



HAL
open science

Âge et genèse de la coupole granitique à métaux rares (Sn, Li, Nb-Ta, W) de Montebbras (Creuse, Massif central français)

Eric Marcoux, Benjamin Barré, Michel Pichavant, Marc Poujol

► To cite this version:

Eric Marcoux, Benjamin Barré, Michel Pichavant, Marc Poujol. Âge et genèse de la coupole granitique à métaux rares (Sn, Li, Nb-Ta, W) de Montebbras (Creuse, Massif central français). Bulletin de la Société Géologique de France, 2021, Special Issue Minéralisation périgranitiques, 192, pp.16. 10.1051/bsgf/2020042 . insu-03184611

HAL Id: insu-03184611

<https://insu.hal.science/insu-03184611v1>

Submitted on 29 Mar 2021

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

Âge et genèse de la coupole granitique à métaux rares (Sn, Li, Nb-Ta, W) de Montebras (Creuse, Massif central français)

Éric Marcoux^{1,*}, Benjamin Barré¹, Michel Pichavant¹ et Marc Poujol²

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

² Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, CS74205, F-35042 Rennes Cedex, France

Reçu le 10 avril 2020 / Accepté le 2 décembre 2020

Résumé – La coupole de Montebras est un petit massif de granite à métaux rares (Sn, W, Li, Nb-Ta) situé au nord du Massif Central Français qui se met en place au Carbonifère supérieur dans un encaissant plus ancien, le granite de Chanon ($357,2 \pm 2,1$ Ma). Deux épisodes magmatiques, un microgranite ($316,1 \pm 4,3$ Ma) et un leucogranite albitique ($309,8 \pm 3,9$ Ma), sont distingués. Le second développe à son toit des formations de contact, notamment une puissante pegmatite stockscheider ($309,7 \pm 4,5$ Ma), passant vers l'est à des greisens à lithium et des filons plats de quartz stannifères anciennement exploités ($303,8 \pm 4,8$ Ma). Le dépôt de cassitérite (associée à la manganocolumbite) s'étale depuis la phase magmatique avec des cristaux disséminés dans le leucogranite, jusqu'à la fin de la phase pneumatolytique marquée par des filons de quartz stannifères. Cet étalement se traduit par une baisse progressive des concentrations en éléments-traces (Nb, Ta, Fe, Mn, Mg, Ti) dans la cassitérite mais sans que soit atteint le domaine des compositions typiquement hydrothermales. Lors de la phase pneumatolytique, la cassitérite est accompagnée de rare scheelite, de la rarissime qitianlingite et d'une wolframite fréquente dont la composition (hübnerite) indique une origine magmatique pour le métal et les fluides impliqués dans le dépôt du tungstène. La paragenèse à sulfures riches en Cu, As et Sn (löllingite, chalcopryrite, tennantite, stannoidite, mawsonite...) marque le passage à la phase hydrothermale et suggère une origine dans les roches encaissantes pour le cuivre et l'arsenic. L'événement fluo-barytique liasique se manifeste par l'apparition locale de fissures à fluorine violette, barytine et manganapatite. La coupole de Montebras fournit un exemple représentatif des granites à métaux rares de la chaîne varisque. Elle est contemporaine des autres magmas granitiques à éléments rares du nord Massif central avec lesquels elle présente des points de similitude mais aussi des différences. Sa mise en place pourrait relever d'un mécanisme de type *cauldron subsidence*.

Mots clés : Montebras / granite à métaux rares / stockscheider / pneumatolytique / cassitérite / manganotantalite

Abstract – **Age and genesis of the rare metals (Sn, Li, Nb-Ta, W) granite cupola of Montebras (Creuse, French Massif Central).** The Montebras cupola is a small massif of granite with rare metals (Sn, W, Li, Nb-Ta) located north of the French Massif Central which emplaced during the upper Carboniferous in an older host rock, the Chanon granite (357.2 ± 2.1 Ma). Two magmatic episodes, a microgranite (316.1 ± 4.3 Ma), and an albitic leucogranite (309.8 ± 3.9 Ma) are distinguished. The second develops contact formations at its roof, in particular a thick stockscheider pegmatite (309.7 ± 4.5 Ma), passing east to lithium greisens and tin-bearing flat quartz veins, previously exploited (303.8 ± 4.8 Ma). The cassiterite deposition (associated with manganocolumbite) spreads from the magmatic phase with crystals disseminated in leucogranite, until the end of the pneumatolytic phase marked by cassiterite-bearing quartz veins. This spreading is marked by a progressive drop in the concentrations of trace elements (Nb, Ta, Fe, Mn, Mg, Ti) in cassiterite but without reaching the domain of typically hydrothermal compositions. During the pneumatolytic phase, cassiterite is accompanied by rare scheelite, the rare qitianlingite and a frequent wolframite, the composition of which (hübnerite) indicates a magmatic origin for the metal and the fluids involved during the deposition of tungsten. The deposition of sulfides rich in Cu, As and Sn (löllingite, chalcopryrite, tennantite, stannoidite, mawsonite...) marks the transition to the hydrothermal stage and suggests an origin in host rocks for copper

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

and arsenic. The liasic fluorite-baryte event is manifested by the local appearance of veinlets with violet fluorite, baryte and manganapatite. The Montebbras dome provides a representative example of the rare metal granites of the Variscan orogen. It is contemporary with the other rare elements granitic magmas of the northern French Massif Central with which it presents similarities but also differences. Its emplacement could result from a mechanism of the cauldron subsidence type.

Keywords: Montebbras / rare metals granite / stockscheider / pneumatolytic / cassiterite / manganotantalite

1 Introduction

Les coupes granitiques porteuses de minéralisations à étain, tungstène, lithium, niobium-tantale et/ou uranium sont couramment appelées granites à métaux rares (GMR). Il s'agit toujours d'intrusions fini-orogéniques mises en place à faible profondeur. Trois environnements abritent ces objets minéralisés : leucogranites fréquemment accompagnés de filons à étain-tungstène, granites anorogéniques annulaires alcalins et intrusions subvolcaniques (Cuney *et al.*, 1992 ; Raimbault *et al.*, 1995 ; Gloaguen *et al.*, 2013).

En Europe occidentale, ces coupes sont associées à des leucogranites évolués mis en place lors de la collision finale de l'orogène hercynien, globalement entre 320 Ma et 290 Ma. Une discrète ceinture de granite à métaux rares existe au nord du Massif Central Français (Cuney *et al.*, 2002). Elle s'étend selon une bande est-ouest d'environ 230 km depuis Richemont à l'ouest jusqu'à Chavence à l'est, avec des âges de mise en place s'échelonnant de 317 à 300 Ma, et comprend notamment les deux coupes granitiques peralumineuses riches en phosphore-lithium-étain de Beauvoir-Échassières et de Montebbras (Cheilletz *et al.*, 1992 ; Cuney *et al.*, 1992 ; Raimbault *et al.*, 1995 ; Gloaguen *et al.*, 2013) et s'exprime sous des formes diverses telles que le petit stock granitique à topaze de Chavence (Mourey, 1985), le champ de pegmatites d'affinité LCT (lithium-césium-tantale) des Monts d'Ambazac (Deveaud *et al.*, 2015 ; Villaros et Pichavant, 2019) et leur équivalent volcanique, la rhyolite peralumineuse de Richemont (Raimbault et Burnol, 1998).

D'un point de vue structural, ces intrusions se positionnent dans l'unité para-autochtone du Massif central (Faure *et al.*, 2009), composée de puissantes séries métasédimentaires avec amphibolites, ou juste au-dessus de l'unité para-autochtone. Elles montrent en plus un lien spatial avec les grandes failles ductiles, comme le cisaillement tardi-hercynien globalement est-ouest de la Marche.

Cette étude porte sur la coupole de Montebbras, située sur la commune de Soumans en Creuse, 25 km à l'ouest de Montluçon. Les récents travaux scientifiques, ont apporté de nouvelles données géochronologiques et minéralogiques qui permettent de préciser les modalités de mise en place de cette coupole et d'actualiser ainsi le remarquable travail d'Aubert (1969).

