent du « minerai de manganèse » à Charrier en 1826, et le premier puits profond de 25 m fut creusé vers 1840 sur un filon de galène argentifère. Il sortit environ 150 tonnes de « minerai très riche » avant un abandon des travaux.

Selon Olivier (1888), l'histoire du cuivre à Charrier débute à la fin du 19e siècle avec un meunier nommé Monnat qui en labourant ses terres un jour de 1868 brisa une roche de teinte rouge sombre (probablement de la bornite). Dans une autre version, c'est en août 1870 qu'un paysan découvrit un échantillon de malachite, puis de bornite altérée affleurante (le futur amas 1), et enfin un second petit amas de sulfures de cuivre (amas 1 bis) en 1871, amorçant le projet minier. Une concession de 7 km^2 (703 ha et 38 ares) est accordée pour cuivre et argent le 3 juin 1872 à la Société des Minerais de France, qui découvre rapidement la présence d'étain. Cependant les difficultés d'accès à la mine et de transport du minerai, font que Charrier ferme une première fois en 1878, rouvre de 1881 à 1883, puis ouvre de nouveau en 1896. En 1925, le gisement est repris pour l'étain par la Société des mines de Charrier qui l'exploite jusqu'en 1932, puis de 1946 à 1953, année de la fermeture définitive (Picot, 1954). Charrier employait 200 personnes dans les années 1870–1880 et 150 ouvriers en 1946.

La mine du 19e siècle a d'abord brièvement creusé une fosse de 150 m de long, 20 m de large pour 10 m de profondeur avant de foncer quatre puits, Saint-Joseph (60 m), Saint-Charles (20 m), Nély (18 m) et un puits intérieur (24 m), et de creuser un ciel ouvert entre Saint-Charles et Saint-Joseph pour exploiter l'amas 1. La mine du 20e siècle comptait 3 puits arrivant au jour : Félix (puits principal), Saint-Paul et Piret, remplacés assez vite par des descenderies, et aussi deux puits intérieurs, le puits IV reliant les niveaux 660, 650 et 635, et le puits V reliant les niveaux 650, 635 et 623 m. Les puits desservaient chacun 3 niveaux de galeries : 650, 621 et 570 pour le puits Félix, 690, 676 et 650 pour le puits Saint-Paul, 713, 704 et 690 pour le puits Piret (Fig. 3 et Annexes 3 et 5). En 1888, les galeries s'étendaient sur 2 km, et cinq débouchaient au jour. Dans le prolongement du filon à 1 km environ (vers l'est ?), de Launay (1913) mentionne que « le puits Sainte-Marie – non positionné sur les plans parvenus jusqu'à nous – a retrouvé du cuivre sulfuré ».

Les chiffres de production varient selon les sources. Deshayes (1873) sur la base des travaux de reconnaissance sur les amas 1 et 2, estimait « un minimum bien reconnu de 7000 m^3 de minerai à teneur de 13 à 14 % Cu... pouvant fournir environ 5000 t de métal ». Olivier (1888) fait état de « plus de 50 000 t de minerai riche à extraire » et de Launay (1913) mentionne Charrier comme une mine de cuivre, fer, étain et argent « qui a rapporté pour 950 000 francs de cuivre et 560 000 francs d'argent ». Mais, même en considérant les chiffres les plus élevés, Charrier fut un très modeste gisement d'étain et de cuivre, avec un peu d'argent (6 tonnes extraites jusqu'en 1945) et de fer, grâce à la magnétite. Paul Picot (1954) écrit que « la production annuelle jusqu'à ces derniers temps qui ont vu la fermeture de la mine était d'environ 240 tonnes de concentrés de cassitérite et de 200 tonnes de concentrés de cuivre », mais il ne précise pas le nombre d'années.

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

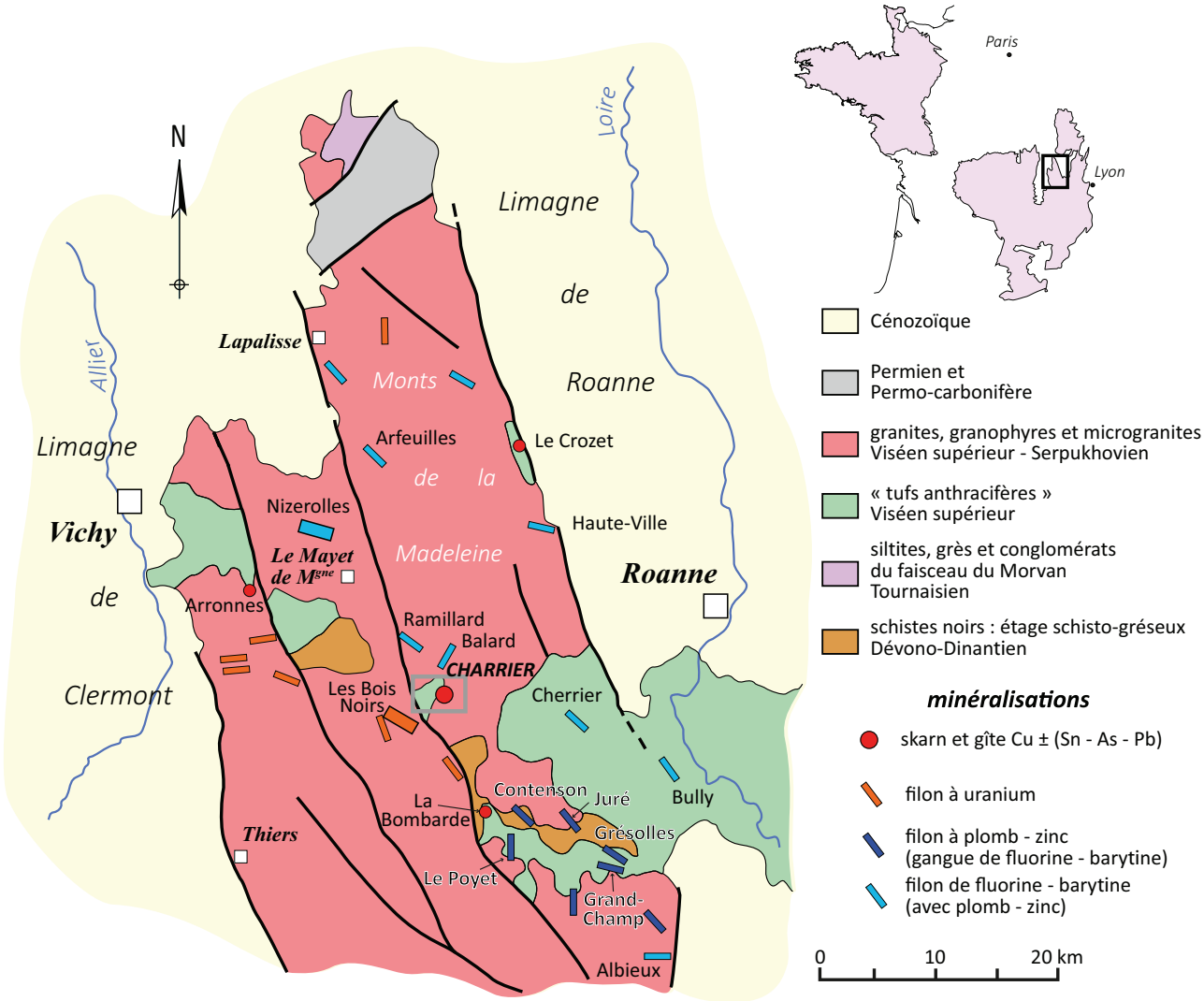


Fig. 1. Cadre géologique régional d'après carte géologique de la France, et carte des gîtes minéraux de la France (feuille Lyon). L'encart correspond à la figure 2.

Fig. 1. *Regional geological framework according to geological map of France, and map of mineral deposits in France (Lyon sheet). The inset corresponds to Figure 2.*

Selon le BRGM (1981), la production cumulée de 1872 à 1953, année de fermeture de la mine, s'est élevée entre 1000 et 2000 tonnes de concentrés à 20–30 % de cuivre (soit de 200 t à 600 t pour une moyenne à 375 t de cuivre métal) et à 700–800 tonnes de cassitérite (ou 760 t d'étain sur d'autres documents). La carte des gîtes minéraux de la France (BRGM, 1977) rapporte une production de 1000 t de cuivre (qui sont les chiffres de concentrés dans la publication ultérieure) et de 760 t d'étain.

Le schéma de traitement (Annexe 4) débutait par un concasseur à mâchoires qui réduisait les blocs de minerai en fragments de 4–5 cm, dirigés ensuite successivement vers des broyeurs à cylindres, des broyeurs à boulets, un classificateur à râteaux et enfin un épaississeur Denver qui opérait une séparation gravimétrique. La fraction dense alimentait des cellules de flottation qui séparaient les sulfures de cuivre. Les résidus de flottation subissaient ensuite une séparation électromagnétique afin d'extraire la magnétite, puis arrivaient sur des séries de tables à secousses Winfley, Deister puis Buckman Duplex pour récupérer la cassitérite. Les stériles de flottation, rejetés 500 m au NW du hameau de Charrier, constituent une verse nivelée aujourd'hui quasi-invisible, enfouie au milieu des bois près des murs ruinés des anciens bureaux.

2 Cadre géologique

Le cadre géologique régional se bâtit essentiellement au cours de l'orogène varisque, notamment dans sa période post-collision entre 345 et 325 Ma. Le nord Massif central appartient à la zone moldanubienne, sur la marge nord du Gondwana (Faure *et al.*, 2008), séparé du microcontinent Armorica par l'océan médio-armoricain. Lors de la convergence du Siluro-Dévonien, cet océan se ferme par subduction sous la marge sud d'Armorica de la marge nord du Gondwana,

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

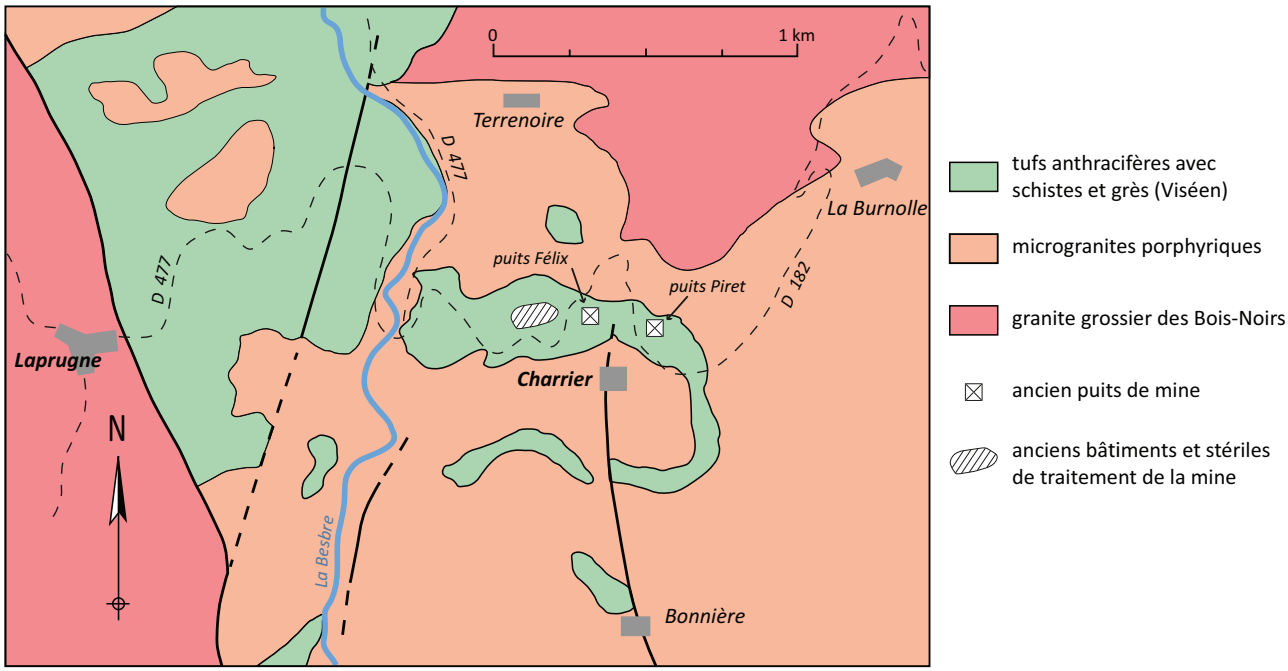


Fig. 2. Cadre géologique du gisement de Charrier (d'après carte géologique de la France, feuille Le Mayet-de-Montagne, et Picot, 1954).
Fig. 2. *Geological setting of the Charrier deposit (from geological map of France, sheet Le Mayet-de-Montagne, and Picot, 1954).*

y générant un métamorphisme de haute à ultra-haute pression. Ce socle métamorphique est exhumé au Dévonien supérieur et fond partiellement donnant des migmatites, notamment dans le nord du Massif central. La fermeture de l'océan rhéique au Dévonien supérieur (380–370 Ma) génère un volcanisme calco-alcalin associé à des zones océaniques restreintes (ophiolites de la Brévenne) avant que la dernière étape de la collision varisque ne voit la mise en place d'un plutonisme alumineux vers 355 Ma (Faure *et al.*, 2005, 2008, 2009).

Ensuite commence l'extension tardi-hercynienne, appelée D3 (Faure *et al.*, 2008). Dans le nord Massif central, elle débute dès le Viséen (vers 340 Ma) et s'accompagne d'une importante fusion crustale responsable de volcanisme felsique à coulées ignimbritiques et caldeiras, les « tufs anthracifères », puis de la mise en place de microgranites porphyriques et de granites, notamment les « granites rouges » du Mayet-de-Montagne et des Bois-Noirs (aussi appelé granite de Lachaux ou de la Madeleine) dans la Montagne bourbonnaise (Lé *et al.*, 1978) et la vallée de la Sioule (Faure *et al.*, 2002) (Fig. 1). Le granite des Bois-Noirs est grossier, peralumineux à biotite–cordiérite et muscovite rare (CPG) à tendance alcaline, tandis que le granite du Mayet-de-Montagne est grossier à porphyroïde, métalumineux à peralumineux calco-alcalin à biotite–amphibole (KCG) dans la classification de Moyen *et al.* (2017).

Ces granites ont développé un important métamorphisme de contact dans la série volcanosédimentaire qui a transformé les schistes mississippiens en schistes tachetés et noduleux à séricite, parfois en véritables cornéennes. Les datations des granites les plus récentes par U/Pb sur monazite fournissent des âges viséens strictement identiques pour le granite à biotite porphyroïde à grossier de Mayet-de-Montagne (341 ± 4 Ma), et le granite grossier des Bois-Noirs (341 ± 4 Ma : Lin *et al.*, 2016).

Ces granites rouges sont recoupés par de nombreux dykes et sills de microgranite porphyrique d'âge Viséen supérieur probable, (aussi dénommés « porphyres », « granophyres » ou « porphyres quartzifères » : Picot, 1954). Leurs faciès varient du faciès-type à quartz, microcline, andésine et biotite, aux faciès à phénocristaux de microcline, biotite et hornblende. Bien que postérieurs aux granites, leurs relations génétiques ne sont pas clairement établies (Lé *et al.*, 1978).

La morphologie actuelle de la Montagne bourbonnaise résulte pour l'essentiel de la tectonique alpine qui a relevé et basculé vers le nord le horst granitique du nord-Forez, le réhaussant entre les deux plaines d'effondrement que sont les Limagnes de l'Allier et de Roanne. Les failles majeures N-S à N160°E reprennent probablement de grandes failles hercyniennes, et découpent le nord-Forez en 3 panneaux : Lachaux, Bois-Noirs, et Arfeuilles auquel appartient le secteur de Charrier (Fig. 1).

Les amas minéralisés de Charrier sont portés par une série volcanosédimentaire du Dévono-Dinantien fortement plissée et faillée (Fig. 2), mais le complexe andésitique de base infra-Dinantien à laves, tufs, calcaires et schistes y est peu représenté. On observe surtout des terrains du Carbonifère inférieur avec, de la base au sommet : des schistes et grès quartzites du Tournaisien, de rares grès, schistes noirs et poudingues à galets calcaires et calcaires du sommet du Viséen moyen, et enfin l'étage des « tufs anthracifères » (Viséen supérieur), ici composés de tufs de composition rhyolitique (Lé *et al.*, 1978). Régionalement, ces tufs anthracifères sont localement précédés d'un étage purement sédimentaire, celui des « poudingues et calcaires », au sommet du Viséen moyen. Le granite qui affleure à proximité est le granite rouge à gros grain pauvre en biotite des Bois-Noirs (ou de la Madeleine), recoupé de nombreux filons d'aplite. De minces et très rares filons de lamprophyres ont été notés par Picot (1954).

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

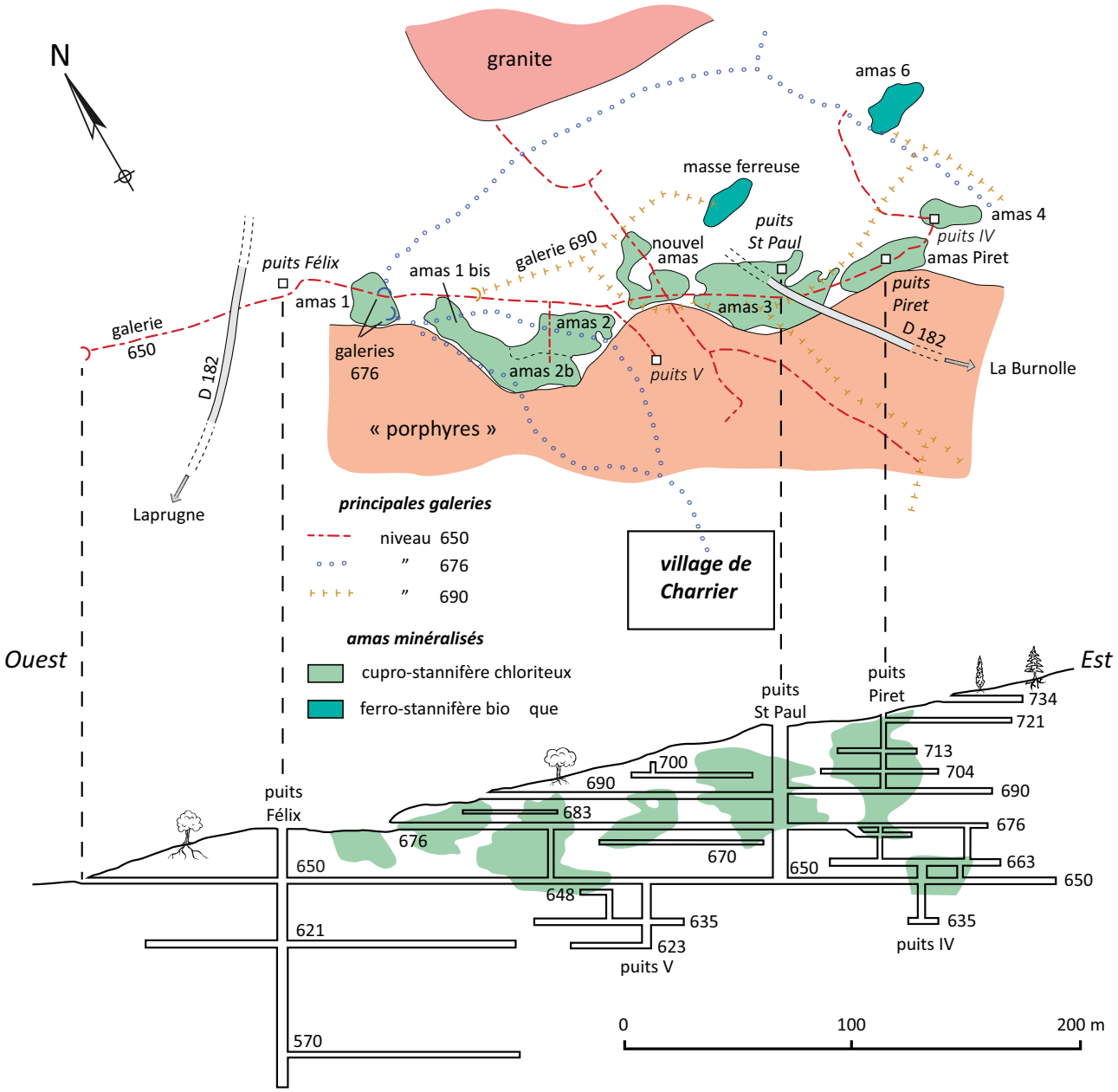


Fig. 3. Carte et coupe du gisement de Charrier (d'après Picot, 1954).
Fig. 3. *Map and cross-section of the Charrier deposit (from Picot, 1954).*

3 Matériels et méthodes

Les échantillons étudiés proviennent tous de collections (BRGM et université d'Orléans), la mine étant arrêtée depuis 1954, les galeries inaccessibles et les haldes très pauvres en échantillons de minerai. Les observations microscopiques, les analyses MEB et MSE ainsi que les documents photographiques (sauf les images BSE de zircon) ont été réalisées à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO, France). Les observations pétrographiques et minéralogiques ont été effectuées avec un microscope optique en lumière transmise et réfléchie Leica. Les images en électrons rétrodiffusées (BSE) ont été obtenues sur un microscope électronique à balayage Merlin compact ZEISS équipé d'un détecteur EDS Bruker sous une tension d'accélération de 15 kV. Les images BSE des zircons ont été réalisées à TSL de Toul avec un MEB de type HIROX SH3000, sous une tension d'accélération de 20 kV et un courant de 10 nA.

Les analyses ponctuelles d'éléments majeurs et mineurs ont été réalisées avec une microsonde électronique de type *CAMECA SX Five* sous une tension d'accélération de 20 kV et un courant de faisceau de 40 nA. Les standards utilisés sont les suivants : apatite (PKα), topaze (FKα), cassitérite SnO_2 (SnLα), hématite Fe_2O_3 (FeKα), $MnTiO_3$ synthétique (MnKα

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

et TiKα), Nb (NbLα), Ta (TaLα) et W (WLα) métalliques, célestite $SrSO_4$ (SrKα), xénotime YPO_4 (YKα), $LaPO_4$ (LaKα), monazite $CePO_4$ (CeKα), vanadinite (ClKα), pyrite FeS_2 (FeKα et SKα), roquesite $CuInS_2$ et cuivre métal (CuKα), sphalérite ZnS (ZnKα), bismuth, sélénium et argent métalliques (BiLα, SeLα, AgLα), stibine Sb_2S_3 (SbLα), AsGa synthétique (AsLα). Un cristal homogène de cassitérite a servi de standard secondaire. Les seuils de détection sont indiqués dans les tableaux. Cinq échantillons de tailing ont été analysés pour Zn et In par ICP-MS au SARM (CRPG Nancy) pour calculer les rapports In/Zn.

Les datations U–Pb ont été réalisées au sein de la Plateforme Analytique GeOHeLiS de l'Université de Rennes 1 située au laboratoire des Géosciences de Rennes (OSUR) avec la méthode LA-ICP-MS sur lames épaisses ou sections polies sur apatite, zircon et cassitérite. Un laser ESI NWR193UC Excimer couplé à un ICP-MS quadripole Agilent 7700x a été utilisé. Pour les apatites, un faisceau laser de 40 µm de diamètre, une fréquence de 5 Hz et une fluence de 6 J/cm^2, ont été utilisés avec les standards d'apatites Madagascar (Thomson *et al.*, 2012) comme standard primaire et Durango (McDowell *et al.*, 2005) et McClure (Schoene et Bowring, 2006) comme standards de contrôle ; pour les zircons un faisceau laser de 25 µm de diamètre avec une fréquence de 4 Hz et une fluence de 6 J/cm^2 ont été utilisés avec le standard de zircon GJ-1 comme standard primaire (Jackson *et al.*, 2004) et le standard de zircon Plésovice (Sláma *et al.*, 2008) comme standard de contrôle. Pour des informations supplémentaires sur les différents protocoles analytiques, voir Pochon *et al.* (2016) pour l'apatite, Nosenzo *et al.* (2022) pour le zircon et le tableau de l'Annexe 1.

Pour les datations sur cassitérite, nous avons utilisé la baddeleyite (ZrO_2), un autre oxyde comme standard primaire (Marcoux *et al.*, 2021). Afin de vérifier la pertinence de cette approche, la cassitérite Yankee (246,48 ± 0,51 Ma : Carr *et al.*, 2020) a été analysée comme standard secondaire. Nous avons utilisé les conditions analytiques suivantes : 50 µm, 5 Hz et 6 J/cm^2. La baddeleyite Phalaborwa âgée de 2,06 Ga (Heaman et LeCheminant, 1993) a ainsi été utilisée comme standard primaire tandis que la cassitérite Yankee, utilisée comme standard secondaire, a donné un âge concordia de 244,5 ± 6 Ma (n = 4 ; MSWD = 1,7). Des informations supplémentaires sur ce protocole de datation sont disponibles dans l'Annexe 1.

Dans tous les cas, les données brutes ont été traitées avec Iolite4 (Paton *et al.*, 2010 ; Chew *et al.*, 2014). Les diagrammes et les calculs d'âges ont été obtenus avec IsoplotR (Vermeesch, 2018). Les conditions analytiques et les données obtenues sur les standards de contrôle sont fournies en Annexes 1 et 2d.

4 Caractéristiques du gisement

Le gisement se compose pour l'essentiel de dix « amas » situés entre les niveaux 640 m et 735 m. Huit d'entre eux sont cupro–stannifères, à gangue chloriteuse, et deux ferro–stannifères à gangue de biotite (lépidomélane), aussi appelés « amas micacés sombres ». Tous montrent des contours sinueux, et sont portés par les schistes, grès et volcanites mississippiens (dinantiens) de l'auréole de contact du granite (Picot, 1954) (Fig. 3). Le terme « amas » est impropre car il désigne des volumes à teneurs économiques (2 à 3 % Cu ou 4 % Cu + Sn) délimitées par analyses chimiques, et non des unités géologiques aux contours bien définis. Picot (1954) avance une teneur de coupure de 7 kg/t Sn soit 0,7 % Sn et mentionne des teneurs (moyennes ?) de 0,6 % Cu et 0,75 % Sn.

La limite inférieure des amas à la cote 640 m est presque toujours nette. Des sondages de recherche (date inconnue) ont tous rencontré à faible profondeur le mur granitique, suggérant une faille plate ou un contact lithologique. La zone minéralisée est par ailleurs recoupée par les filons de microgranite et s'arrête vers le sud dès que les microgranites porphyriques deviennent abondants. Le gisement est considéré comme épuisé.

Dans la première description du gisement en 1873, Deshayes parlait d'un « filon de phillipsite (bornite) de direction générale N-S obliquant un peu au nord-ouest... soit N17–18°O... à structure en chapelet : les deux amas reconnus jusqu'à ce jour sont probablement deux gros grains de ce chapelet ». Cette orientation erronée s'explique car on ne connaissait à l'époque que les amas 1 et 2. En 1913, de Launay mentionne un « système filonien cuivreux orienté N135°E » plus correct. Picot (1954) considère que les amas dessinent une zonalité périgranitique : les huit cupro-stannifères à chlorite étant distaux par rapport au granite, et les deux ferro–stannifères à biotite (amas 6 et « masse ferreuse »), plus proximaux (Fig. 3). Les amas 1 (25 m sur 13 m et au moins 30 m de profondeur) et 2 (21 m sur 9,5 m et plus de 20 m de profondeur) étaient affleurants, montrant carbonates et oxydés de cuivre, et furent à l'origine de la découverte du gisement.

Les huit amas cupro–stannifères à chlorite s'alignent sur 450 m selon un axe N110°E (Fig. 3) et encaissés dans une chloritite (parfois désignée sous le terme de « chloritoschistes »), probablement un ancien niveau de tufs mafiques, et accessoirement dans des niveaux gréseux et schisteux, sillonnés de microgranites et fortement faillés. L'amas 2 présentait une base « en fond de bateau », sans racines, l'amas 4 une éponte faillée et l'autre bordée par un filon de microgranite. La minéralisation cuprifère est disséminée, en petits amas, fréquemment agglomérés pour former des « noix », ou en minces filonnets à liserés de calcite au sein de la chloritite à chamosite (36 % FeO et 2,1 % MgO), muscovite rare, apatite abondante, épidote et rares grenats.

Les deux amas ferro–stannifères à biotite plus proximaux (amas 6 et « masse ferreuse ») sont portés par un métabasalte plus foncé et de texture plus compacte, à biotite (lépidomélane en lamelles de 2–3 mm), plagioclases (labrador à bytownite calcique) séricitisés, grenat spessartite, andalousite, apatite (cristaux jusqu'à 0,6 mm), épidote, avec rares gahnite ($ZnAl_2O_4$) et fluorine dans les fissures, et béryl.

Les amas sont recoupés par des filons hydrothermaux tardifs majoritairement orientés nord-sud. Les plus nombreux sont quartzeux, en majorité stériles, parfois faiblement minéralisés en galène avec arsénopyrite, pyrite, chalcopyrite et rare sphalérite. Les filons à quartz–carbonates (ankérite, dolomite et calcite) sont à galène, comme celui du puits Sainte-Marie, pyrite et chalcopyrite. Les filons à barytine sont les plus récents, minéralisés en galène, chalcopyrite, bornite et pyrite. Ces filons furent exploités conjointement aux amas : ils ont fourni la modeste production d'argent, les documents anciens cités plus haut parlant de « galène argentifère ».