2 Contexte économique

Montebbras fut exploité pour l'étain dès l'époque gallo-romaine. L'exploitation a repris sporadiquement à partir de 1859, amenant la modeste production de 190 tonnes d'étain et surtout de 2000 tonnes d'amblygonite, un phosphate de lithium (Li,Na)Al(PO₄)(F,OH), entre 1882 et 1907. En parallèle, l'extraction de kaolin et de feldspath débuta au début du

20^e siècle pour atteindre 40 kt de feldspath en 1964. En 1955, le BRGM s'intéresse à Montebbras pour le lithium et l'étain, mais ces travaux resteront sans suite. Aujourd'hui c'est le groupe Imerys qui exploite le «feldspath», en fait le leucogranite albitique blanc, très riche en feldspaths alcalins, pour une production d'environ 245 kt/an. Deux carrières contiguës, bientôt réunies, sont ouvertes : la grande carrière à l'est, en cours de remblaiement dans sa partie la plus orientale, et la nouvelle carrière, plus petite, récemment ouverte à l'ouest. Simplement broyé et criblé le leucogranite albitique est expédié sous l'appellation commerciale de RF4 à destination d'industriels céramistes.

Signalons que le leucogranite albitique de Beauvoir-Échassières dans l'Allier, est également exploité par Imerys mais pour le kaolin (environ 20 kt/an), avec environ 50–60 tonnes/an de cassitérite et columbo-tantalite récupérées en sous-produit.

3 Méthodes et techniques analytiques

Toutes les analyses, mis à part les datations par LA-ICP-MS, ont été réalisées, et les documents photographiques obtenus 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 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 (PK α), topaze (FK α), cassitérite SnO₂ (SnL α), hématite Fe₂O₃ (FeK α), MnTiO₃ synthétique (MnK α et TiK α), Nb (NbL α), Ta (TaL α) et W (WL α) métalliques, célestite SrSO₄ (SrK α), xénotime YPO₄ (YK α), LaPO₄ (LaK α), monazite CePO₄ (CeK α), vanadinite (ClK α), pyrite FeS₂ (FeK α et SK α), roquesite CuInS₂ et cuivre métal (CuK α), sphalérite ZnS (ZnK α), bismuth, sélénium et argent métalliques (BiL α , SeL α , AgL α), stibine Sb₂S₃ (SbL α), AsGa synthétique (AsL α). Un cristal homogène de cassitérite a servi de standard secondaire.

L'analyse par diffraction des rayons X (DRX) de la quartzlingite a été réalisée avec un diffractomètre Bruker D8 Advance à source de cuivre ($\lambda = 1,5406$) au CEMHTI, CNRS, Orléans.

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, colombo-tantalite 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 50 μm de diamètre, une fréquence de 5 Hz et une fluence de 5,8 J/cm², 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 30 μm de diamètre avec une fréquence de 3 Hz et une fluence de 5,5 J/cm² 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, Ballouard *et al.* (2018) pour le zircon et le tableau de l'Annexe B1.

Pour les datations sur colombo-tantalite et cassitérite, l'absence de standard primaire de même nature nous a contraint d'utiliser des standards primaires de natures différentes. Ainsi pour les colombo-tantalites nous avons utilisé le zircon GJ1 (Jackson *et al.*, 2004) comme standard primaire suivant la méthode décrite dans Fosso Tchunte *et al.* (2018). Les conditions pour l'ablation laser étaient de 40 μm , 4 Hz et 6,2 J/cm².

Pour la cassitérite, des publications récentes (Neymark *et al.*, 2018; Li *et al.*, 2019) ont démontré que la cassitérite peut être datée avec succès à l'aide du chronomètre U/Pb. Il n'existe cependant, à notre connaissance, aucun standard officiel disponible pour la datation LA-ICP-MS de la cassitérite. En effet, le protocole standard pour la datation U-Th/Pb in-situ nécessite l'utilisation d'un standard de matrice identique, car il a été démontré que cette technique peut être affectée par des effets de matrice (Sylvester, 2008). Dans leur récent article, cependant, Neymark *et al.* (2018) ont démontré que la cassitérite pouvait être datée par LA-ICP-MS sans avoir besoin d'un standard matriciel, tandis que Li *et al.* (2019) ont utilisé un standard «maison» de cassitérite (AY-4). Dans cette étude, nous avons décidé de suivre un protocole différent qui consiste à standardiser la cassitérite (SnO₂) avec la baddeleyite (ZrO₂), un autre oxyde. Afin de vérifier la pertinence de cette approche, nous avons analysé, comme standard secondaire, un grain de cassitérite magmatique du gisement d'Abbaretz âgé de ca. 318 Ma (Augier *et al.*, 2011; Tartèse *et al.*, 2011). Nous avons pour cela utilisé les conditions analytiques suivantes : 40 μm , 4 Hz et 6,2 J/cm². La baddeleyite Phalaborwa âgée de 2,06 Ga (Heaman et LeCheminant, 1993) a ainsi été utilisée comme standard primaire tandis que la cassitérite d'Abbaretz a été utilisée comme standard secondaire et a donné un âge concordia équivalent dans l'erreur à 324,5 ± 6,5 Ma (n=25; MSWD=3,1). Des informations supplémentaires sur ce protocole de datation sont disponibles dans l'Annexe A.

Dans tous les cas, les données brutes ont été traitées avec Iolite4 (Paton *et al.*, 2010, Paton *et al.*, 2011; 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 A, B et C.

4 Contexte géologique

Le secteur appartient au plateau d'Aigurande et à la chaîne de la Marche et comprend un empilement de nappes métamorphiques avec des micaschistes de l'unité du para-autochtone (PAU) à la base, des formations de l'unité inférieure des gneiss (UIG) et des migmatites de l'unité supérieure des gneiss (USG) au sommet, ensemble plissé selon des plis d'axe NE-SW à E-W et envahi de granites hercyniens (Faure *et al.*, 2009; Fig. 1). D'importantes zones de cisaillement, notamment celles de la Marche et de Boussac orientées E-W, découpent ces formations à la fin de l'Hercynien et contrôlent au moins en partie la mise en place de ces granites.

4.1 Granite de Chanon

Le granite de Chanon appartient à la branche nord-est du vaste massif de Guéret mis en place au début du Carbonifère (356 ± 10 Ma, Rb/Sr; Berthier *et al.*, 1979), et constitue l'encaissant de la coupole de Montebras. Il s'allonge sur 20 km selon un axe SW-NE et a une largeur de 5 km, coïncidant entre le cisaillement sénestre de la Marche au nord et le cisaillement dextre de Chambon au sud. Dans sa partie centrale, il est recoupé par deux intrusions de granites à 2 micas (Jalèches et Saint-Sylvain-Bas-le-Roc) et de granites à muscovite-tourmaline (Toulx-Sainte-Croix). C'est un granite peralumineux à biotite-cordiérite, de teinte gris-blanc à gris bleuté quand il est frais, à grain grossier et souvent à texture porphyroïde, avec quartz, biotite titanifère fréquemment chloritisée et riche en zircons, feldspaths et apatite. Le feldspath potassique montre une perthitisation forte en taches ou en veinules et l'albite est finement maclée montrant au cœur une fine altération micacée souvent remplacée par du feldspath potassique avec lequel elle forme parfois des myrmékites. On observe également de gros cristaux de fluorapatite automorphe et de cordiérite. La muscovite est rare, en inclusions dans l'albite et la biotite. Dans la carrière, il est fréquent d'observer ce granite en enclaves habituellement métriques (jusqu'à 15 m, observation d'Aubert, 1969), sillonnées de leucogranite albitique et noyées dans ce même leucogranite albitique.