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

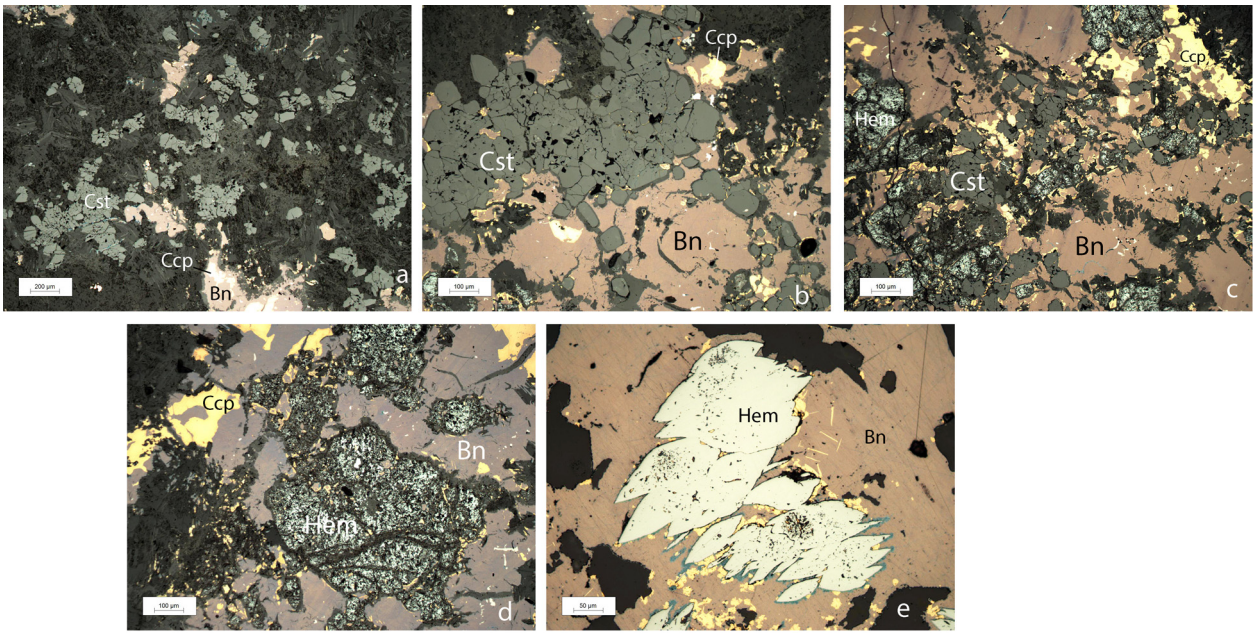


Fig. 4. Aspect des oxydes du minerai (microscope par réflexion, lumière polarisée non analysée) ; abréviations des noms de minéraux d'après Warr (2021). (a) Cassitérite (gris, Cst) disséminée dans chlorite (matrice sombre) avec bornite (brun, Bn) et chalcopyrite (jaune, Ccp) ; (b) Amas de cristaux de cassitérite (gris, Cst) avec bornite (brun, Bn) et chalcopyrite (jaune, Ccp) ; (c) Cassitérite (gris, Cst) et anciens cristaux automorphes de magnétite transformés en hématite (gris clair, Hem) avec bornite (brun, Bn) et chalcopyrite (jaune, Ccp) ; (d) Anciens cristaux subautomorphes de magnétite transformés en hématite (gris clair, Hem) dans bornite (brun, Bn), chalcopyrite (jaune, Ccp), et wittichénite (petites plages allongées gris-blanc) ; (e) Hématite automorphe (gris, Hem) dans bornite (brun, Bn) avec chalcopyrite (jaune) et liseré bleu de covellite.

Fig. 4. *Aspect of ore oxides (reflection microscope, unanalyzed polarized light); abbreviations of mineral names from Warr (2021). (a) Cassiterite (grey, Cst) disseminated in chlorite (dark matrix) with bornite (brown, Bn) and chalcopyrite (yellow, Ccp); (b) Cluster of cassiterite crystals (grey, Cst) with bornite (brown, Bn) and chalcopyrite (yellow, Ccp); (c) Cassiterite (grey, Cst) and ancient automorphic crystals of magnetite transformed into hematite (light grey, Hem) with bornite (brown, Bn) and chalcopyrite (yellow, Ccp); (d) Ancient subautomorphic crystals of magnetite transformed into hematite (light grey, Hem) in bornite (brown, Bn), chalcopyrite (yellow, Ccp), and wittichenite (small elongated grey-white patches); (e) Automorphic hematite (grey, Hem) in bornite (brown, Bn) with chalcopyrite (yellow) and blue border of covellite.*

5 Minéralogie

Quatre minéraux économiques ont été exploités dans les huit amas cupro–stannifères : bornite (Cu_5FeS_4) et chalcopyrite ($CuFeS_2$), largement dominantes, cassitérite (SnO_2) et magnétite (Fe_3O_4), mais les minéraux accessoires sont nombreux. L'or n'a jamais été signalé. La gangue est dominée par la biotite et/ou la chlorite ferrifère, la chamosite (Picot, 1954), issue de l'altération hydrothermale de la biotite.

5.1 Oxydes

À Charrier, l'étain s'exprime exclusivement sous forme de cassitérite SnO_2, principalement dans les amas chloriteux, mais aussi dans les amas biotitiques et disséminée dans les quartzites (Fig. 4). Elle forme de petits grains à contours arrondis et des cristaux sub-automorphes, de 50 à 100 µm, isolés ou en agglomérats plurimillimétriques, dans sa gangue silicatée ou enrobée de bornite et chalcopyrite (Fig. 4a–4c). On n'observe pas d'inclusions de colombo–tantalite, rutile ou ilménite, habituellement fréquentes dans les gisements stannifères, ni de bordure réactionnelle de type stannite au contact des sulfures.

Les analyses à la microsonde électronique révèlent une cassitérite très pure avec deux métaux présents en traces (teneurs moyennes) : titane (0,64 % TiO_2), fer (0,23 % FeO), et deux autres (tungstène et magnésium) probables mais souvent en limite de détection (Tab. 1). Niobium, tantale, manganèse, chrome et indium, s'ils sont présents, n'atteignent pas les seuils de détection. Ces résultats confirment ceux de Lerouge *et al.* (2017) ; 109 ppm In (moyenne, maximum de 597 ppm), niobium absent, tantale sporadiquement présent (maximum de 0,12 %), fer et titane présents dans la même gamme de valeurs (0,38 % FeO et 0,20 % TiO_2 ; analyses MSE avec des comptages longs).

La magnétite Fe_3O_4 est moins abondante que la cassitérite qu'elle côtoie couramment mais ces deux oxydes sont contemporains, chacun existant en inclusion dans l'autre (Fig. 4d). Bien qu'ubiquiste, la magnétite reste plus fréquente dans les amas biotitiques en cristaux de 0,1 à 1 mm habituellement groupés en agrégats plurimillimétriques. Elle est couramment envahie par des filonnets et des « bulles » de chalcopyrite, bornite et chalcocite. L'hématite Fe_2O_3 est

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

Tableau 1. Composition de la cassitérite, la ligne du bas est la moyenne (analyses microsonde CAMECA SX Five, ISTO Orléans). < ld : sous la limite de détection. Les autres métaux programmés sont absents ou sous la limite de détection : 763 ppm (Cr), 355 ppm (Mn), 638 ppm (Nb), 1263 ppm (Ta) et 586 ppm (In).

Table 1. *Cassiterite composition, the bottom line is the average (CAMECA SX Five microprobe analyses, ISTO Orléans). < ld: below detection limit. The other programmed metals are absent or below the detection limit: 763 ppm (Cr), 355 ppm (Mn), 638 ppm (Nb), 1263 ppm (Ta) and 586 ppm (In).*

	% pondéraux						% cations					Total cations	
Échantillon	MgO	TiO_2	FeO	SnO_2	WO_3	Total	Mg	Ti	Fe	Sn	W	Fe + Mg	Sn + Ti + W
	< ld	0,68	0,08	99,39	< ld	100,15	< ld	1,27	0,17	98,45	< ld	0,17	99,72
	0,04	0,85	0,11	99,79	< ld	100,79	0,15	1,58	0,22	98,05	< ld	0,37	99,63
	< ld	0,26	0,85	98,83	0,24	100,18	0,10	0,48	1,76	97,50	0,16	1,86	98,14
	< ld	0,35	0,12	100,03	< ld	100,50	< ld	0,65	0,25	99,06	< ld	0,25	99,70
	< ld	0,17	0,20	99,65	< ld	100,02	< ld	0,32	0,41	99,19	< ld	0,41	99,51
	0,10	0,83	0,34	99,18	< ld	100,45	0,36	1,54	0,69	97,41	< ld	1,06	98,94
	< ld	0,05	0,05	100,27	< ld	100,37	< ld	0,09	0,11	99,79	< ld	0,11	99,88
Cassitérite	0,03	0,64	0,14	99,71	0,15	100,67	0,12	1,19	0,28	98,32	0,10	0,40	99,60
	0,03	0,71	0,12	99,74	< ld	100,61	0,10	1,32	0,26	98,30	< ld	0,36	99,63
	0,03	0,65	0,18	99,85	< ld	100,72	0,12	1,21	0,37	98,30	< ld	0,49	99,51
	0,05	0,69	0,20	98,52	0,84	100,30	0,18	1,30	0,41	97,56	0,54	0,60	99,40
	0,04	0,27	0,65	98,88	0,28	100,11	0,15	0,50	1,35	97,82	0,18	1,51	98,49
	0,03	1,27	0,11	98,93	< ld	100,34	0,12	2,35	0,23	97,22	< ld	0,35	99,57
	0,04	1,50	0,15	98,75	< ld	100,44	0,13	2,77	0,32	96,71	< ld	0,45	99,48
	0,04	0,63	0,18	99,65	< ld	100,50	0,13	1,18	0,38	98,28	< ld	0,51	99,46
Moyenne	*0,04*	*0,64*	*0,23*	*99,41*	*0,38*	*100,41*	*0,13*	*1,18*	*0,48*	*98,13*	*0,24*	*0,61*	*99,55*
Standard deviation	*0,02*	*0,39*	*0,22*	*0,53*	*0,22*								
Limite de détection	*0,04*	*0,05*	*0,06*	*0,07*	*0,13*								

fréquente en pseudomorphose d'anciens cristaux automorphes de magnétite (faciès « martite », très vacuolaire), et en cristaux automorphes recristallisés autour d'un noyau de magnétite, auréolés d'un liseré de digénite ou de chalcopyrite (Fig. 4e). La chromite $FeCr_2O_4$ est signalée par Picot en très rares noyaux résiduels dans la magnétite.

5.2 Sulfures et autres minéraux

Les sulfures de cuivre constituent l'essentiel du gisement, avec bornite Cu_5FeS_4 et chalcopyrite $CuFeS_2$ très abondantes en quantités équivalentes (Fig. 5). La chalcopyrite se présente en plages éparses agglomérées atteignant 2–3 cm, associée à de la bornite en grandes plages polycristallines fréquemment maclées, ainsi qu'en minces filonnets à gangue de calcite. Leurs cristallisations sont synchrones : la bornite remplace la chalcopyrite, mais elle est aussi remplacée par elle à partir de ses clivages, la chalcopyrite dessinant alors deux réseaux grossiers subperpendiculaires de lamelles épaisses empruntant les axes cristallographiques de la bornite (Fig. 5d). Les analyses à la microsonde électronique montrent deux sulfures légèrement sélénifères : 0,22 et 0,14 % Se respectivement pour la chalcopyrite et la bornite (Tab. 2), le bismuth n'étant pas significatif (seuil de détection de 5400 ppm). La bornite semble aussi argentifère (0,40 % Ag en moyenne), mais pas la chalcopyrite. L'indium n'a pas été détecté (seuil de détection de 731 ppm) mais Lerouge *et al.* (2017) avec des comptages longs ont mesuré des valeurs moyennes de 800 ppm dans la chalcopyrite et de 430 ppm dans la bornite.

Les autres minéraux sont nettement moins abondants. La wittichénite Cu_3BiS_3 est la plus fréquente, en plages xénomorphes de 0,1 à 0,3 mm essentiellement dans la bornite, souvent proches de la roquesite (Fig. 5d). Sa distribution fréquente aux joints des cristaux de bornite suggère une démixtion. Elle montre des teneurs faibles mais constantes et significatives en fer (0,37 % Fe), argent (0,53 % Ag) et sélénium (0,38 % Se), mais pas d'indium (sous le seuil de détection de 1077 ppm ; Tab. 2).

Le cuivre gris est assez rare, dans des veinules tardives associé à la chalcopyrite, plus rarement à la sphalérite (Fig. 5c). Les analyses à la microsonde électronique révèlent une tennantite très proche du pôle pur (moins de 0,13 % Sb), zincifère (6,1 % Zn et 1,7 % Fe) et bismuthifère (4,9 % Bi), peu argentifère (0,30 % Ag), à teneurs faibles mais constantes en indium (0,71 % In) en remplacement du zinc (teneurs moyennes ; Tab. 2). La formule structurale s'écrit donc : $(Cu_{10,00}Ag_{0,04})(Fe_{0,46}Zn_{1,40}In_{0,09})(As_{3,64}Bi_{0,35})S_{12,97}$.

La sphalérite ZnS s'observe en rares petites plages (300 µm maximum) xénomorphes dans la bornite ou la chalcopyrite (Fig. 5a). Picot mentionne des exsolutions orientées de chalcopyrite, typiques de la *chalcopyrite disease* (Barton et Bethke, 1987) que nous n'avons pas retrouvées. La microsonde électronique révèle une sphalérite assez pure (1,48 % Fe) à teneurs faibles mais systématiques en cuivre (2,03 %), cadmium (0,74 %) et sélénium (0,17 %). L'indium n'est pas présent en teneurs significatives, ne confirmant pas les 0,8 % In mentionnés par Picot et Pierrot (1963).

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

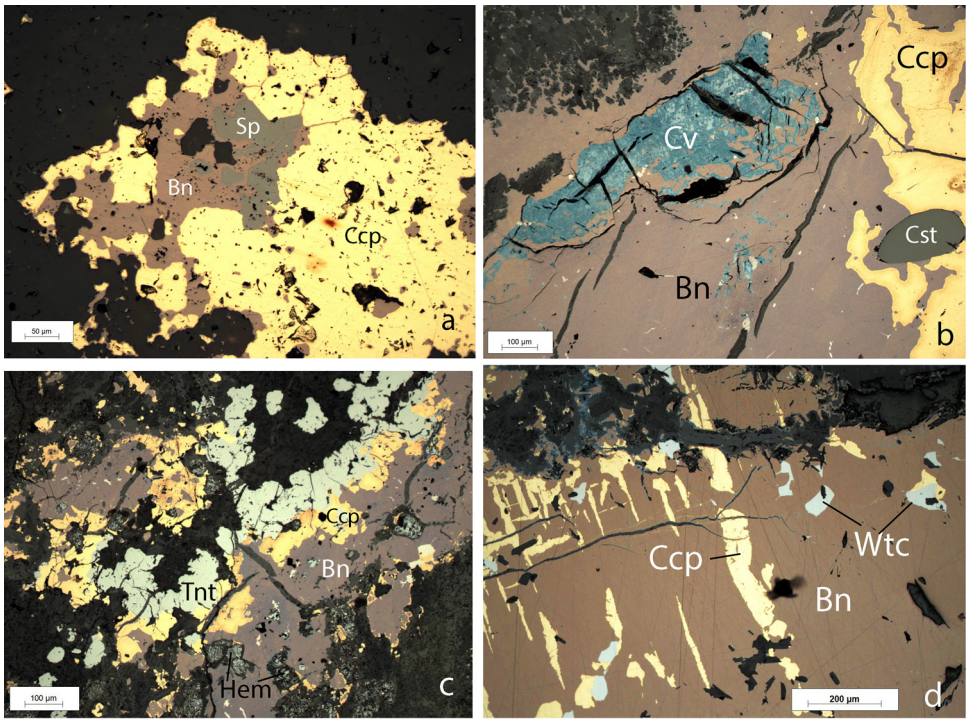


Fig. 5. Aspect des sulfures du minerai (microscope par réflexion, lumière polarisée non analysée) ; abréviations des noms de minéraux d'après Warr (2021). (a) Sphalérite (gris, Sp) dans bornite (brun, Bn) et chalcopyrite (jaune, Ccp) ; (b) Minerai sulfuré typique de Charrier avec bornite (brun, Bn), chalcopyrite (jaune, Ccp), covellite (bleue, Cv) et un cristal corrodé de cassitérite (gris, Cst) ; (c) Tennantite (Tnt) avec chalcopyrite (jaune, Ccp) et bornite (brun, Bn) et d'anciens cristaux de magnétite transformés en hématite (Hem) ; (d) Wittichénite (blanc, Wtc) dans bornite (brun, Bn), en voie de remplacement le long de ses clivages par la chalcopyrite (jaune, Ccp).

Fig. 5. *Aspect of ore sulphides (reflection microscope, unanalyzed polarized light); abbreviations of mineral names from Warr (2021). (a) Sphalerite (grey, Sp) in bornite (brown, Bn) and chalcopyrite (yellow, Ccp); (b) Typical Charrier sulphide ore with bornite (brown, Bn), chalcopyrite (yellow, Ccp), covellite (blue, Cv) and a corroded crystal of cassiterite (grey, Cst); (c) Tennantite (Tnt) with chalcopyrite (yellow, Ccp) and bornite (brown, Bn) and old crystals of magnetite transformed into hematite (Hem); (d) Wittichenite (white, Wtc) in bornite (brown, Bn), being replaced along its cleavages by chalcopyrite (yellow, Ccp).*

La roquesite $CuInS_2$ est le premier minéral d'indium décrit au monde. Observée par Picot dès 1954, elle a été définie comme nouveau minéral par Picot et Pierrot en 1963 et dédiée à Maurice Roques, professeur de géologie à l'université de Clermont-Ferrand. La roquesite est incluse dans la bornite, plus rarement la chalcopyrite, en plages de 0,2 à 0,3 mm, parfois 1 mm (Picot et Pierrot, 1963 ; Fig. 6a–6c).

Les analyses à la microsonde électronique ont permis d'affiner sa composition dans son gisement de définition (Tab. 2). Celle-ci est très proche de la composition théorique, avec des teneurs constantes mais toujours faibles en fer (0,28 % Fe) et zinc (0,24 % Zn), qui remplacent probablement l'indium, dont la teneur est légèrement plus basse que la teneur théorique (46,75 contre 47,35 % In). Tous les autres métaux programmés (Ag, As, Se, Sn, Te, Cd, Bi, Sb) sont absents ou présents en teneurs inférieures aux seuils de détection.

La pyrite FeS_2 est très rare, en minces filonnets antérieurs à la chalcopyrite ou en petits cristaux disséminés. Le bismuth natif (Bi) et la bismuthinite (Bi_2S_3) se rencontrent seulement associés à la magnétite et parfois la cassitérite dans les amas à biotite. La zone d'oxydation superficielle montre de la chalcocite Cu_2S en filonnets dans la bornite ou indépendante dans la gangue, de la digénite Cu_9S_5 avec covellite CuS (Fig. 5b) dans la bornite, très rarement idaïte Cu_3FeS_4 et argent natif Ag, ainsi que malachite, azurite et linarite, mais jamais de cuivre natif ni de cuprite. La molybdénite MoS_2 est en rares et fines lamelles dans la chloritite. On rencontre aussi très accessoirement : galène PbS, rarissime en fines plages arrondies dans la magnétite, énargite Cu_3AsS_4 (très rare), stroméyérite AgCuS, scheelite $CaWO_4$, et boulangérite $Pb_5Sb_4S_{11}$.

L'apatite forme une génération de grands cristaux subautomorphes de 0,2 à 1 mm enchâssés dans la bornite et la gangue (Fig. 7). Ces grands cristaux n'ont été observés que dans les zones fortement hydrothermalisées. Les analyses à la microsonde électronique de deux cristaux de 0,5 mm ont montré qu'il s'agissait de fluorapatite (4 % F) avec un peu de silice (jusqu'à 0,77 % SiO_2) et des traces de terres rares, notamment de néodyme (Tab. 3). Par ailleurs, les analyses par ICP/MS révèlent de faibles teneurs en thorium dans un cristal (154 ppm U et 18 ppm Th en moyenne) et en uranium dans l'autre (33 ppm Th et 6 ppm U). Le zircon est peu fréquent en cristaux sub-automorphes à arrondis de 30 à 100 µm, souvent fracturés, disséminés dans la chloritite ou la bornite–chalcopyrite, présentant au MEB une zonation parfois nette qui suggère une origine magmatique (Fig. 8).

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

Tableau 2. Composition des sulfures (analyses microsonde CAMECA SX Five, ISTO Orléans). < ld : sous la limite de détection.
Table 2. *Sulphide composition (CAMECA SX Five microprobe analyses, ISTO Orléans). < ld: below detection limit.*

	S	Fe	Cu	Zn	As	Se	Ag	In	Sb	Cd	Bi	Total
Tennantite	27,62	1,76	42,25	6,22	17,64	0,18	0,43	0,57	< ld	< ld	5,42	102,08
	27,69	1,52	42,44	6,10	18,55	0,11	0,18	0,67	< ld	< ld	3,94	101,22
	28,01	1,35	42,76	6,04	18,66	0,11	0,21	0,84	< ld	< ld	4,31	102,30
	27,86	1,40	42,57	6,11	18,53	< ld	0,14	0,78	< ld	< ld	4,11	101,49
	27,40	1,62	42,26	6,08	17,02	0,14	0,38	0,71	< ld	< ld	6,78	102,41
	27,51	2,.23	41,89	6,22	18,22	0,13	0,46	0,48	< ld	< ld	4,37	101,51
	27,53	1,92	41,69	6,13	18,40	0,20	0,35	0,69	< ld	< ld	4,59	101,51
	27,41	1,86	41,86	5,87	17,90	0,24	0,26	0,90	< ld	< ld	5,76	102,06
Moyenne	*27,63*	*1,71*	*42,21*	*6,10*	*18,12*	*0,16*	*0,30*	*0,71*	*< ld*	*< ld*	*4,91*	*101,82*
Sphalérite	33,05	1,12	1,29	64,25	< ld	0,20	< ld	< ld	< ld	0,56	< ld	100,46
	33,19	1,88	2,55	62,04	< ld	0,11	< ld	< ld	< ld	0,78	< ld	100,56
	33,05	1,58	2,48	62,75	< ld	< ld	< ld	< ld	< ld	0,85	< ld	100,71
	33,20	1,82	2,23	62,52	< ld	0,14	< ld	< ld	< ld	0,45	< ld	100,36
	33,18	0,80	1,05	65,10	< ld	0,16	< ld	< ld	< ld	0,67	< ld	100,96
	33,22	1,84	2,73	60,18	< ld	0,11	< ld	0,09	< ld	0,37	< ld	98,54
	32,55	1,35	1,89	62,80	< ld	0,32	< ld	< ld	< ld	1,52	< ld	100,42
Moyenne	*33,06*	*1,48*	*2,03*	*62,81*	*< ld*	*0,17*	*< ld*	*0,09*	*< ld*	*0,74*	*< ld*	*100,29*
Roquesite	26,84	0,23	26,72	0,24	< ld	< ld	< ld	46,75	< ld	< ld	< ld	100,77
	26,51	0,18	26,58	0,26	< ld	< ld	< ld	46,67	0,18	< ld	< ld	100,38
	26,62	0,26	26,75	0,22	< ld	< ld	< ld	46,82	< ld	< ld	< ld	100,66
	26,21	0,55	26,44	0,24	< ld	< ld	< ld	46,64	< ld	< ld	< ld	100,07
	26,43	0,26	26,52	0,20	< ld	< ld	< ld	46,85	< ld	< ld	< ld	100,26
	26,38	0,20	26,74	0,18	< ld	< ld	< ld	46,98	< ld	< ld	< ld	100,48
	26,56	0,37	26,70	0,23	< ld	< ld	< ld	46,61	< ld	< ld	< ld	100,48
	26,76	0,20	26,56	0,33	< ld	< ld	< ld	46,65	< ld	< ld	< ld	100,51
Moyenne	*26,54*	*0,28*	*26,63*	*0,24*	*< ld*	*< ld*	*< ld*	*46,75*	*0,18*	*< ld*	*< ld*	*100,45*
Limite de détection	*0,10*	*0,07*	*0,08*	*0,13*	*0,13*	*0,11*	*0,11*	*0,07*	*0,13*	*0,16*	*0,53*	

6 Géochimie isotopique du plomb

Les analyses isotopiques du plomb réalisées (Marcoux, 1987) révèlent deux signatures isotopiques distinctes (Tab. 4 et Fig. 9). La rare galène précoce en fines plages dans la magnétite est peu radiogénique ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18,106$), tandis que la galène tardive des filons quartzo–barytiques l'est nettement plus ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18,543$ à $18,608$), confirmant la présence de deux événements métallogéniques superposés dans ce gisement.

La signature de la galène précoce est proche de celles de trois indices minéralisés voisins de haute température qui, comme Charrier, se développent au sein des « tufs anthracifères » : Arronnes, un filon à cassitérite–chalcopyrite–bismuthinite et arsénopyrite ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18,119$), le Crozet un petit amas (skarnoïde ?) à galène, sphalérite, chalcopyrite et arsénopyrite ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18,185$), et la Bombarde, un petit skarn à galène ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18,102$) au contact d'un dyke de microgranite. Cette composition ne date pas l'épisode minéralisé, mais tombe dans le champ des gisements éo–hercyniens et hercyniens, comme par exemple les filons aurifères du Limousin-Marche ($^{206}Pb/^{204}Pb = 18,047$ à $18,289$: Touray *et al.*, 1989), appuyant son appartenance à la métallogenèse hercynienne (Tab. 4 et Fig. 9).

Le plomb des filons tardifs à barytine–galène de Charrier montre une signature nettement plus radiogénique ($^{206}Pb/^{204}Pb > 18,54$), identique à celles des filons fluo–barytiques liasiques proches (Nizerolles, Juré, Grésolles, Ramillard, Le Poyet, Contenson : Marcoux, 1987). C'est globalement la signature isotopique des filons fluo–barytiques du Massif central, le caractère radiogénique reflétant leur âge récent, liasique (Marcoux *et al.*, 1990). Les deux populations se situent au-dessus de la courbe de Stacey et Kramers (1975), indiquant un plomb d'origine crustale, sans contribution mantellique.

7 Géochronologie

Picot (1970, note interne inédite BRGM) signale, sans précision, qu'une datation K/Ar sur la biotite de Charrier a livré un âge de 324 ± 16 Ma. Des datations U–Th/Pb par ablation laser ICP-MS *in situ* et directement dans les lames minces ont été réalisées au sein de la plateforme GeOHeLiS (Univ. Rennes, OSUR) sur trois minéraux du gisement : apatite, cassitérite et zircon.

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

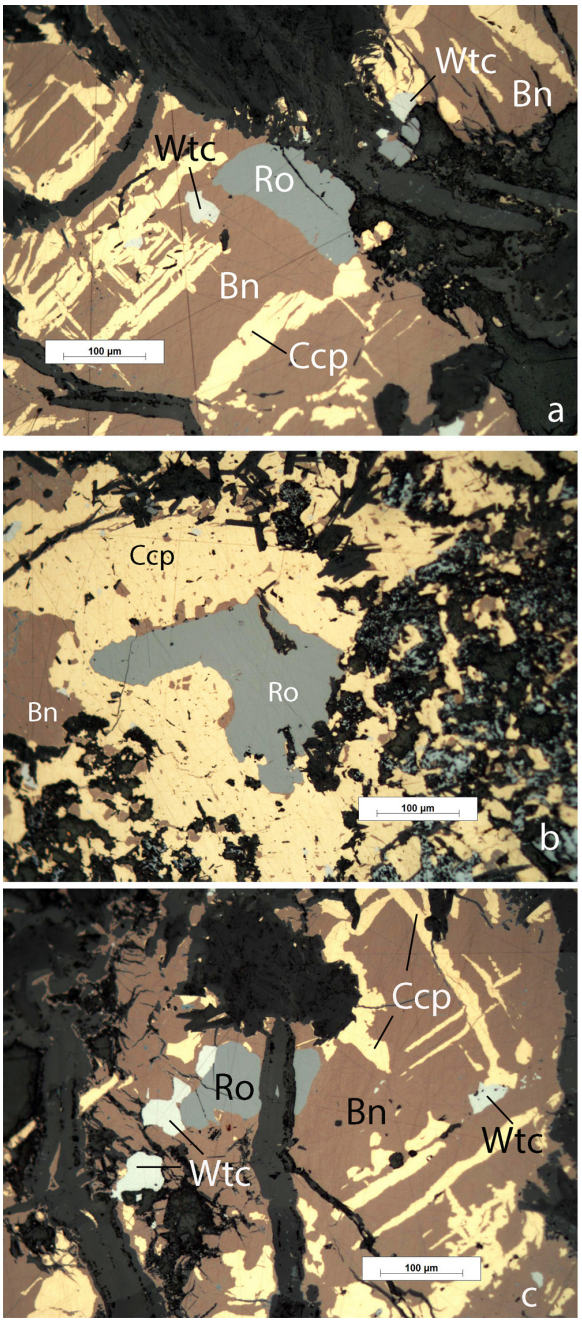


Fig. 6. Roquesite de Charrier, le gisement de définition ; abréviations des noms de minéraux d'après Warr (2021). (a) Roquesite (gris clair, Ro) et wittichénite (blanc, Wtc) dans bornite (brun, Bn), en voie de remplacement le long de ses clivages par la chalcopyrite (jaune, Ccp) ; (b) Roquesite (gris clair, Ro) dans chalcopyrite (jaune, Ccp) avec bornite (brun, Bn) ; (c) Roquesite (gris clair, Ro) au contact de wittichénite (blanc, Wtc) dans bornite (brun, Bn), en voie de remplacement le long de ses clivages par la chalcopyrite (jaune, Ccp).