4.2 Coupole de Montebras

La coupole de Montebras dessine une butte d'environ 1 km² (1,3 km sur 0,5 km) au sud-ouest du hameau éponyme, sur la commune de Soumans (Creuse; Fig. 2). Elle est formée de deux unités principales bien distinctes : un leucogranite albitique à métaux rares et un microgranite, dont les relations sont détaillées plus loin. Le leucogranite fut d'abord exploité dès 1909 dans la carrière des Roches (aujourd'hui comblée) ensuite plus à l'ouest dans la grande carrière d'Imerys puis dans la nouvelle carrière, les deux actuellement (2020) en cours d'unification (Fig. 3 et 4a). Il forme une enveloppe atteignant jusqu'à 50 m d'épaisseur en carrière couronnant le microgranite, probablement davantage en profondeur. Le contact du toit entre le leucogranite albitique et le granite encaissant de Chanon (Fig. 4b) est marqué presque en continu par des formations de bordure variées : pegmatite stockscheider

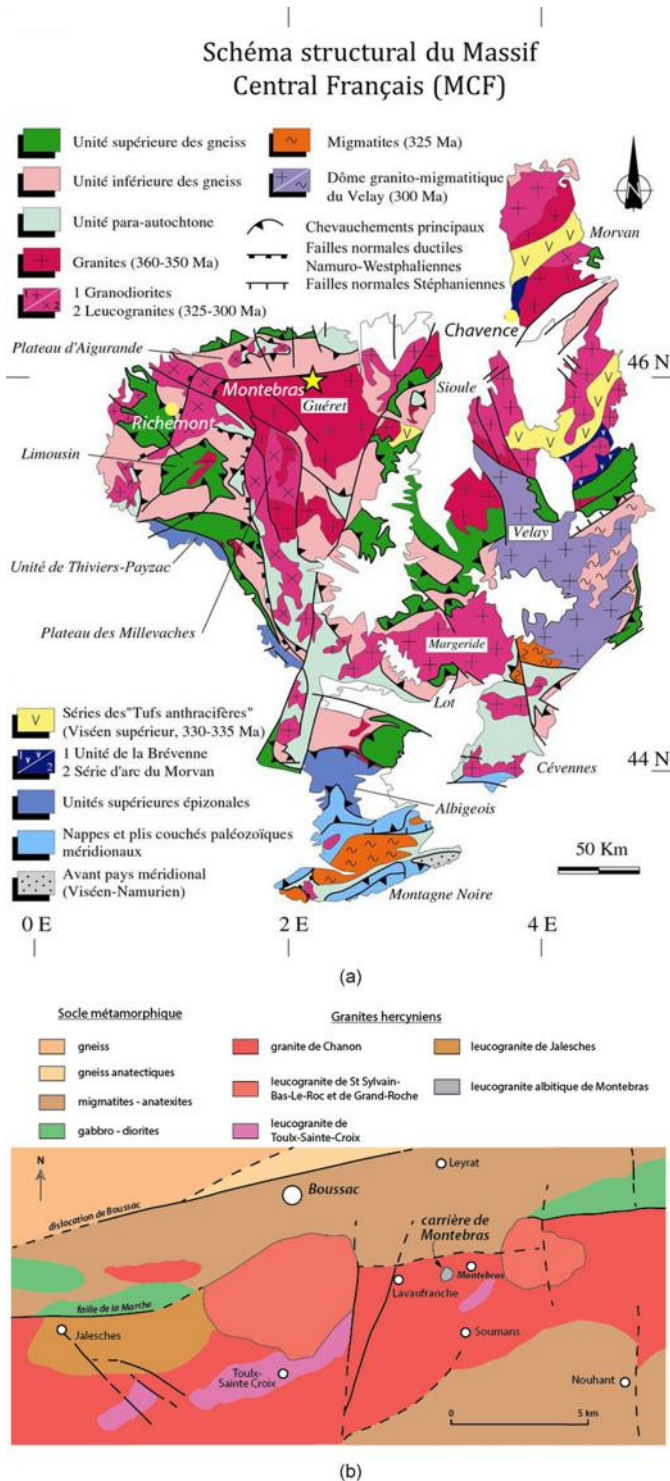


Fig. 1. (a) Situation de Montebbras dans le nord Massif central et (b) géologie locale (d'après Faure, 2014; Faure *et al.*, 2009, et la carte géologique de la France au 1/50 000^e, feuilles Aigurande et Boussac, éd. BRGM).

Fig. 1. (a) Location of Montebbras in the North of French Massif Central and (b) local geology (from Faure, 2014; Faure *et al.*, 2009, and geological mapping of France at 1/50 000, maps of Aigurande and Boussac).

spectaculaire (jusqu'à 15 m de puissance), greisens et filons plats de quartz stannifère, corps quartzeux massif (la *quartzglocke* d'Aubert, 1969), anciennement exploités pour le lithium et l'étain.

Le microgranite affleure sur la butte à la faveur d'un apex érodé 450 m à l'ENE de l'exploitation. Il y fut exploité pour moellons sous le nom de « porphyre » dans une carrière encore accessible. Dans l'exploitation actuelle, il apparaît à la sole de la grande carrière et forme deux « bulles » décimétriques, très vraisemblablement deux grandes enclaves, dans la nouvelle carrière. Macroscopiquement, le microgranite est une roche gris clair à gris-rosâtre à texture porphyrique marquée par des phénocristaux de quartz limpide (< 5 mm), de feldspath rose (0,5–2 cm) et de muscovite en rares petits agrégats concentriques remplaçant parfois des feldspaths, et de tourmaline dans une matrice microgrenue (Fig. 4c). Les phénocristaux de feldspath potassique sont riches en inclusions de muscovite tandis que la muscovite se développe à la périphérie de phénocristaux d'albite damouritisés. La matrice microgrenue est à quartz, muscovite, quartz et albite, avec apatite (0,05 à 0,5 mm) et topaze en cristaux corrodés, suggérant une cristallisation précoce.

D'un point de vue géochimique, le microgranite est très proche du leucogranite albitique avec des teneurs similaires en silice (~ 71 % SiO₂), aluminium (16,5–16,8 % Al₂O₃) et sodium (3,7–4,0 % Na₂O). Il ne se distingue vraiment que par des teneurs légèrement plus fortes en potassium (4,45 % K₂O au lieu de 3,70 %), en lithium (0,35 à 0,58 % Li₂O; Aubert, 1969) et, toujours selon Aubert, en fluor (> 1 % F).

Le leucogranite albitique forme une enveloppe de puissance variable (1 m à plus de 50 m) presque continue au moins dans la partie exploitée (Fig. 4d). Il montre sa puissance maximale dans la partie occidentale de la coupole au niveau des carrières Imerys, où certains sondages de plus de 50 m sont restés dans cette formation, suggérant la possibilité de « racines » à ces endroits. Au nord et à l'ouest de la carrière, les (rares) affleurements et le sondage BRGM MS 1 (1955) n'a recoupé que du granite de Chanon, montrant que le leucogranite plonge fortement et/ou s'arrête très rapidement. Vers l'est, les sondages (MS 4 et 11) et surtout l'omniprésence de formations de toit (exploitées pour lithium et étain) suggèrent très fortement que le leucogranite est sub-affleurant et se prolonge jusqu'à la butte de microgranite (Fig. 2). Mais les mauvaises conditions d'affleurements (bois denses et surtout nappes de déblais miniers anciens) empêchent toute observation directe. Signalons que le microgranite et la pegmatite stockscheider resurgissent respectivement dans le chemin creux et les champs environ 400 m au sud-est du hameau de Montebbras en un site connu sous le nom de microcoupole de Vendoueix (Aubert, 1969; Fig. 2). Des sondages anciens (BRGM, 1955) y ont confirmé l'existence sous le stockscheider d'une coupole de leucogranite albitique identique dont l'importance reste cependant à établir.

Dans les zones où il n'y a pas eu de réactions de contact de type greisen ou pegmatite stockscheider, le contact avec le granite de Chanon est franc. Les enclaves de granite de Chanon dans le leucogranite albitique sont communes et atteignent fréquemment une taille métrique (jusqu'à 15 m selon Aubert, 1969), résultat d'un phénomène de *magmatic stopping*. Elles montrent des contacts francs sans auréole réactionnelle. Celles

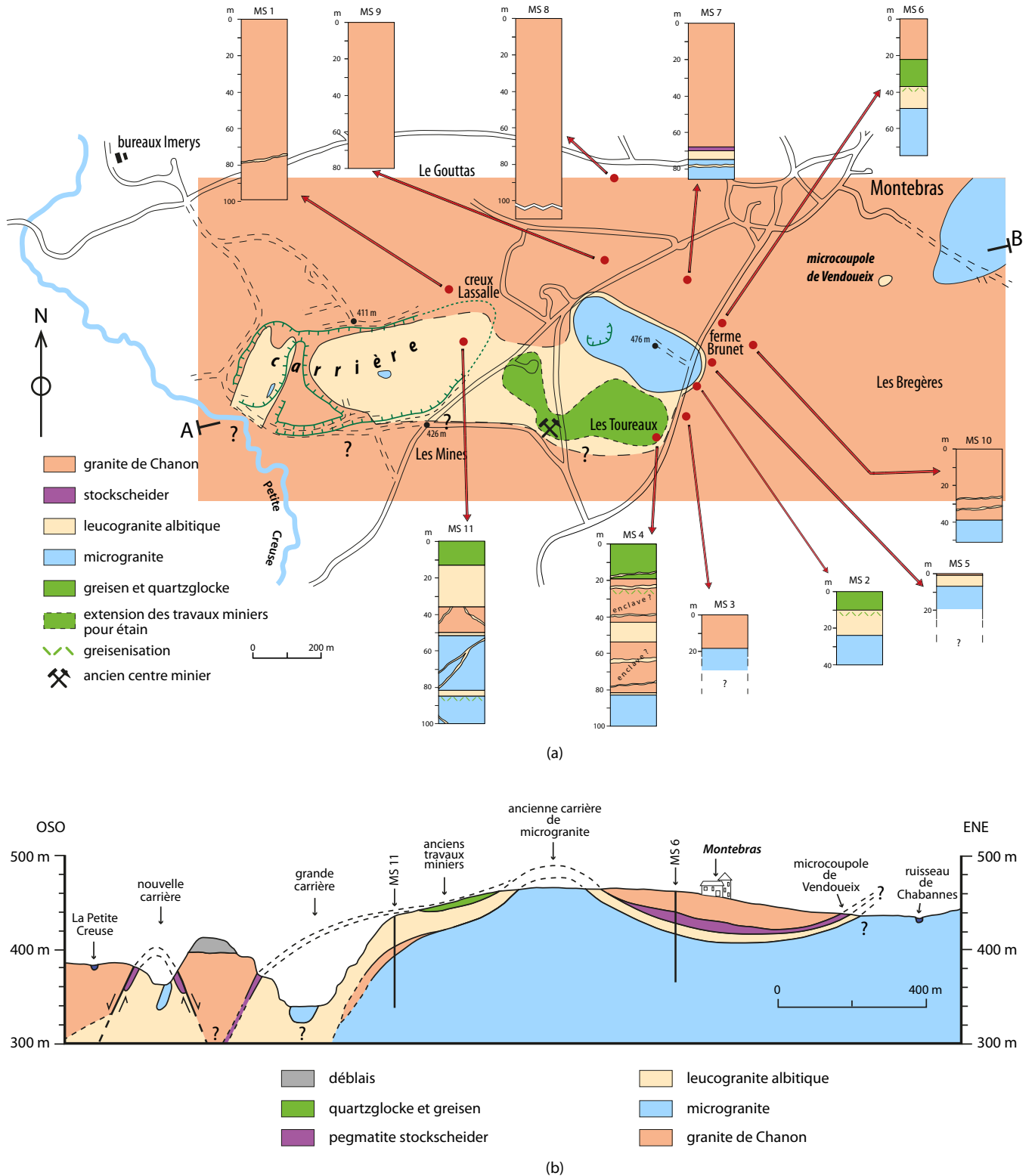


Fig. 2. Carte et coupe géologiques de Montebras avec position des anciens travaux miniers pour étain (d'après Aubert, 1969, documents Imerys et levés personnels). La pegmatite stockscheider n'a pas été représentée à cette échelle (sauf sur le sondage MS 7). Voir les figures 3 et 4.
Fig. 2. Geological map and cross section of Montebras with location of old mining works for tin (from Aubert, 1969, Imerys documents and personal data). At this scale, stockscheider pegmatite has not been represented (except on drill-core MS 7). See Figures 3 and 4.

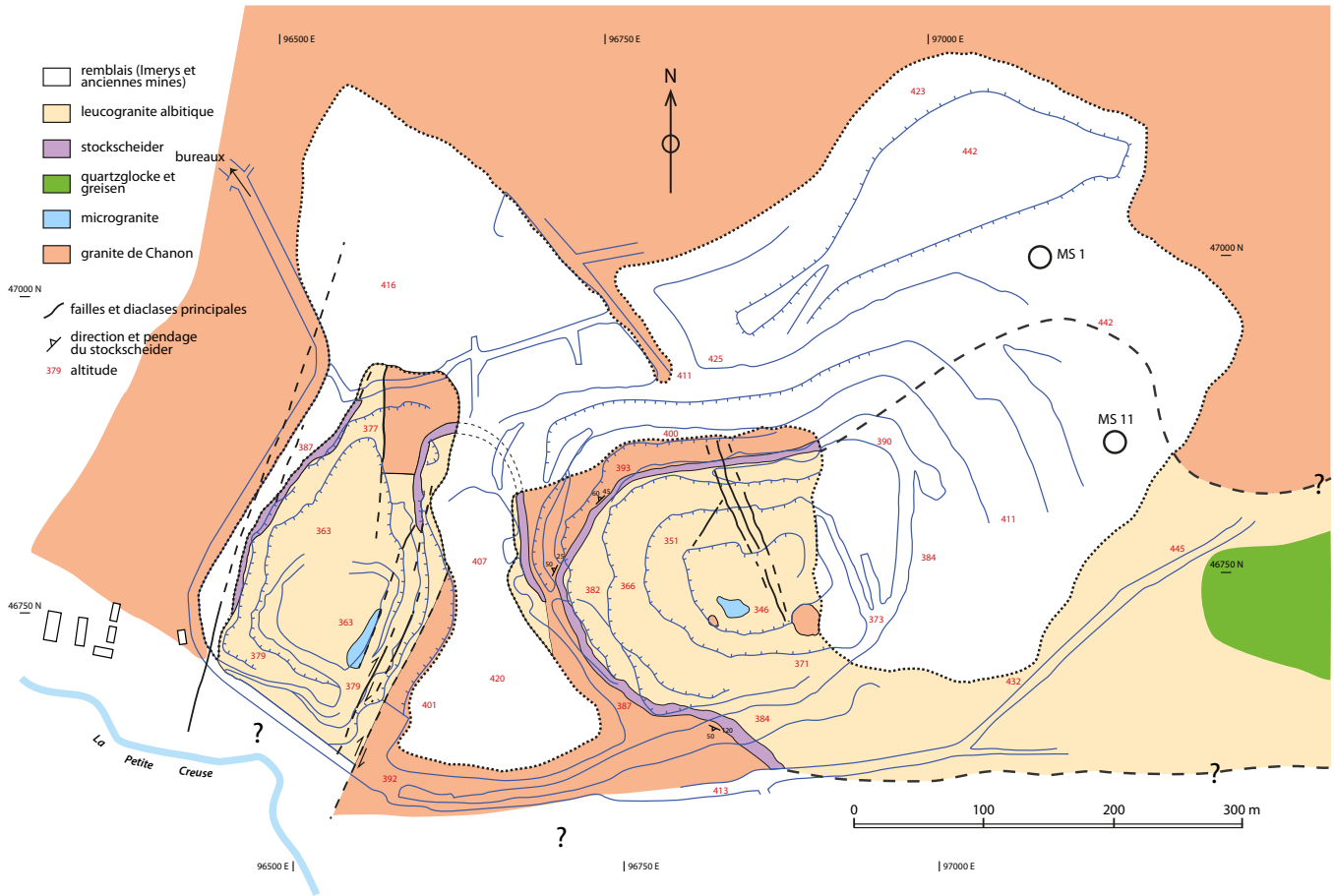


Fig. 3. Carte géologique détaillée des carrières de Montebras (situation à l'été 2019 ; d'après documents Imerys et levés personnels). MS 1 et 11 sont des sondages réalisés par le BRGM en 1955.