Fig. 6. *Charrier Roquesite, the definition ore deposit; abbreviations of mineral names from Warr (2021). (a) Roquesite (light grey, Ro) and witchenite (white, Wtc) in bornite (brown, Bn), being replaced along its cleavages by chalcopyrite (yellow, Ccp); (b) Roquesite (light gray, Ro) in chalcopyrite (yellow, Ccp) with bornite (brown, Bn); (c) Roquesite (light gray, Ro) in contact with wittichenite (white, Wtc) in bornite (brown, Bn), being replaced along its cleavages by chalcopyrite (yellow, Ccp).*

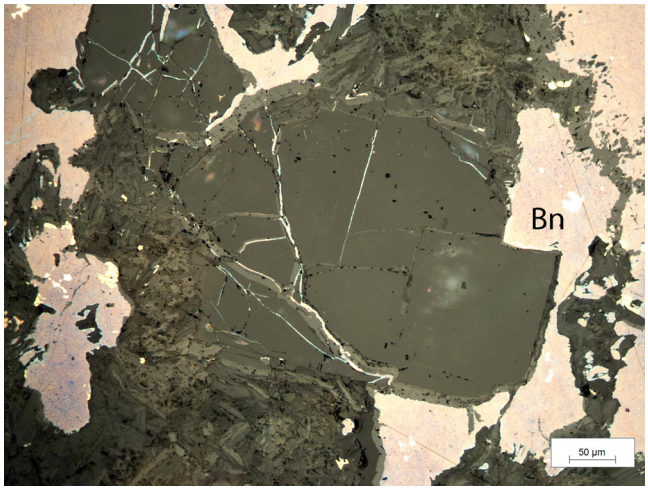


Fig. 7. Grand cristal automorphe d'apatite au contact de bornite (brun, Bn) dans une gangue de chlorite. Ce cristal est un des deux analysés par ICP/MS.

Fig. 7. *Large automorphic crystal of apatite in contact with bornite (brown, Bn) in a matrix of chlorite. This crystal is one of the two analyzed by ICP/MS.*

Les conditions analytiques utilisées lors des analyses sont résumées dans le tableau de l'Annexe 1. Des informations supplémentaires sur les protocoles d'analyse sont disponibles dans Pochon *et al.* (2016) pour l'apatite, Nosenzo *et al.* (2022) pour le zircon et Marcoux *et al.* (2021) pour les cassitérites.

Deux grands cristaux subautomorphes de fluorapatite (400–500 µm) enchâssés dans la bornite et la gangue ont été analysés (Fig. 7 et Annexes 1 et 2). Trente-quatre analyses ont été réalisées sur ces deux cristaux d'apatite (Annexe 2a). Le premier cristal est caractérisé par une forte proportion de plomb initial alors que l'autre cristal contient une proportion plus importante de plomb radiogénique. Ces trente-quatre analyses définissent une date par intercept inférieur de 340,7 ± 2,6 Ma (MSWD = 1,3). En forçant la discordia à la composition en plomb mesurée sur la galène précoce ($^{207}Pb/^{206}Pb$ = 0,8616), on obtient une date comparable de 340,1 ± 2,5 Ma (MSWD = 1,4). Ces apatites ont donc cristallisé il y a 340 Ma. (Fig. 10A).

Dix-neuf cristaux de cassitérite ont été analysés (Annexe 2b). Ils côtoient des cristaux d'apatite sans qu'aucun indice de fissuration ou de bréchification n'ait été observé, suggérant fortement une contemporanéité du dépôt de ces deux minéraux, comme Picot (1954) l'avait déjà proposé. Placées dans un diagramme concordia Tera–Wasserburg (Fig. 10B), ces données définissent une date par intercept inférieur de 332 ± 12 Ma (MSWD = 0,81). Cette date, que l'on interprète comme l'âge de formation de la cassitérite est comparable dans l'erreur à l'âge obtenu sur les cristaux d'apatite.

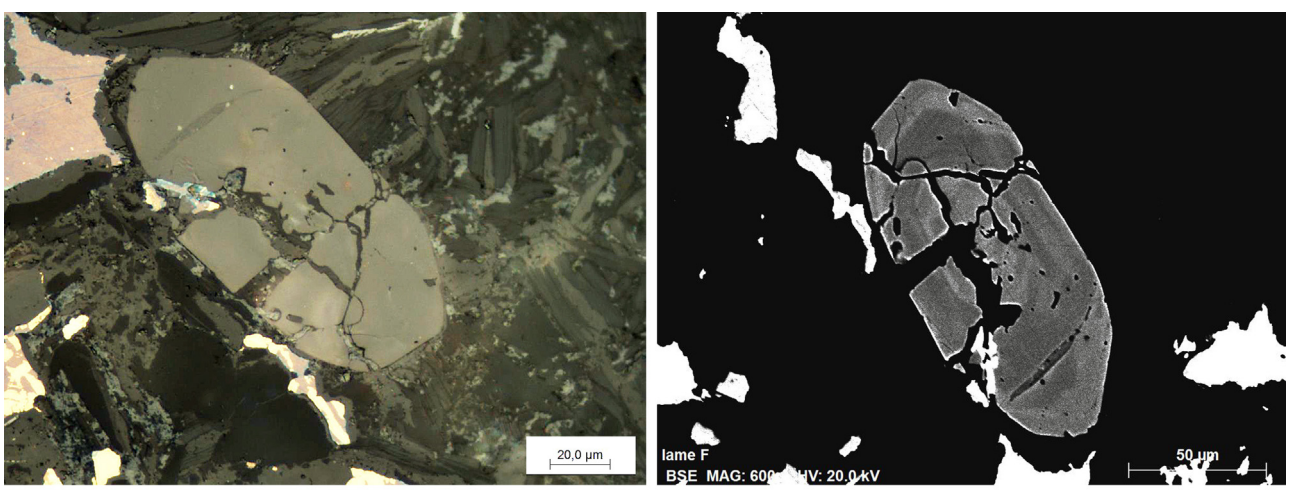
Dix cristaux de zircon ont été analysés pour un total de 20 analyses (Annexe 2c). Ces zircons, pour la plupart concordants dans l'erreur, définissent une grande variété de dates comprises entre ca. 2650 Ma et 500 Ma (Fig. 10C). Ces zircons sont donc interprétés comme étant des xénocristaux provenant de la série volcanosédimentaire qui attestent de la présence d'un socle très ancien dans le nord du Massif central.

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

Tableau 3. Composition de l'apatite (analyses microsonde CAMECA SX Five, ISTO Orléans sauf U et Pb analyses ICP/MS OSUR Rennes). < ld : sous la limite de détection

Table 3. *Composition of apatite (microprobe analyzes CAMECA SX Five, ISTO Orléans except U and Pb ICP/MS analyzes OSUR Rennes). < ld: below detection limit.*

	P_2O_5	CaO	SiO_2	F	La_2O_3	Ce_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	O = F	Total	U (ppm)	Th (ppm)
Cristal 1	43,18	56,25	0,11	4,52	< ld	< ld	< ld	< ld	1,90	102,18		
	41,61	54,83	0,34	4,16	< ld	< ld	< ld	< ld	1,75	99,35		
	41,86	55,62	0,35	4,60	< ld	< ld	< ld	< ld	1,94	100,58		
Moyenne	*42,22*	*55,57*	*0,27*	*4,43*	*< ld*	*< ld*	*< ld*	*< ld*	*1,86*	*100,70*	*154,0*	*18,4*
Cristal 2	43,13	55,85	< ld	3,60	< ld	< ld	0,06	< ld	1,52	101,34		
	43,40	55,65	0,07	3,58	< ld	< ld	0,04	< ld	1,51	101,31		
	43,13	55,97	< ld	3,60	< ld	< ld	0,11	< ld	1,52	101,35		
	43,7	55,83	0,02	3,50	< ld	< ld	0,03	< ld	1,47	101,66		
	43,41	55,88	< ld	3,53	< ld	< ld	0,04	< ld	1,49	101,46		
	41,77	54,22	0,77	3,23	< ld	< ld	< ld	< ld	1,36	98,83		
Moyenne	*43,05*	*55,57*	*0,29*	*3,51*	*< ld*	*< ld*	*0,06*	*< ld*	*1,48*	*100,99*	*6,0*	*33,1*
Limite de détection	*0,04*	*0,05*	*0,02*	*0,11*	*0,08*	*0,09*	*0,03*	*0,32*				



(a) (b)

Fig. 8. Zircon sub-automorphe fracturé dans sa gangue de chlorite (lamelles grises) avec bornite (brun) et chalcopyrite (jaune clair). Idem image MEB (électrons rétrodiffusés) montrant la zonation.

Fig. 8. *Fractured sub-automorphic zircon in its chlorite gangue (gray lamellae) with bornite (brown) and chalcopyrite (light yellow). Idem, SEM image (backscattered electrons) showing zoning.*

8 Discussion

8.1 Conditions de formation du gisement

Nos résultats confirment et précisent l'interprétation de Picot (1954), qui considérait Charrier comme un « gîte pyrométasomatique » (haute température au contact d'une intrusion), plus précisément un gîte à Sn–Fe–(Mo–Bi) de haute température évoluant jusqu'à un gîte de transition magmatique–hydrothermal à Cu–(Bi–As–Zn–In). Ce gîte est lié à l'intrusion du granite des Bois-Noirs et montre une zonalité périgranitique avec deux amas proximaux à cassitérite–magnétite et huit amas cupro–stannifères à sulfures, plus distaux (*cf.* Fig. 3). Nos résultats géochronologiques démontrent la contemporanéité entre la formation du gisement (340,7 ± 2,6 Ma ; 332 ± 12 Ma) et la mise en place du granite des Bois-Noirs (341 ± 4 Ma : Lin *et al.*, 2016).

Le granite a provoqué un métamorphisme de contact puis libéré des fluides à étain, cuivre, bismuth et molybdène, qui ont minéralisé l'encaissant volcanosédimentaire. Les microgranites (non datés) recoupent les amas minéralisés et sont donc plus récents. En l'absence de niveaux carbonatés dans la série et de silicates calciques dans le gisement, on ne peut parler de skarn selon la définition de Einaudi et Burt (1982). Le terme de skarnoïde, gisement se référant à des remplacements en contexte lithologique contrasté, opérés par des fluides

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

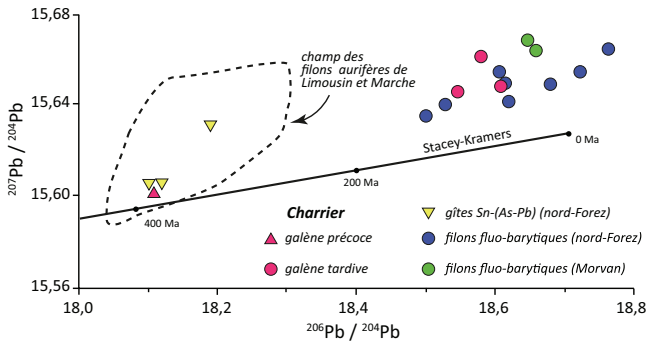


Fig. 9. Compositions isotopiques du plomb des galènes de Charrier et des autres minéralisations du nord-Forez ; comparaison avec celles des filons aurifères (Limousin et Marche) et des filons fluo–barytiques du Morvan.

Fig. 9. *Isotopic compositions of lead of galena from Charrier and of other mineralization from Nord-Forez; comparison with those of the auriferous veins (Limousin and Marche) and the fluorite–barite veins of the Morvan.*

Tableau 4. Composition isotopique du plomb de Charrier, des minéralisations du nord-Forez et des filons fluo–barytiques du Morvan (d'après Marcoux, 1987).

Table 4. *Lead isotopic composition from Charrier, mineralization from Nord-Forez and fluorite–barite veins from Morvan (from Marcoux, 1987).*

Provenance	^{206}Pb/^{204}Pb	^{207}Pb/^{204}Pb	^{208}Pb/^{204}Pb
Charrier			
Galène précoce	18 106	15 600	38 183
Filons tardifs	18 608	15 650	38 697
	18 577	15 663	38 679
	18 543	15 646	38 634
Gîtes de haute température Sn–(As–Pb) nord-Forez			
Arronnes	18 119	15 605	38 127
La Bombarde	18 102	15 604	38 153
Le Crozet	18 185	15 630	38 263
Filons fluo–barytiques (avec galène–sphalérite) nord-Forez			
Grésolles	18 502	15 637	38 579
Nizerolles	18 658	15 665	38 791
Juré (la Mine)	18 522	15 641	38 620
Ramillard	18 610	15 651	38 695
Le Poyet bas	18 720	15 657	38 741
Le Poyet haut	18 761	15 668	38 804
Contenson 1	18 620	15 643	38 693
Contenson 2	18 678	15 651	38 724
Filons fluo–barytiques (avec galène–sphalérite) du Morvan			
Argentolle	18 646	15 669	38 709
Saint-Prix	18 604	15 656	38 653

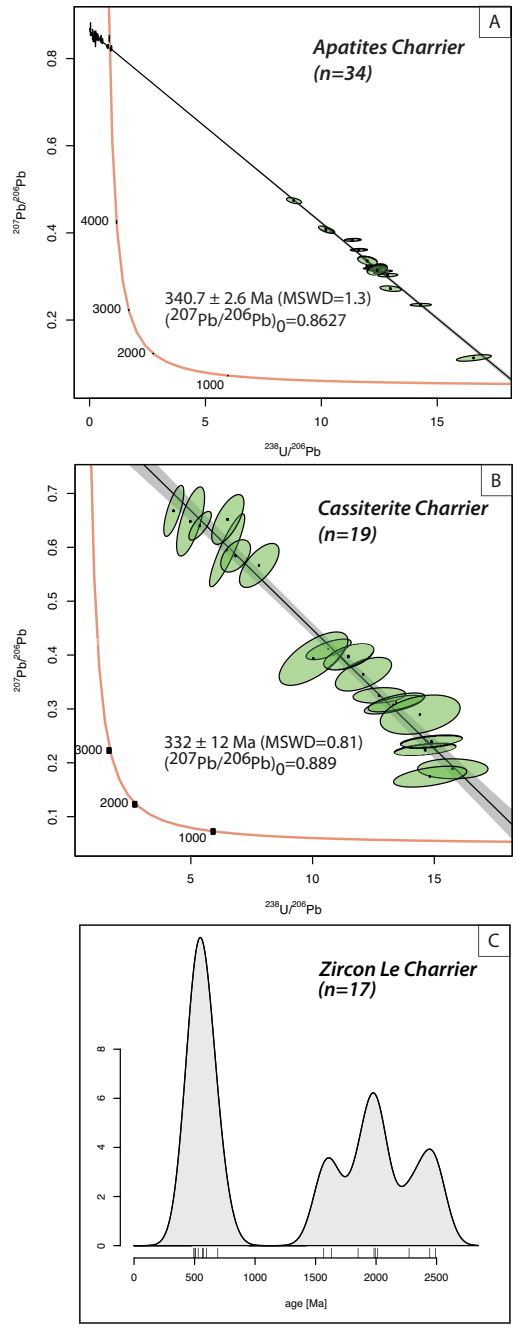


Fig. 10. Diagrammes Concordia Tera–Wasserburg obtenus sur l'apatite (A) et la cassitérite (B) et courbe de probabilité relative des âges apparents ^{206}Pb/^{238}U (si âge < 1000 Ma) ou ^{207}Pb/^{206}Pb (si âge > 1000 Ma) pour les zircons de Charrier (C) ; n correspond au nombre total d'analyses utilisées pour calculer les dates (apatite et cassitérite) ou pour l'établissement de l'histogramme. Les ellipses et les erreurs sont à 2 σ.

Fig. 10. *Tera–Wasserburg concordia diagrams obtained for apatite (A) and cassiterite (B), and relative probability curve of the ^{206}Pb/^{238}U apparent ages (if age < 1000 Ma) or ^{207}Pb/^{206}Pb apparent ages (if age > 1000 Ma) for the Charrier zircon grains (C); n corresponds to the number of analyses used for calculation. Ellipses and errors are reported at 2 σ.*

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

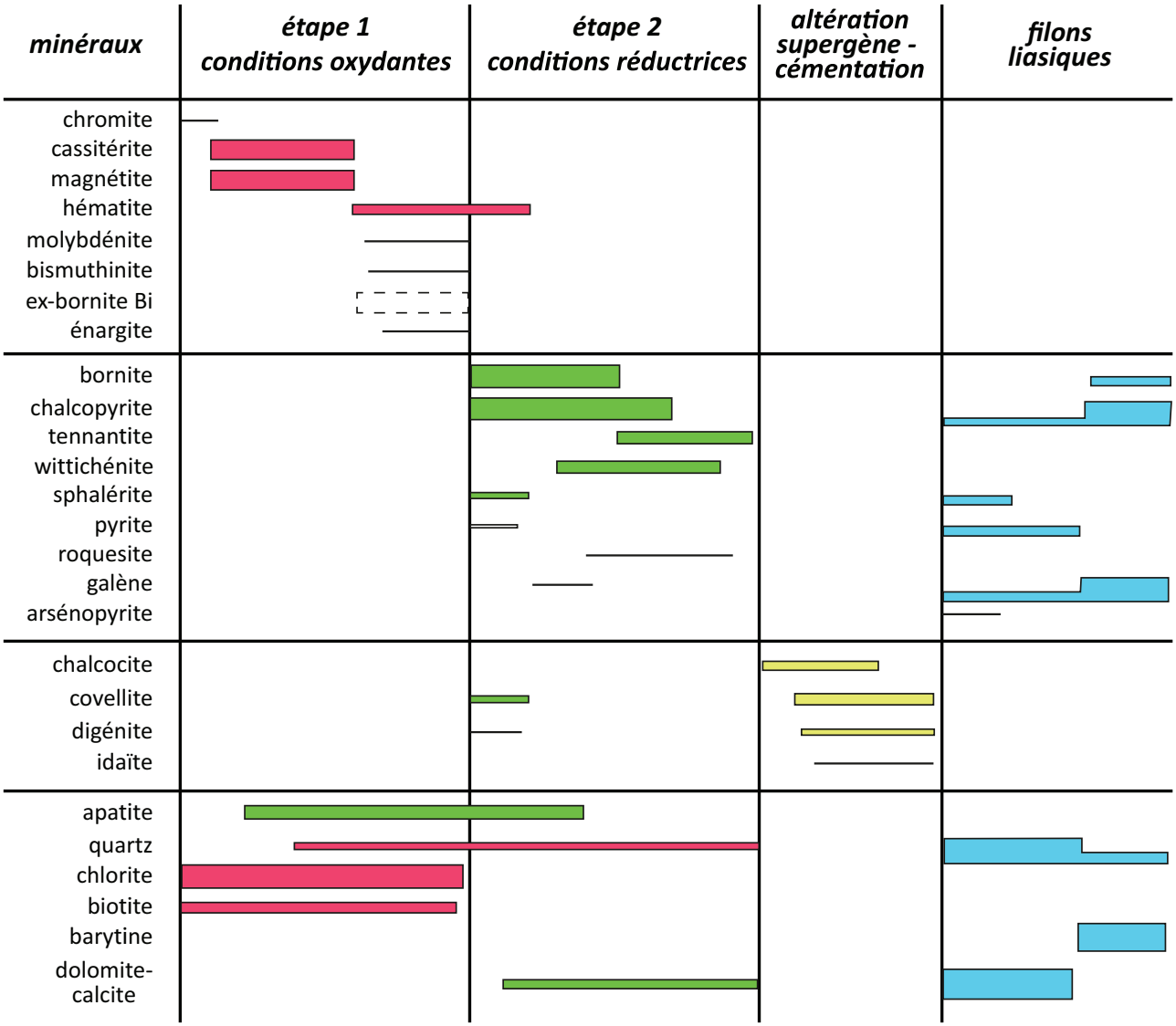


Fig. 11. Succession paragénétique de Charrier. Boulangérite, scheelite, stroméyérite et argent natif, signalés par Picot (1954) mais pas observées dans cette étude n'ont pas été indiqués.

Fig. 11. *Paragenetic succession of Charrier. Boulangerite, scheelite, stromeyerite and native silver, reported by Picot (1954) but not observed in this study have not been indicated.*

magmatiques à petite échelle (Cheilletz, 1988), semble plus pertinent et se rapproche de l'acception de Meinert *et al.* (2005) qui y voit des intermédiaires entre skarns métasomatiques et cornéennes métamorphiques.

La genèse se déroule en deux étapes qui se succèdent (Fig. 11). La première étape magmatique–hydrothermale à Sn–Fe–(Mo–Bi) se déroule à haute température en conditions oxydantes. Ce sont surtout des oxydes (cassitérite et magnétite), avec rares sulfures (molybdénite, bismuthinite) qui cristallisent à moins de 100 m du granite (*cf.* Fig. 3). La cassitérite montre un peu de fer (0,48 at %), tungstène et titane mais pas de niobium, tantale ni manganèse, la plaçant très près du pôle Sn(Ti,W) dans le diagramme de Tindle et Breaks (1998) et Breiter *et al.* (2007) (Fig. 12) et appuyant une cristallisation à la fin de l'étape magmatique–hydrothermale. Les cassitérites des gisements tardi-hercyniens proches (Montebras, Échassières-Beauvoir, Puy-les-Vignes) possèdent des compositions plus variables, plus riches en Nb et Ta, mais ces gisements montrent plusieurs générations de cassitérite (Monnier *et al.*, 2019 ; Harlaux *et al.*, 2021 ; Marcoux *et al.*, 2021). Enfin, la gangue à biotite–chlorite et fluorapatite, mais sans topaze ni tourmaline, dénote un magma probablement assez pauvre en fluor et sans bore.

La seconde étape à Cu–Fe–(Bi–As–In–Zn) est entièrement hydrothermale et se déroule en continuité avec la précédente, aucun indice de bréchification ou de fissuration n'ayant été observé au sein du minerai. Il se passe en conditions réductrices à plus basse température, avec des sulfures abondants : bornite–chalcopyrite dominantes, wittichénite, roquesite, tennantite, covellite et sphalérite. La présence de bornite abondante et la rareté de la pyrite traduit un milieu déficitaire en soufre. Aucun sulfure d'étain (stannite,

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

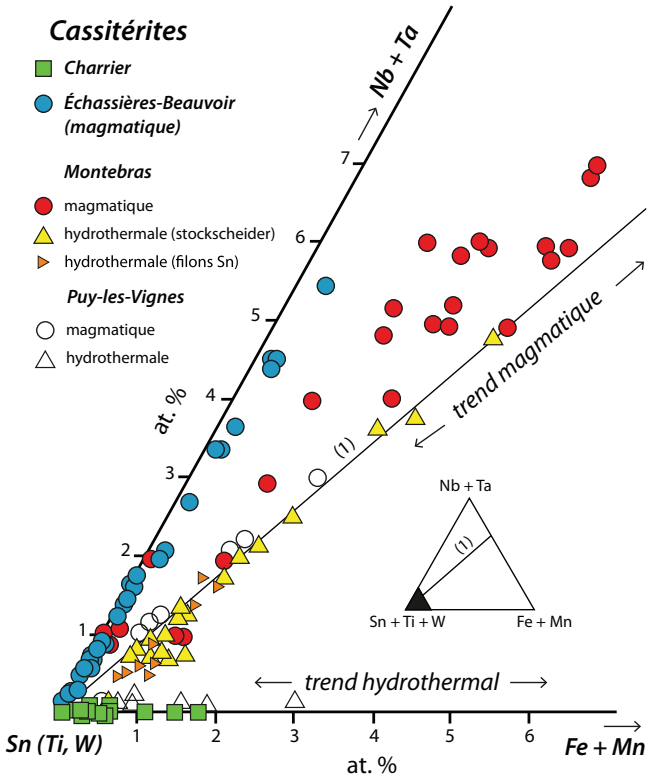


Fig. 12. Composition de la cassitérite de Charrier dans le diagramme ternaire (Sn + Ti + W)–(Mn + Fe)–(Nb + Ta) (% at.), comparée à celles des granites à métaux rares de Montebras et d'Échassières. (1) représente la droite de substitution $(Fe,Mn)^{2+} + 2(Nb,Ta)^{5+} \leftrightarrow 3(Sn,Ti)^{4+}$ d'après Černý *et al.* (1985). Les trends magmatique et hydrothermal sont d'après Tindle et Breaks (1998) et Breiter *et al.* (2007) ; Montebras d'après Marcoux *et al.* (2021), Échassières d'après Michel (2007), Puy-les-Vignes d'après Harlaux *et al.* (2021).
Fig. 12. *Composition of Charrier cassiterite in the ternary diagram (Sn + Ti + W)–(Mn + Fe)–(Nb + Ta) (% at.), compared with those of rare metal granites from Montebras and Échassières. (1) represents the substitution line* $(Fe,Mn)^{2+} + 2(Nb,Ta)^{5+} \leftrightarrow 3(Sn,Ti)^{4+}$ *according to Černý* et al. *(1985). The magmatic and hydrothermal trends are according to Tindle and Breaks (1998) and Breiter* et al. *(2007): Montebras after Marcoux* et al. *(2021), Échassières after Michel (2007), Puy-les-Vignes after Harlaux* et al. *(2021).*

mawsonite...) n'a été observé, ce qui suggère une solubilisation très limitée de la cassitérite.

L'arsenic est porté par la tennantite et non par l'arsénopyrite (FeAsS), son porteur habituel, mais absent à Charrier. Régionalement, la tennantite (zincifère et sans argent) est aussi présente dans le gîte périgranitique de Montebras (Marcoux *et al.*, 2021), et à Chizeuil (Saône-et-Loire : Cesbron *et al.*, 1985), ce qui appuie un arsenic d'origine magmatique. Dans les autres gîtes à roquesite (*cf.* infra), la tennantite n'est signalée que dans les Cornouailles anglaises mais tous admettent de fréquents sulfures d'étain issus de la remobilisation de la cassitérite comme la stannite, la kestérite (avec 1,4 à 2 % In en Cornouailles : O'Callaghan, 2011) et la stannoïdite.

Les fluides minéralisateurs véhiculent donc des éléments magmatiques (Sn, Bi, As) mais quasiment pas de tungstène, le fer pouvant être magmatique ou emprunté à l'encaissant. On notera l'absence d'antimoine et quasi-absence de plomb.

En l'absence de géothermomètres les conditions physico-chimiques du dépôt restent difficiles à établir et s'appuient essentiellement sur la paragenèse, où on note la quasi-absence de pyrite, et l'absence de pyrrhotite, cubanite et arsénopyrite, et les relations inter-minéraux. Dans le système Cu_2S–Bi_2S_3–$CuFeS_2$, les intercroissances orientées de la bornite avec la chalcopyrite et la présence de wittichénite (Fig. 5d et 6c) suggèrent une démixtion synchrone de chalcopyrite–wittichénite à partir d'une solution solide de bornite bismuthifère, dès 420 °C (Sugaki *et al.*, 1984 ; Cook et Ciobanu, 2001). Covellite et digénite résiduelles au sein de la bornite (Fig. 5b) témoigneraient d'un pH très bas, permettant la cristallisation de chalcocite–pyrite, remplacées par la bornite dès que le pH atteint 2,1, puis par la chalcopyrite (pH de 3,5) aux dépens de bornite–pyrite, et enfin la sphalérite (pH de 4,2), l'élévation du pH qui libère H_2S ou HS^- dopant la cristallisation de sulfures (Reed et Palandri, 2006).

À Charrier, on peut donc proposer une étape prograde oxydante entre 350 et 550 °C environ, suivie d'une étape rétrograde réductrice formée par démixtion complète d'une bornite bismuthifère de haute température, probablement entre 350 °C et 250 °C. La fS_2 était très faible (vers 10^{-10} atm ?) pour inhiber la cristallisation de pyrite. Bien qu'ils soient (légèrement ?) postérieurs au gisement, la présence de microgranites suggère que celui-ci s'est mis en place à une profondeur faible à modérée.

La nature originelle de la roche minéralisée du complexe andésitique viséen, intensément hydrothermalisée, reste inconnue. Pour Picot (1954), la présence de chromite résiduelle suggère un corps ultramafique, ce qui serait cohérent avec la forte teneur en cuivre habituelle des roches mafiques et ultramafiques.

8.2 Roquesite et minéralogie de l'indium

L'indium a un clarke de 0,05 ppm et existe dans la plupart des gisements à sulfures (teneurs moyennes de 1 à 320 ppm), surtout les amas sulfurés à zinc–cuivre, mais aussi les skarns, les filons et greisens périgranitiques à étain–tungstène et les filons cuprifères (Paradis, 2015). Il n'existe cependant aucune mine d'indium, qui est toujours un sous-produit de l'exploitation du zinc et parfois du cuivre en Chine, au Canada (concentrés de zinc à 270 ppm In à Kidd Creek : Cook *et al.*, 2011), et au Portugal (1100 ppm In dans l'amas sulfuré de Neves Corvo : Carvalho *et al.*, 2014). La sphalérite constitue le principal minerai d'indium (Cook *et al.*, 2011 ; Paradis, 2015), atteignant 6 % In à Mount Pleasant (Sinclair *et al.*, 2006), et 870 ppm dans le grand gisement filonien zincifère de Saint-Salvy dans le Tarn (Belissont *et al.*, 2014). Johan (1988) a établi le mécanisme d'incorporation de l'indium et du cuivre dans la sphalérite qui est régie par la substitution couplée : $2\,Zn^{2+} \leftrightarrow Cu^{+} + In^{3+}$, un mécanisme confirmé par Paradis (2015), Sinclair *et al.* (2006) proposant une solution solide entre sphalérite et roquesite.

D'après Cook *et al.* (2011), le rapport $In_{ppm}/Zn_{\%}$ du minerai déterminerait le porteur d'indium : élevé (> 3000) la roquesite cristallise au côté de sphalérite sans indium, bas (< 100) l'indium intègre la sphalérite, sans roquesite. Cette hypothèse est cependant contestée par Sinclair *et al.* (2006) à

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

Tableau 5. Composition de la roquesite de Charrier (analyses microsonde CAMECA SX Five, ISTO Orléans) ; < ld : sous la limite de détection. Limites de détection : 1098 ppm (Ag), 1310 ppm (As), 1730 ppm (Cd), 1185 ppm (Se), 758 ppm (Sn), 1950 ppm (Te), 5393 ppm (Bi) ; comparaison avec la roquesite d'autres gisements.