Fig. 3. Detailed geological map of Montebras quarries (situation in summer 2019; from Imerys documents and personal data). MS 1 and are drill cores done by BRGM in 1955.

de microgranite, plus rares et de grande taille, montrent une bordure réactionnelle de 2 cm maximum, démontrant la postériorité du leucogranite albitique (Fig. 4f). Les grandes enclaves de microgranite sont également recoupées par des filonnets de leucogranite albitique (Fig. 4e).

La texture du leucogranite est grenue, voire saccharoïde, assez fine (< 2–3 mm). La teinte est très claire, de blanche à légèrement rosée. Très localement, on observe des zones restreintes de teinte rouge lie-de-vin, aux limites très tranchées avec le faciès habituel, dont l'origine reste obscure. La minéralogie montre comme minéraux majeurs du quartz xénomorphe (20–30 %), du feldspath potassique blanc à rose (25–30 %), indépendant ou remplaçant partiellement de l'albite abondante (30–50 %) en longues lattes maclées, ainsi que des micas blancs lithinifères interstitiels (5 %). Ces « micas blancs » sont le plus fréquemment de la muscovite systématiquement riche en lithium et rubidium (0,32 % Li_2O et 0,46 % Rb_2O en moyenne), plus rarement du lépidolite à 4,50 % Li_2O et 1,7 à 2,2 % Rb_2O (Tab. 1). À proximité de la pegmatite stockscheider, on note d'abord un appauvrissement en ces deux éléments (0,14 % Li_2O et 0,34 % Rb_2O) avant un enrichissement au contact (0,45 % Li_2O et 0,61 % Rb_2O),

prélude à la cristallisation de micas lithinifères en plus grande quantité dans cette formation.

Une des caractéristiques de ce leucogranite albitique est la présence systématique de fins cristaux automorphes losangiques de cassitérite (40–140 μm en général), isolés ou en agrégats, plus rarement de columbo-tantalite. On observe aussi de l'apatite, en baguettes allongées, et du topaze très fluoré (18,07 % F ; Tab. 1) mais seulement près du contact avec la pegmatite stockscheider. Une kaolinisation diffuse mais très légère affecte l'essentiel de la roche. Sur des plans de diaclyse, il est assez fréquent d'observer de fins (5 mm) cristaux lamellaires d'autunite et de torbernite. Sur les fronts sud de la grande carrière sud, le leucogranite est localement zébré de minces filonnets (2–5 mm sur 20–30 cm) de quartz gris stérile qui correspondent à la fin de la cristallisation magmatique.

Géochimiquement, c'est un granite peralumineux (15,4 à 17,8 % Al_2O_3) sodipotassique (3,70 % K_2O et 3,90 % Na_2O), très pauvre en fer (0,20 % Fe_2O_3) et calcium (0,70 % CaO), mais riche en lithium (0,08 à 0,3 % Li_2O) et étain avec une teneur moyenne de 1470 ppm Sn (Aubert, 1969) confirmée par un échantillon représentatif analysé par le BRGM (1057 ppm Sn ; Gloaguen *et al.*, 2018).



Fig. 4. Montebras : la grande carrière et les principales formations rencontrées. (a) Vue générale de la grande carrière vers le nord-ouest au 19 décembre 2018, avec position des différentes entités géologiques. La ligne noire représente la pegmatite stockscheider séparant le leucogranite du granite de Chanon ; (b) Granite de Chanon, faciès porphyroïde du bord sud de la carrière ; (c) Microgranite (fond de la carrière) ; (d) Leucogranite albitique, faciès standard (RF4) ; (e) Microgranite recoupé par des filonnets de leucogranite albitique ; (f) Réaction minérale avec néocrystallisation d'albite au contact microgranite-leucogranite albitique ; (g) La pegmatite stockscheider marquant le contact entre le leucogranite (à gauche) et le granite de Chanon (droite) (bord sud de la carrière) ; (h) Filonnets de quartz à wolframite-scheelite-cassitérite-qitianlingite dans la pegmatite stockscheider en place (bord ouest de la carrière, mai 2019) ; (i) Placages de fluorine violette tardive dans diaclases du leucogranite albitique (mai 2019). Crédits photos : É. Marcoux sauf 4f (D. Duhamet, Imerys) et 4h (B. Barré).

Fig. 4. Montebras : view of the main quarry and main formations observed. (a) General view of the main quarry towards NW (19/12/2019), with location of the different geological units. Black line represents the stockscheider pegmatite, separating the leucogranite and the Chanon granite; (b) Chanon granite, porphyritic facies (south edge of the quarry); (c) Microgranite (bottom of the quarry); (d) Albitic leucogranite (regular facies called RF4); (e) Microgranite crosscut by albitic leucogranite veinlets; (f) Mineral reaction with newly crystallized albite at the contact microgranite- albitic leucogranite; (g) Stockscheider pegmatite marking contact between leucogranite (left) and the Chanon granite (right) (south edge of the quarry); (h) Quartz veinlets with wolframite-scheelite-cassiterite-qitianlingite within the stockscheider pegmatite (western edge of the quarry, May 2019); (i) Coatings of late purple fluorite on diaclasses of albitic leucogranite (May 2019). Credits : É. Marcoux except 4f (D. Duhamet, Imerys) and 4h (B. Barré).

Tableau 1. Composition chimique des granites du secteur de Montebbras ; (1) d'après [Aubert \(1969\)](#), (2) d'après [Michel \(2007\)](#) et (3) analyses IMERYS.**Table 1.** Composition of granites of the Montebbras district; (1) from [Aubert \(1969\)](#), (2) from [Michel \(2007\)](#) and (3) IMERYS analyses.

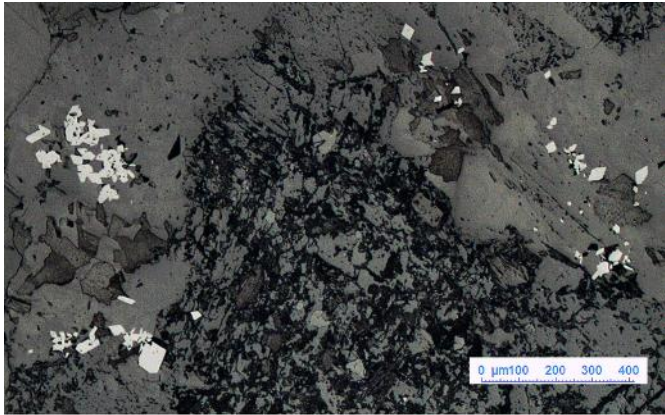
	leucogranite albitique			leucogranite albitique silicifié		pegmatite stockscheider	greisen		microgranite	
	carrière des Roches faciès standard (1)	grande carrière		grande carrière			grande carrière (2)	ferme Brunet (1)		Creux Lassalle (1)
		faciès standard (2)	grande carrière	grande carrière	contact stockscheider					
SiO ₂	72,90	73,50	70,69	79,81	81,81	61,82	44,90	53,06	71,31	71,09
Al ₂ O ₃	16,58	15,94	17,87	11,78	12,52	20,28	32,46	24,58	16,51	16,70
Fe ₂ O ₃	0,28	0,34	0,25	0,29	0,25	1,38	2,94	1,17	3,84	1,22
FeO	0,00	0,13	0,14	nd	nd	nd	nd	nd	0,48	nd
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	nd	0,35	0,18	0,09
MnO	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06	0,14	nd	0,28	0,10	nd
CaO	0,50	0,78	0,89	0,01	0,00	0,03	1,34	2,35	1,16	0,57
MgO	0,05	0,24	0,14	0,00	0,00	0,03	0,72	0,75	1,70	0,15
Na ₂ O	4,30	3,50	4,30	3,08	3,05	3,25	0,45	0,20	1,22	4,00
K ₂ O	3,90	3,80	3,70	1,69	1,85	7,81	11,00	7,70	8,07	4,40
Li ₂ O	0,30	0,09	0,08	nd	nd	nd	1,75	1,75	1,53	0,58
P ₂ O ₅	0,34	0,18	0,22	0,13	0,00	0,80	nd	0,98	nd	0,52
H ₂ O	0,00	0,20	0,22	nd	nd	2,81	4,75	2,55	nd	0
H ₂ O*	1,66	1,40	1,85	1,24	1,43	1,08	nd	nd	1,14	1,10
F	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	3,30	3,70	nd
Total	100,87	100,18	100,41	98,10	100,98	98,34	100,34	97,20	99,74	99,47

Au toit du leucogranite albitique, le contact avec le granite de Chanon se marque de façon presque continue par trois formations particulières : une pegmatite *stockscheider*, un niveau de quartz massif (*quartzglocke*) et des greisens. Près de ces contacts, le leucogranite albitique montre un enrichissement net en silice accompagné d'un appauvrissement en sodium (jusqu'à 0,83 % Na₂O au contact), potassium (jusqu'à 0,74 % K₂O) et aluminium (12,52 à 9,42 % Al₂O₃). Cette évolution se traduit par une surabondance de quartz (60–70 % contre 25 % dans le faciès standard), une damouritisation de l'albite et une nette raréfaction du feldspath potassique.