Table 5. *Composition of Charrier roquesite (CAMECA SX Five microprobe analyses, ISTO Orléans); < ld: below detection limit. Detection limits: 1098 ppm (Ag), 1310 ppm (As), 1730 ppm (Cd), 1185 ppm (Se), 758 ppm (Sn), 1950 ppm (Te), 5393 ppm (Bi); comparison with roquesite from other deposits.*

Site	Analyses	Cu	Fe	Mn	Zn	In	S	Ag	Cd	Bi	Total
Théorique		*26,20*	*0,00*	*0,00*	*0,00*	*47,35*	*26,45*	*0,00*	*0,00*	*0,00*	*100,00*
Charrier (2021)	8	26,63	0,28	nd	0,24	46,75	26,54	< ld	< ld	< ld	100,61
Charrier (1963)	1	26,80	traces	nd	traces	47,80	27,30	nd	nd	nd	101,90
Lautaret (1973)	1	26,80	nd	nd	nd	47,20	27,80	nd	nd	nd	101,80
Akenobe (1968)	1	24,90	1,80	0,20	0,10	46,30	25,70	nd	nd	nd	99,00
Lindbom (2013)	17	24,04	0,49	nd	1,54	47,13	26,17	0,04	0,05	nd	99,46
Mount Pleasant (2006)	2	26,45	0,35	0,00	0,78	46,51	26,37	0,00	0,07	0,12	100,53

Mount Pleasant (New Brunswick), et Lefebvre *et al.* (2019) dans le skarn d'Hammerlein (Erzgebirge, Allemagne), où roquesite et sphalérite à indium (plus de 5 % In) coexistent, et par Benites *et al.* (2022) à Ayawilca (Pérou). À Charrier, le rapport $In_{ppm}/Zn_{\%}$ est bas (79 à 111 mesuré sur 5 échantillons de tailings représentatifs du minerai avec In = 8,3 à 13,5 ppm et Zn = 977 à 1330 ppm), et la roquesite cristallise, collectant presque tout l'indium disponible, puisque seule la rare tennantite en contient jusqu'à 0,84 %.

La roquesite est un minéral très rare signalé dans une dizaine de sites au monde. En France, elle est connue dans l'ancienne mine de cuivre du Lautaret (ou des Clochettes, Hautes-Alpes), les filons plombo–zincifères de La Telhaie (Morbihan) et d'Yvrandes (Orne), et à cassitérite de Vaulry (Haute-Vienne) (Cantinolle *et al.*, 1985). Sur le plan gîtologique, le plus proche de Charrier est le Lautaret, encaissé dans les rhyolites d'une série volcanosédimentaire dévono-dinantienne au contact d'un granite, avec une paragenèse proche à Cu–Sn–Bi–(In) à bornite dominante (Picot, 1973). Un autre minéral d'indium encore plus rare, la laforêtite $AgInS_2$, a été décrite dans un filon plombo–zincifère (Montgros, Haute-Loire : Meisser *et al.*, 1999).

À l'étranger, la roquesite a été décrite dans des gisements de cuivre–étain des Cornouailles anglaises en petites plages (20–50 µm) avec la sphalérite et la cassitérite (Cook *et al.*, 2011 ; O'Callaghan, 2011), à Akenobe au Japon (Kato et Shinohara, 1968), en Finlande, à Lindbom, district de Langban (Lindeberg, 2013), à Korsvik (Cook *et al.*, 2011), et à Mount Pleasant Nouveau-Brunswick (Sinclair *et al.*, 2006). (Tab. 5). De manière générale, l'indium est présent dans les paragenèses à Cu–As–Sn–W–Bi–Ag, notamment celles des gîtes à étain et cuivre avec bismuth subordonné de haute température : skarn, skarnoïde ou périgranitiques à Sn–(W)–Cu).

Ces éléments, associée à la forte teneur en indium de la cassitérite (jusqu'à 597 ppm : Lerouge *et al.*, 2017), appuient une origine magmatique de l'indium, comme pour l'étain et le bismuth. La proximité de gîtes à indium avec les « tufs anthracifères » du Tournaisien–Viséen du nord-est du Massif central pourrait suggérer un lien génétique avec ces roches mais en l'absence d'analyses d'indium, il ne s'agit là que d'une hypothèse qui serait intéressante à creuser.

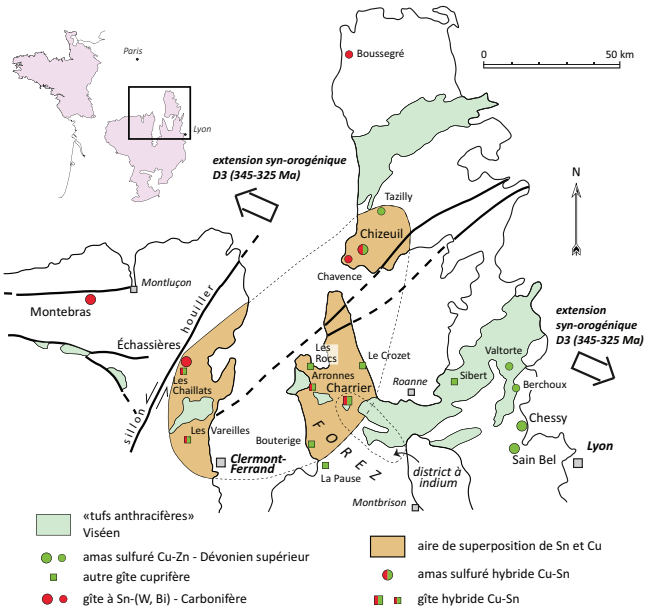


Fig. 13. Cuivre et étain du nord Massif central : principaux gîtes et gisements, aire de superposition des domaines à cuivre et à étain avec position de l'anomalie à indium.

Fig. 13. *Copper and tin in the northern Massif Central: main deposits and occurrences, superposition area of the copper and tin domains with position of the indium anomaly.*

8.3 Histoire métallogénique du nord Massif central

Charrier possède une paragenèse à cuivre–étain originale et unique qui pourrait résulter de la superposition de deux domaines métallogéniques, cuprifère et stannifère (Fig. 13). L'Est du Massif central est le secteur français le plus riche en cuivre (avec du zinc) ce qui se concrétise par les amas sulfurés cuprifères de Chessy, Sain-Bel (Lescuyer *et al.*, 1997 ; Marignac et Cuney, 1999) et Chizeuil (Cesbron *et al.*, 1985), ceux plus discrets de Valtorte et Berchoux, le probable

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

Tableau 6. Teneurs en indium des sphalérites des filons plombo–zincifères à barytine et fluorine de la Montagne bourbonnaise (d'après Johan, 1988).
Table 6. *Indium contents of sphalerites from lead–zinc barite and fluorite veins of the Bourbonnais Mountain (from Johan, 1988).*

Filon	Analyses	Moyenne (ppm)	Écart-type (ppm)	Maximum (%)
Grandchamp	38	3916	3342	1,05
Grésolles	16	2506	3908	1,01
La Mine (Juré)	18	4600	3200	0,92

porphyre cuprifère de Sibert (Icart *et al.*, 1980 ; Beaufort et Meunier, 1983), et les filons cuprifères de Montbrison, La Pause, les Rocs, Bouterige etc. Cette richesse en cuivre est probablement à relier aux abondantes roches mafiques océaniques anomales en cuivre (El Korh *et al.*, 2020), reliques de la subduction de l'océan rhéique au Dévonien supérieur (Faure *et al.*, 2008). La ceinture stannifère (avec W–Bi) est d'échelle continentale puisqu'elle s'étend des Cornouailles jusqu'en Bohème en lien avec les granites fini-orogénique stannifères (325 à 305 Ma). Dans le nord Massif central, elle se traduit notamment par les gîtes stannifères et tungstifères de Montebras et Échassières, Chavence et Boussegré (Marignac et Cuney, 1999 ; Marcoux *et al.*, 2021).

Cette superposition Cu–Sn s'exprime de façons variées. Elle donne des gîtes mixtes comme Charrier et Arronnes, ou des gîtes superposés comme Chizeuil, où un granite stannifère télescope un amas sulfuré cupro–zincifère dévonien, amenant la cristallisation de cassitérite, tennantite, stannite, énargite et vinciennite (Cesbron *et al.*, 1985). Cette superposition peut aussi aboutir à des filons Sn–(W) qui empruntent du cuivre à l'encaissant (Vareilles, Chavence, Échassières). Des gisements mixtes Cu–Sn peuvent donc exister dans une vaste « aire de superposition » allant du sud du Morvan jusqu'à la région de Clermont-Ferrand, notamment dans les lambeaux volcanosédimentaires du nord-Forez, préconcentrés en cuivre.

Sur le plan géodynamique, l'extension syn à tardi-orogénique (événement D3 : Faure *et al.*, 2008), démarre dès le Viséen (vers 340–345 Ma) dans le nord du Massif central et occasionne une importante fusion crustale, responsable de volcanisme felsique (les « tufs anthracifères ») et d'intrusions de granitoïdes. Cet événement D3 semblait peu minéralisé, le seul gisement notable certifié étant celui de tungstène de La Bosse (Harlaux *et al.*, 2018). Charrier, daté à 340 Ma, appartient donc aussi à cet événement D3 qui, sans être très fertile, semble générer un épisode stanno–wolframifère dans le Nord Massif central avec les gisements économiques d'étain à Charrier (340,7–332 Ma) et de tungstène (La Bosse à 333 Ma : Harlaux *et al.*, 2018). Il précède une métallogenèse stannifère multi-épisodes, plus étendue et plus économique, qui débute vers 320 Ma pour se terminer vers 280 Ma en Cornouailles (Simons *et al.*, 2016).

Cet épisode métallogénique à 340 Ma apporte aussi de l'indium qui s'exprime à Charrier mais aussi dans la sphalérite de filons plombo–zincifères (avec bismuth) régionaux comme Grandchamp, Grésolles et Juré (*cf.* Fig. 1) en teneurs atteignant 1,05 % In (Johan, 1988 ; Tab. 6). Ces filons, tous situés dans le « panneau structural d'Arfeuilles », dessinent un district à indium orienté NNW-SSE d'environ 30 km d'extension, de Charrier jusqu'à l'indice Pb–Ba d'Albieux, limité à l'est par la faille de la Limagne de Roanne, qui couvre l'essentiel des monts du nord-Forez. Ces filons à gangue de quartz, fluorine et barytine sont très similaires aux filons fluo–barytiques régionaux (Nizerolles, Arfeuilles, Haute-Ville ; *cf.* Fig. 1) et il serait judicieux de savoir si les sphalérites de ces grands filons sont à indium afin d'étendre éventuellement ce district.

Il est très vraisemblable que tous ces filons appartiennent, comme les filons tardifs de Charrier, à l'épisode fluo–barytique liasique (vers 200 Ma) ouest-européen bien représenté dans le Massif central (Marcoux *et al.*, 1990 ; Sizaret *et al.*, 2004). La présence de l'indium dans ces filons illustre le concept de permanence métallogénique (Routhier, 1980) : ce métal arriverait dans la croûte *via* les magmas au Mississippien pour former des gisements de type Charrier, avant d'être ensuite remobilisé et redistribué par les évènements hydrothermaux postérieurs Les dépôts épisodiques de wolframite sur plus de 40 millions d'années à Échassières (Harlaux *et al.*, 2018 ; Monnier *et al.*, 2021), pourrait être une autre illustration de cette permanence, pour le tungstène.

9 Conclusion

Charrier est un petit gisement atypique sur les plans minier (seul gisement mixte d'étain et de cuivre en France), minéralogique (absence de pyrite et présence de roquesite), et métallogénique (skarnoïde en contexte volcanosédimentaire). Son originalité pourrait résulter de son emplacement dans le nord-Forez, une zone-clé due à la superposition d'un secteur cuprifère et d'une vaste ceinture stannifère, bonifiée par une anomalie en indium. L'association à des microgranites suggère une mise en place superficielle et un lien avec des caldeiras n'est pas à écarter, ce qui autoriserait l'existence de gisements de type épithermal et, en profondeur, de porphyres cuprifères, type de gisement majeur auquel est rattachée l'occurrence minéralisée proche de Sibert (Icart *et al.*, 1980 ; Beaufort et Meunier, 1983).

Ce secteur du nord Massif central centré sur Charrier est donc une zone de convergence métallique porteuse de fortes potentialités pour cuivre, étain et indium. Sa connaissance mériterait d'être actualisée, avec en priorité un réexamen des sites minéralisés déjà connus, dans l'optique d'un renouveau minier national en phase avec la transition énergétique.

Matériel supplémentaire

Annexe 1 : Protocole analytique LA-ICP-MS / Appendix 1: Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment.

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

Annexe 2 : Données et résultats U/Pb par LA-ICP-MS / Appendix 2: LA-ICP-MS U/Pb data and results.
Annexe 3 : Plan de la mine en 1873 (amas 1 et 2 seuls connus) / Appendix 3: Map of the mine in 1873 (only lenses 1 and 2 known).
Annexe 4 : Procédé de traitement du minerai (d'après Picot, 1954) / Appendix 4: Ore treatment process (from Picot, 1954).
Annexe 5 : Photo d'un puits de la mine de Charrier (vers 1950) (coll. privée) / Appendix 5: Photo of one of the shaft of the Charrier mine (circa 1950) (private collection).

Le matériel supplémentaire est disponible sur http://www.bsgf.fr/10.1051/bsgf/2022019/olm.

Remerciements. Les auteurs remercient vivement Ida Di Carlo, Patricia Benoist-Julliot et Sylvain Janiek pour leur collaboration très efficace dans la préparation des échantillons et leur analyse au MEB et à la microsonde électronique, ainsi que Laurent Bailly (BRGM) pour nous avoir confié les échantillons de définition de la roquesite. Un grand merci également aux deux reviewers : leurs lectures très attentives ont permis d'améliorer sensiblement le manuscrit, et leurs remarques d'élever et d'enrichir le débat scientifique, but de toute contribution.

Références

Barton PB, Bethke PM. 1987. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. *American Mineralogist* 72(5-6): 451–467.

Beaufort D, Meunier A. 1983. A petrographic study of phyllic alteration superimposed on potassic alteration; the Sibert porphyry deposit (Rhône, France). *Economic Geology* 78(7): 1514–1527. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.78.7.1514.

Belissont R, Boiron MC, Luais B, Cathelineau M. 2014. LA-ICP-MS analyses of minor and trace elements and bulk Ge isotopes in zoned Ge-rich sphalerites from the Noailhac-Saint-Salvy deposit (France): Insights into incorporation mechanisms and ore deposition processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 126: 518–540.

Benites D, Torró L, Vallance J, Laurent O, Quispe P, Rosas S, *et al.* 2022. Geology, mineralogy, and cassiterite geochronology of the Ayawilca Zn–Pb–Ag–In–Sn–Cu deposit, Pasco, Peru. *Mineralium Deposita* 57(3): 481–507.

Bertaux J, Becq-Giraudon JF, Jacquemin H. 1993. Les bassins anthracifères de la région de Roanne (Loire, Massif central), marqueurs d'une activité tectonique durant le Viséen supérieur. *Géologie de la France* 4: 3–10.