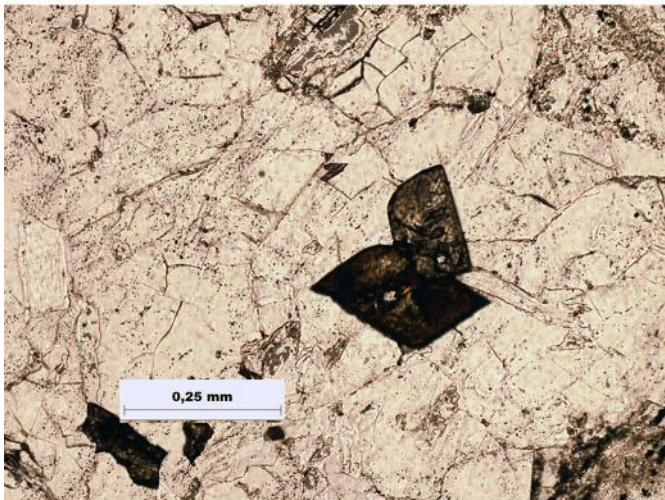
La pegmatite *stockscheider* assure le contact dans la partie occidentale de la coupole et est bien visible dans les carrières (Fig. 4g). Ce contact est ondulant et sa puissance variable : N 110° E à pendage 30° S pour une puissance de 1,20 m (bord sud), N 10 à 45° E à pendage 50–60° NW (bord ouest, puissance de 0,25 à 1 m). Sa puissance est de 0,5 à 2 m mais des puissances de 15 m ont été observées dans les zones apicales anciennement exploitées ([Aubert, 1969](#)). Il s'agit d'une pegmatite à orthose dominante (85 %), en très gros cristaux roses, à croissance perpendiculaire aux épontes, avec albite (10 %), quartz (2 %), agrégats de micas lithinifères polyolithionite et zinnwaldite (détermination par diffraction X ; 2 %), apatite, topaze, plages centimétriques de montebrasite-amblygonite, et par endroits une légère kaolinisation. La pegmatite montre aussi localement une paragenèse métallique à W-Sn-Cu-As qui sera détaillée plus loin (Fig. 4h et 4i). Au microscope, les grandes plages de feldspath potassique montrent une texture faiblement perthitique contenant des grains d'albite et de micas blancs. Par rapport au leucogranite albitique, sa composition est appauvrie en silice (61,82 % SiO₂) mais enrichie en aluminium (20,28 % Al₂O₃), potassium (7,81 % K₂O) et fer (1,38 % Fe₂O₃), notamment.

Vers l'est et le sud-est, ce *stockscheider* s'enrichit en quartz et passe progressivement à la *quartzglocke*, un filon-couche globalement horizontal composé presque entièrement de quartz blanc massif à petits cristaux de cassitérite, d'agrégats de muscovite, et de masses parfois imposantes d'amblygonite-montebrasite (jusqu'à 12 m d'extension sur 3 à 4 de large sur le versant sud de la coupole) ([Aubert, 1969](#)). Cette *quartzglocke* traduit un événement hydrothermal de haute température et serait donc légèrement postérieur à la pegmatite *stockscheider* qui signe la fin de la phase magmatique ([Aubert, 1969](#)). C'est dans ces deux formations de contact que l'exploitation minière souterraine pour étain et lithium (1882–1907) a surtout creusé un important réseau de galeries ([Aubert, 1969](#)).

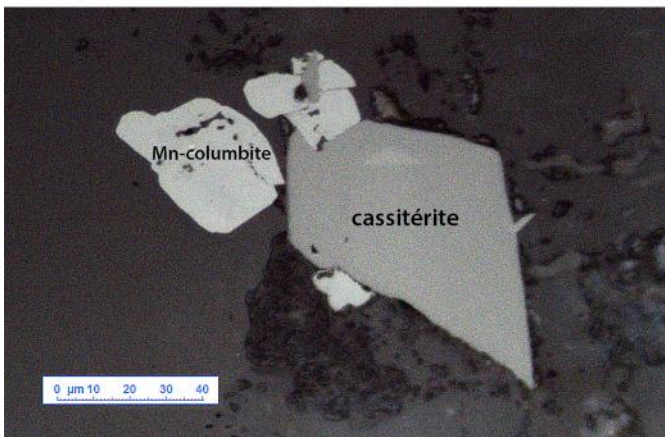
Plus localement, dans les zones apicales de la coupole où les fluides hydrothermaux sont focalisés, des greisens se développent aux dépens du granite de Chanon. Les biotites sont remplacées par un assemblage-quartz-muscovite. Selon [Aubert \(1969\)](#), leur puissance varie de 0,5 à 5 m sur le versant ouest à 10–15 m sur le versant est. Ils se composent de quartz et muscovite dominants, avec de très rares apatite, tourmaline,



(a)



(b)



(c)

Fig. 5. Cassitérite magmatique disséminée dans le leucogranite albitique. (a) Cristaux automorphes (gris clair; microscope par réflexion); (b) Idem (microscope par transmission); (c) Cristaux automorphes avec manganocolumbite (Mn-columbite); microscope par réflexion).

Fig. 5. Magmatic cassiterite disseminated within albitic leucogranite. (a) Idiomorphic crystals (light grey; reflected light microscope); (b) Idem (transmitted light microscope); (c) Idiomorphic crystals with manganocolumbite (Mn-columbite; reflected light microscope).

cassitérite fine (0,5 à 100 μm) et turquoise. Leurs teneurs en lithium sont élevées (1,53 à 1,75 % Li_2O).

5 Événements postérieurs

La coupole est affectée par trois familles de failles qui recoupent tous les granites précédents mais la perturbent globalement peu. La première famille orientée N 135-160° E à fort pendage E (75 à 82°) est bien visible dans la grande carrière. Bien que de rares stries indiquent un décrochement vers le sud (pitch de 12°), elle semble provoquer essentiellement un diaclasage localement assez serré. Une seconde famille N 18-35° E, à pendage 55-90° E est bien visible sur le bord est de la petite carrière, avec de nettes stries horizontales dénotant un décrochement dextre. La troisième famille, la plus importante, se compose de failles normales N 0-15° E, à pendage variable, souvent vertical. Elle délimite notamment le « coin » de granite de Chanon dans la petite carrière (contact ouest orienté N 7° E, pendage 48° W avec rejeu de 5 m), et occasionne un petit graben dissymétrique de 15 m d'extension sur les gradins sud de la grande carrière (bord est N 15° E pendage 70° W avec un jeu normal de 3 m, bord ouest N 15° E pendage 57° E avec un jeu de 5 m).

La coupole est traversée par des filonnets de fluorine violet sombre de faible puissance (5 cm maximum), généralement réduits à de simples placages sur le leucogranite albitique (Fig. 4j). Ces filonnets fluorés tapissent essentiellement les plans de fractures N 135-160° E et sont particulièrement resserrés au sein d'un couloir de faille de 25-30 m de puissance bien visible sur les niveaux 351 et 349 de la grande carrière. Outre la fluorine, ces filonnets montrent aussi de l'apatite violette (parfois en beaux cristaux automorphes de 1 cm), de rares cristaux de barytine blanche lamellaire, et très ponctuellement de petits (0,1-4 mm) cristaux lamellaires de phosphates d'uranium (autunite et torbernite). Les observations au microscope montrent que l'apatite et la fluorine diffusent dans le leucogranite albitique à partir de ces filonnets, générant un étroit couloir « calcique » à teneurs légèrement plus élevées en calcium (> 1 % contre 0,70 % en moyenne), repérable par des taches bleu-violacé de 2-5 mm disséminées dans la masse.

Ces filonnets relèvent très probablement de l'épisode fluo-barytique qui affecte tout l'ouest de l'Europe, et notamment le Massif central (gisements de Chaillac, Langeac, Maine...) vers 200 Ma (Marcoux *et al.*, 1990; Sizaret *et al.*, 2004).

6 Minéralisations

La minéralogie de la coupole de Montebas est célèbre depuis plus d'un siècle, les exploitations d'étain et de lithium ayant donné lieu à des découvertes minéralogiques notables, telle que la montebrasite $\text{LiAl}(\text{PO}_4)(\text{OH},\text{F})$, minéral découvert sur ce site en 1872 mais discréditée par l'IMA en 2005 et considérée depuis comme un mélange d'amblygonite et de wardite.

La richesse minéralogique comprend aussi des minéraux d'étain, de tungstène et de cuivre, ainsi que des silicates de lithium, pratiquement tous concentrés dans les formations de contact. Dans cet article, nous détaillerons surtout les minéralisations à wolframite et sulfures de cuivre nouvellement découvertes lors de l'exploitation moderne de la carrière.

Tableau 2. Analyses à la microsonde électronique de la cassitérite (1 ; Michel, 2007, avec W et In non analysés) et de la columbo-tantalite (2 ; Belkasmî et Cuney, 1998) disséminées dans le leucogranite albitique de Montebbras.

Table 2. Major and minor element composition determined by EPMA of cassiterite (1 ; Michel, 2007, with W and In no analysed) and columbo-tantalite (2 ; Belkasmî and Cuney, 1998) both disseminated in albitic leucogranite of Montebbras.

Cassitérite disséminée dans le granite albitique (1)													
										moyenne			
Ta ₂ O ₅	6.00	2.78	5.12	4.07	2.69	0.00	0.42	4.19	0.00	2.81			
TiO ₂	0.31	0.47	0.31	0.36	0.20	0.16	0.19	0.42	0.01	0.27			
FeO	0.74	1.01	1.14	0.82	0.65	0.00	0.10	0.54	0.02	0.56			
Nb ₂ O ₅	0.47	4.04	1.93	2.73	2.42	0.54	1.15	0.58	0.60	1.61			
MgO	0.07	0.09	0.10	0.08	0.06	0.07	0.05	0.06	0.07	0.07			
SnO ₂	92.25	89.85	89.80	90.77	92.58	99.76	97.71	94.16	99.46	94.04			
MnO	0.16	0.28	0.19	0.24	0.12	0.07	0.00	0.00	0.00	0.12			
Total	100.00	98.52	98.59	99.07	98.72	100.60	99.62	99.95	100.16	99.47			
Ta ⁵⁺	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00				
Ti ⁴⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00				
Fe ²⁺	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00				
Nb ⁵⁺	0.01	0.05	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01				
Mg ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Sn ⁴⁺	0.93	0.90	0.91	0.91	0.93	0.99	0.97	0.94	0.99				
Mn ²⁺	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Total	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00				
Sn+Ti+W	0.94	0.91	0.92	0.92	0.93	0.99	0.97	0.95	0.99				
Mn+Fe+Mg	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00				
Nb+Ta	0.05	0.07	0.06	0.06	0.05	0.01	0.01	0.04	0.01				
idem proche du contact avec le stockscheider (1)													
										moyenne			
Ta ₂ O ₅	3.28	0.44	0.14	3.62	3.69	4.46	4.01	4.51		3.02			
TiO ₂	0.27	0.09	0.28	0.40	0.39	0.00	0.25	0.10		0.22			
FeO	0.33	0.16	0.22	0.84	0.82	1.01	0.56	0.66		0.58			
Nb ₂ O ₅	0.15	0.81	2.49	2.87	3.01	2.83	2.22	1.84		2.03			
MgO	0.09	0.14	0.07	0.07	0.11	0.08	0.04	0.10		0.09			
SnO ₂	95.64	98.61	97.36	90.02	90.98	89.79	90.92	92.10		93.18			
MnO	0.16	0.00	0.09	0.17	0.22	0.23	0.20	0.17		0.16			
Total	99.92	100.25	100.65	97.99	99.22	98.40	98.20	99.48		99.26			
Ta ⁵⁺	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03					
Ti ⁴⁺	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00					
Fe ²⁺	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01					
Nb ⁵⁺	0.00	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02					
Mg ²⁺	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Sn ⁴⁺	0.96	0.98	0.95	0.91	0.91	0.91	0.92	0.92					
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Total	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00					
Sn+Ti+W	0.97	0.98	0.96	0.92	0.92	0.91	0.92	0.92					
Mn+Fe+Mg	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01					
Nb+Ta	0.02	0.01	0.03	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05					
idem au contact du stockscheider (1)													
										moyenne			
Ta ₂ O ₅	1.28	5.07	5.42	0.23	7.39	4.88	4.95	6.18		4.43			
TiO ₂	0.01	0.49	0.14	0.10	0.68	0.43	0.04	0.02		0.24			
FeO	0.19	0.76	0.82	0.08	0.86	0.54	0.66	0.90		0.60			
Nb ₂ O ₅	0.50	0.52	2.48	0.11	0.84	0.71	1.80	2.12		1.14			
MgO	0.11	0.06	0.09	0.11	0.11	0.09	0.05	0.05		0.08			
SnO ₂	98.09	91.50	91.09	96.47	89.03	92.66	92.26	89.40		92.56			
MnO	0.00	0.30	0.32	0.00	0.34	0.24	0.27	0.32		0.22			
Total	100.18	98.70	100.36	97.10	99.25	99.55	100.03	98.99		99.27			
Ta ⁵⁺	0.01	0.04	0.04	0.00	0.05	0.03	0.03	0.04					
Ti ⁴⁺	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00					
Fe ²⁺	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02					
Nb ⁵⁺	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02					
Mg ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Sn ⁴⁺	0.98	0.93	0.90	0.99	0.90	0.93	0.92	0.90					
Mn ²⁺	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01					
Total	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00					
Sn+Ti+W	0.98	0.94	0.90	0.99	0.91	0.94	0.92	0.90					
Mn+Fe+Mg	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	0.02	0.02	0.03					
Nb+Ta	0.02	0.05	0.07	0.00	0.06	0.04	0.05	0.06					
manganocolumbite disséminée dans leucogranite (2)													
	bord 1	cœur 1	bord 1'	cœur 2	bord 2	cœur 3	bord 3	cœur 4	bord 4	cœur 5	bord 5	bord 6	cœur 7
% pds													
Ta ₂ O ₅	49.68	15.50	48.27	21.83	43.99	25.02	45.12	16.55	41.20	26.97	53.51	56.27	26.85
TiO ₂	0.69	1.12	0.66	1.95	0.40	2.13	0.34	1.27	0.28	2.39	1.98	3.19	2.42
FeO	4.02	5.25	4.29	6.49	4.19	7.20	4.47	5.41	4.64	5.70	2.16	2.83	5.61
Nb ₂ O ₅	30.44	60.28	32.08	51.27	36.15	50.60	35.90	58.91	39.50	46.79	25.25	21.70	46.80
SnO ₂	0.38	0.26	0.27	0.62	0.15	0.67	0.18	0.31	0.09	0.68	0.61	1.37	0.59
MnO	11.84	14.34	12.04	12.14	12.60	11.31	12.71	14.31	12.87	12.06	13.79	12.55	12.21
WO ₃	0.00	1.89	0.09	2.64	0.17	2.29	0.00	2.44	0.05	3.25	0.26	0.00	3.02
Total	97.05	98.64	97.70	96.94	97.65	99.22	98.72	99.2	98.63	97.84	97.56	97.91	97.50
ofmu													
Ta ⁵⁺	0.97	0.26	0.94	0.38	0.84	0.43	0.85	0.27	0.76	0.47	1.06	1.12	0.47
Ti ⁴⁺	0.04	0.05	0.04	0.09	0.02	0.10	0.03	0.06	0.01	0.12	0.11	0.18	0.12
Fe ²⁺	0.24	0.27	0.26	0.35	0.24	0.38	0.26	0.27	0.26	0.31	0.13	0.17	0.30
Nb ⁵⁺	0.99	1.66	1.03	1.48	1.14	1.44	1.13	1.62	1.22	1.36	0.83	0.72	1.37
Sn ⁴⁺	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.04	0.02
Mn ²⁺	0.72	0.74	0.73	0.66	0.75	0.60	0.75	0.74	0.74	0.66	0.85	0.76	0.67
W ⁶⁺	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05
Total	2.97	3.02	3.01	3.02	2.99	3.01	3.02	3.01	2.99	2.99	3.00	2.99	3.00
Ta/(Ta+Nb)	0.49	0.14	0.48	0.20	0.42	0.23	0.43	0.14	0.38	0.26	0.56	0.61	0.26
Mn/(Mn+Fe)	0.75	0.73	0.74	0.65	0.76	0.61	0.74	0.73	0.74	0.68	0.87	0.82	0.69