Breiter K, Škoda R, Uher P. 2007. Nb–Ta–Ti–W–Sn–oxide minerals as indicators of a peraluminous P- and F-rich granitic system evolution: Podlesí, Czech Republic. *Mineralogy and Petrology* 91: 225–248.

BRGM. 1977. Carte des Gîtes minéraux de la France à 1/500 000e, feuille Lyon.

BRGM. 1981. Les ressources minières françaises. Tome 11 : Les gisements de cuivre. Document inédit, 102 p.

Cantinolle P, Laforêt C, Maurel C, Picot P, Grangeon J. 1985. Contribution à la minéralogie de l'indium : découverte en France de deux nouveaux sulfures d'indium et de deux nouvelles occurrences de roquesite. *Bulletin de minéralogie* 108(2): 245–248. https://doi.org/10.3406/bulmi.1985.7873.

Carr PA, Zink S, Bennett VC, Norman MD, Amelin Y, Blevin PL. 2020. A new method for U-Pb geochronology of cassiterite by ID-TIMS applied to the Mole Granite polymetallic system, eastern Australia. *Chemical Geology* 539. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119539.

Carvalho NJ, Relvas JMRS, Pinto AMM, Marques F, Rosai CJP, Pacheco N, *et al.* 2014. New insights on the metallogenesis of the Neves Corvo deposit: mineralogy and geochemistry of the zinc-rich Lombador orebody. *Goldschmidt Abstracts* 353, 8–13 June, Sacramento, California.

Černý P, Roberts WL, Ercit TS, Chapman R. 1985. Wodginite and associated oxide minerals from the Perless pegmatite, Pennington County, South Dakota. *American Mineralogist* 70: 1044–1049.

Cesbron F, Giraud R, Picot P, Pillard F. 1985. La vinciennite, une nouvelle espèce minérale. Étude paragénétique du gîte-type de Chizeuil, Saône-et-Loire. *Bulletin de minéralogie* 108: 447–456. https://doi.org/10.3406/bulmi.1985.7841.

Cheilletz A. 1988. Stratiform tungsten deposits: a review with implications for the Yxsjorberg-Sandudden deposits in Sweden. *Geologie En Mijnbouw* 67: 293–311.

Chew DM, Petrus JA, Kamber BS. 2014. U-Pb LA-ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. *Chemical Geology* 363: 185–199. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.11.006.

Cochrane R, Spikings RA, Chew D, Wotzlaw JF, Chiaradia M, Tyrrell S, *et al.* 2014. High temperature (> 350 °C) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 127: 39–56. https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.11.028.

Cook NJ, Ciobanu CL. 2001. Paragenesis of Cu–Fe ores from Ocna de Fier-Dognecea (Romania), typifying fluid plume mineralization in a proximal skarn setting. *Mineralogical Magazine* 65(3): 351–372.

Cook NJ, Sundblad K, Valkama M, Nygard R, Ciobanu CL, Danyushevsky L. 2011. Indium mineralisation in A-type granites in southeastern Finland: Insights into mineralogy and partitioning between coexisting minerals. *Chemical Geology* 284(1-2): 62–73.

Cuney M. 1978. Geologic environment, mineralogy, and fluid inclusions of the Bois Noirs-Limouzat uranium vein, Forez, France. *Economic Geology* 73(8): 1567–1610. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.8.1567.

Delfour J, Raber C, Barrier P, Genna A, Gagnaison C, Vautier Y. 2009. Notice explicative de la feuille Le Donjon. Éditions BRGM.

Einaudi MT, Burt DM. 1982. Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. A special issue devoted to skarn deposits. *Economic Geology* 77: 745–754.

El Korh A, Boiron MC, Cathelineau M, Deloule E, Luais B. 2020. Tracing metallic pre-concentrations in the Limousin ophiolite-derived rocks and Variscan granites (French Massif Central). *Lithos* 356-357: 105345.

Faure M, Monié P, Pin C, Maluski H, Leloix C. 2002. Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central: new $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb-Sr isotopic constraints on tne Hercynian syn-orogenic extension. *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch)* 91: 53–75. https://doi.org/10.1007/s005310100202.

Faure M, Bé Mézème E, Duguet M, Cartier C, Talbot JY. 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain. *Journal of the Virtual Explorer* 19, Paper 5.

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: TC2005. https://doi.org/10.1029/2007TC002115.

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

Faure M, Lardeaux JM, Ledru P. 2009. A review of the pre-Permian geology of the French Massif Central. *Comptes Rendus Géosciences* 341: 202–213.

Grolier J. 1971. Contribution à l'étude géologique des séries cristallophylliennes inverses du Massif Central français : la série de la Sioule (Puy de Dôme, Allier). *Mémoire BRGM* 64: 163.

Harlaux M, Romer RL, 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: 21–51.

Harlaux M, Marignac C, Mercadier J, Poujol M, Boiron MC, Kouzmanov K, *et al.* 2021. Multistage development of a hydrothermal W deposit during thes Variscan late-orogenic evolution: the Puy-les-Vignes breccia pipe (Massif Central, France). *BSGF Earth Sciences Bulletin (Special Issue Minéralisations périgranitiques, Ed. E. Marcoux)* 192: 33. https://doi.org/10.1051/bsgf/2021023.

Heaman LM. 2009. The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: An evaluation of three mineral standards. *Chemical Geology* 261(1): 43–52. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.021.

Heaman LM, LeCheminant AN. 1993. Paragenesis and U–Pb systematics of baddeleyite (ZrO_2). *Chemical Geology* 110: 95– 126.

Icart JC, Lacharpagne JC, Sider H, Walgenwitz F. 1980. Altération et minéralisation de « type porphyry » à Sibert (Rhône). *Chronique de la recherche minière* 455: 7–35.

Jackson SE, Pearson NJ, Griffin WL, Belousova EA. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211: 47–69.

Johan Z. 1988. Indium and germanium in the structure of sphalerite: an example of coupled substitution with copper. *Mineralogy and Petrology* 39: 211–29.

Kato A, Shinohara K. 1968. The occurrence of roquesite from the Akenobe mine, Hyogo prefecture, Japan. *Mineralogical Journal* 5 (4): 276–284.

Lé VT, Jeambrun M, Bouiller R. 1978. Carte géologique au 1/50 000e de Mayet-de-Montagne (671). Éditions BRGM.

Lefebvre MG, Rommer RL, Glodny J, Roscher M. 2019. Skarn formation and tin enrichment during regional metamorphism: the Hämmerlein polymetallic skarn deposit. *Lithos* 348-349: 105171. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105171.

Lerouge C, Gloaguen É, Wille G, Bailly L. 2017. Distribution of In and other rare metals in cassiterite and associated minerals in Sn ± W ore deposits of the western Variscan belt. *European Journal of Mineralogy* 29: 739–753.

Lescuyer JL, Leistel JM, Marcoux É, Milési JP, Thiéblemont D. 1997. Late Devonian-early Carboniferous peak sulphide mineralization in the Western Hercynides. *Mineralium Deposita* 33: 208–220.

Lin W, Faure M, Li XH, Chu Y, Ji W, Xue Z. 2016. Detrital zircon age distribution from Devonian and Carboniferous sandstone in the Southern Variscan Fold-and-Thrust belt (Montagne Noire, French Massif Central), and their bearings on the Variscan belt evolution. *Tectonophysics* 677-678: 1–33.

Lindeberg T. 2013. Indium analysis and small-scale distribution in sulphides from the Lindbom prospect, Langban area, Western Bergslagen ore province. Unpulished Uppsala University thesis.

Marcoux É. 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 recherche minière. Thèse de doctorat d'État, Université de Clermont-Ferrand II. Mémoire BRGM, n°117, 289 p. + annexes.

Marcoux É. 2017. Mines et ressources minérales en Armorique. Paris : Éditions Société de l'Industrie Minérale, 468 p.

Marcoux É, Faure M. 2021. Les minéralisations du Varisque français dans leurs contextes géostructuraux. *Géochronique* 157: 14–23.

Marcoux É, Pélisson P, Baubron JC, Lhégu J, Touray JC. 1990. Ages des formations filoniennes à fluorine-barytine-quartz du district de Paulhaguet (Haute-Loire, Massif central français). *Compte Rendus Académie des Sciences Paris* 311, série I: 829–835.

Marcoux É, Barré B, Pichavant M, Poujol, M. 2021. Âge et genèse de la coupole granitique à métaux rares (Sn, Li, Nb-Ta, W) de Montebras (Creuse, Massif central français). *BSGF – Earth Sciences Bulletin (Special Issue Minéralisations périgranitiques Ed. E. Marcoux)* 192. https://doi.org/10.1051/bsgf/2020042.

Marignac C, Cuney M. 1999. Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. *Mineralium Deposita* 34: 472–504.

McDowell FW, McIntosh WC, Farley KA. 2005. A precise ^{40}Ar–^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical Geology* 214(3): 249–263. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.10.002.

Meinert LD, Dipple GM, Nicolescu S. 2005. World skarn deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 299–336.

Meisser N, Thelin P, Chiappero PJ, Maurel C. 1999. Laforêtite, $AgInS_2$, a new mineral of the chalcopyrite group from the Montgros mine, Haute-Loire, France. *European Journal of Mineralogy* 11: 891–897.

Michel J. 2007. Évolution othomagmatique et hydrothermale comparée des coupoles granitiques d'Échassières et de Montebras (Massif central français). Rapport de stage inédit Université d'Orléans, 44 p.

Monnier L, Salvi S, Melleton J, Bailly L, Béziat D, de Parseval P, *et al.* 2019. Multiple generations of wolframite mineralization in the Échassières district (Massif central France). *Minerals* 9(10): 637. https://doi.org/10.3390/min9100637.

Monnier L, Melleton J, Vanderhaeghe O, Salvi S, Lach P, Bruguier O, *et al.* 2021. Episodic precipitation of Wolframite during an orogen: the Échassières district, Variscan belt of France. *Minerals* 11: 923. https://doi.org/10.3390/min11090923.

Moyen JF, Laurent O, Chelle-Michou C, Couzinié S, Vanderhaeghe O, Zeh A, *et al.* 2017. Collision vs. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos* 277: 154–177.

Nosenzo F, Manzotti P, Poujol M, Ballèvre M, Langlade J. 2022. A window into an older orogenic cycle: P–T conditions and timing of the pre-Alpine history of the Dora-Maira Massif (Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology* 40(4): 789–821. https://doi.org/10.1111/jmg.12646.

O'Callaghan JW. 2011. The influence of magmatic processes on the geochemistry and mineralisation of indium in the Land's End pluton, Cornwall. BSc Applied Geology Camborne School of Mines, University of Exeter Cornwall Campus, Tremough, Penryn, Cornwall, TR10 9EZ, 67 p.

Olivier E. 1888. Mines de cuivre et galène argentifères de Charrier-Laprugne. Extrait de la Revue scientifique du Bourbonnais et du centre de la France. Moulins : Édition Imprimerie Auclaire, 12 p.

Paradis S. 2015. Indium, germanium and gallium in volcanic- and sediment-hosted base-metal sulphide deposits. In: Simandl GJ, Neetz M, eds. *Symposium on Strategic and critical Materials Proceedings, November 13–14, 2015, Victoria, British Columbia*. Geological Survey Paper 2015-3, pp. 23–29.

Paton C, Woodhead JD, Hellstrom JC, Hergt JM, Greig A, Maas R. 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11(3). https://doi.org/10.1029/2009GC002618.

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest

Picot P. 1954. Le gîte cupro-stannifère de Charrier. Thèse de doctorat, Université de Clermont-Ferrand, 88 p.

Picot P. 1973. Un nouvel indice de roquesite CuInS2 : Les Clochettes, col du Lautaret (Hautes-Alpes). *Bulletin de la Société française de Minéralogie et Cristallographie* 96: 319–320.

Picot P, Pierrot R. 1963. La roquésite, premier minéral d'indium, $CuInS_2$. *Bulletin de la Société française de Minéralogie et Cristallographie* 86: 7–14.

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(11): 2430–2442. https://doi.org/10.2138/am-2016-5736.

Reed MH, Palandri J. 2006. Sulfide mineral precipitation from hydrothermal fluids. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 61: 609–631.

Routhier P. 1980. Où sont les métaux pour l'avenir ? *Mémoire BRGM* 105: 410.

Schoene B, Bowring S. 2006. U–Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the $^{40}Ar/^{39}Ar$ standard MMhb. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151(5): 615.

Simons B, Shail RK, Andersen JCO. 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. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.010.

Sinclair WD, Kooiman GJA, Martin DA, Kjarsgaard. 2006. Geology, geochemistry and mineralogy of indium resources at Mount Pleasant, New Brunswick, Canada. *Ore Geology Reviews* 28: 123–145.

Sizaret S, Marcoux É, Jébrak M, Touray JC. 2004. The Rossignol fluorite vein, Chaillac, France: Multiphase hydrothermal activity and intra-vein sedimentation. *Economic Geology* 99: 1107–1122.

Sláma J, Kosler J, Condon DJ, Crowley JL, Gerdes A, Hanchar JM, *et al.* 2008. Plesovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249(1-2): 1–35.

Stacey JS, Kramers JD. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26: 207–221.

Sugaki A, Kitakaze A, Hayashi K. 1984. Hydrothermal synthesis and phase relations of the polymetallic sulfide system, especially on the Cu–FeBi–S system. In: Sunagawa I, ed. *Materials Science of the Earth's Interior*. Tokyo: Terra Science Publishing Co, pp. 545.

Thomson SN, Gehrels GE, Ruiz J, Buchwaldt R. 2012. Routine low-damage apatite U/Pb dating using laser ablation–multicollector–ICPMS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13: Q0AA21.

Tindle AG, Breaks FW. 1998. Oxide minerals of the separation rapids rare-element granitic pegmatite group, Northwestern Ontario. *The Canadian Mineralogist* 36: 609–635.

Touray JC, Marcoux É, Hubert P, Proust D. 1989. Hydrothermal processes and ore-forming fluids in the Le Bourneix gold deposit, Central France. *Economic Geology* 84: 1328–1339.

Vanderhaeghe O, Laurent O, Gardien V, Moyen JF, Gébelin A, Chelle-Michou C, *et al.* 2020. Flow of partially molten crust controlling construction, growth and collapse of the Variscan orogenic belt: the geologic record of the French Massif Central. *BSGF – Earth Sciences Bulletin* 191: 25. https://doi.org/10.1051/bsgf/2020013.

Vermeesch, P. 2018. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers* 9(5): 1479–1493. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001.

Warr LN. 2021. IMA-CNMNC approved minerals symbols. *Mineralogical Magazine* 85: 291–320.

Citation de l'article : Marcoux É, Poujol M, Wadier P. 2022. Le gisement à étain–cuivre–indium de Charrier (Allier) : un skarnoïde viséen (340 Ma) traceur de la métallogenèse varisque du nord Massif central, *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 193: 17.

Downloaded from http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/doi/10.1051/bsgf/2022019/5739619/bsgf_2022_193_17_220013.pdf
by guest