6.1 Minéralisation disséminée dans le leucogranite albitique : Sn et Nb-Ta

Si l'essentiel de la minéralisation économique de Montebras est porté par la cassitérite et les phosphates de lithium de la *quartzglocke*, la cassitérite et la columbo-tantalite sont aussi très présentes en disséminations dans le leucogranite albitique.

La cassitérite s'y présente en petits prismes bipyramidés semi-opaques à forte biréfringence associés à la columbo-tantalite en cristaux sub-automorphes (Fig. 5). Une étude sur 102 cristaux de cassitérite montre que la taille varie de quelques microns à 540 μm , avec une fréquence maximale dans la tranche 40–85 μm et une autre population à 120–140 μm . Les analyses à la microsonde montrent la présence constante et significative, en plus de l'étain, de tantale (jusqu'à 7,4 % Ta_2O_5) et de niobium (jusqu'à 4,0 % Nb_2O_5), ainsi que de fer, manganèse et magnésium en teneurs faibles mais très constantes (0,60 % FeO, 0,16 % MnO et 0,08 % MgO) et de titane (moyenne de 0,2 % TiO_2) (Tab. 2). Il semble y avoir une évolution des teneurs moyennes en Ta_2O_5 (2,8 à 4,4 % pds), et dans une moindre mesure en FeO et MnO du leucogranite albitique sain vers le stockscheider. Les cristaux de cassitérite sont fréquemment zonés avec des bordures enrichies en Ta_2O_5 (jusqu'à 7,39 % au lieu de 0 % au cœur) et en Nb_2O_5 (2,9 % au lieu de 0,1 % au cœur). Les compositions se répartissent très bien le long d'une droite de solution solide cassitérite–tapiolite $(\text{Fe,Mn})(\text{Ta,Nb})_2\text{O}_6$, ce qui implique un remplacement de l'étain par ces différents métaux avec une substitution du type : $(\text{Fe,Mn,Mg})^{2+} - 2(\text{Ta,Nb})^{5+} \leftrightarrow 3\text{Sn}^{4+}$. Les cassitérites disséminées dans le granite de Beauvoir à Échassières montrent globalement les mêmes caractéristiques chimiques (Michel, 2007).

Comme la cassitérite, la columbo-tantalite apparaît également disséminée dans le granite mais demeure plus rare que celle-ci (proportion de 1 à 9 en moyenne). Les analyses réalisées (Belkasmî et Cuney, 1998) montrent que les teneurs en Ta et Nb varient fortement (13 à 56 % Ta_2O_5 et 25,5 à 49,9 % Nb_2O_5), de façon moindre pour Mn (11 à 13,9 % MnO) et Fe (4 à 7,5 % FeO) et qu'il s'agit donc majoritairement de manganocolumbites. La plupart sont zonées, avec un rapport Ta/(Ta+Nb) faible (0,1 à 0,3) au cœur, révélant une manganocolumbite assez pure, et fort (0,4 à 0,6) en bordure, passant parfois à la manganotantalite. Le titane atteint 3 % TiO_2 au cœur de certains cristaux et l'étain est présent (0,15 à 1,37 % SnO_2). Ces minéraux montrent ainsi des substitutions couplées $\text{Mn}^{2+}-\text{Fe}^{2+}$ et $\text{Ta}^{5+}-\text{Nb}^{5+}$, comme l'indiquent clairement les anticorrélations entre ces éléments. Le couple W^{6+} (et $\text{Ti}^{4+}-\text{Sn}^{4+}$) remplace aussi très partiellement $\text{Ta}^{5+}-\text{Nb}^{5+}$ dans le site dédié.

6.2 Minéralisation polymétallique des formations de bordure

La wolframite a été observée en place dans la pegmatite stockscheider du front ouest de la grande carrière (Fig. 6c et cf. Fig. 4h). Elle se présente dans les feldspaths roses en agrégats pluricentimétriques noirs de cristaux lamellaires (jusqu'à 1 cm) très allongés, à faciès aciculaire, tapissant la paroi de géodes jusqu'à les colmater. Le remplissage de ces géodes

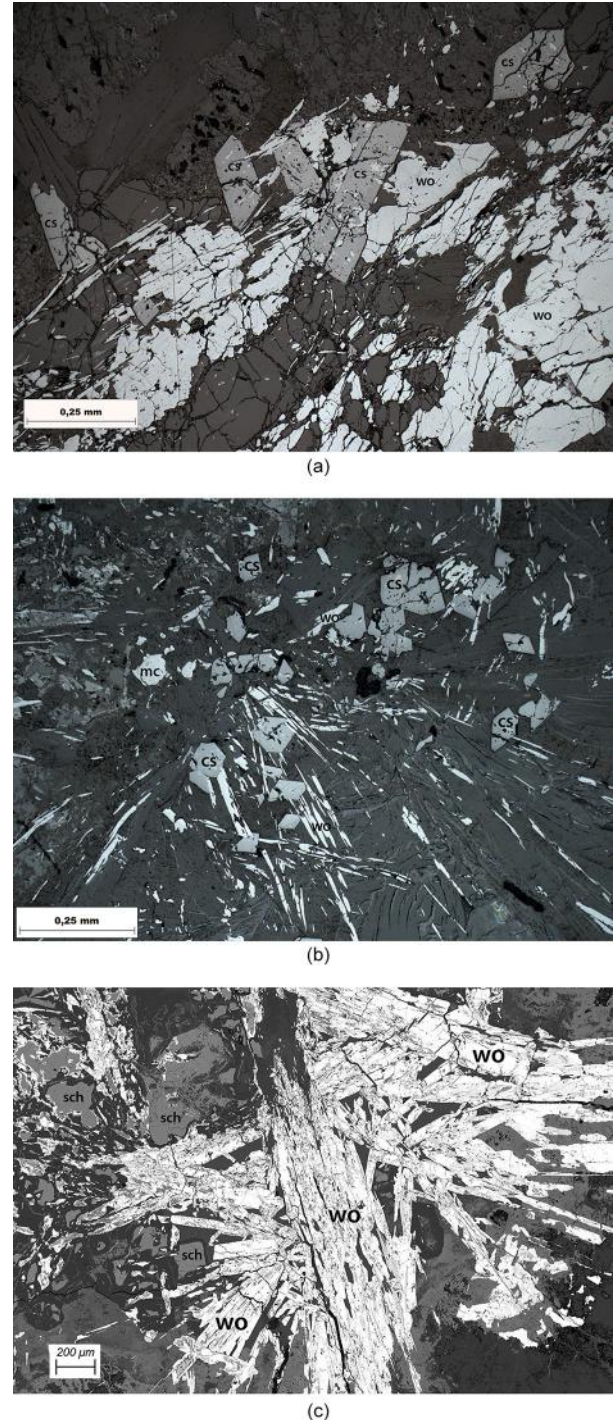
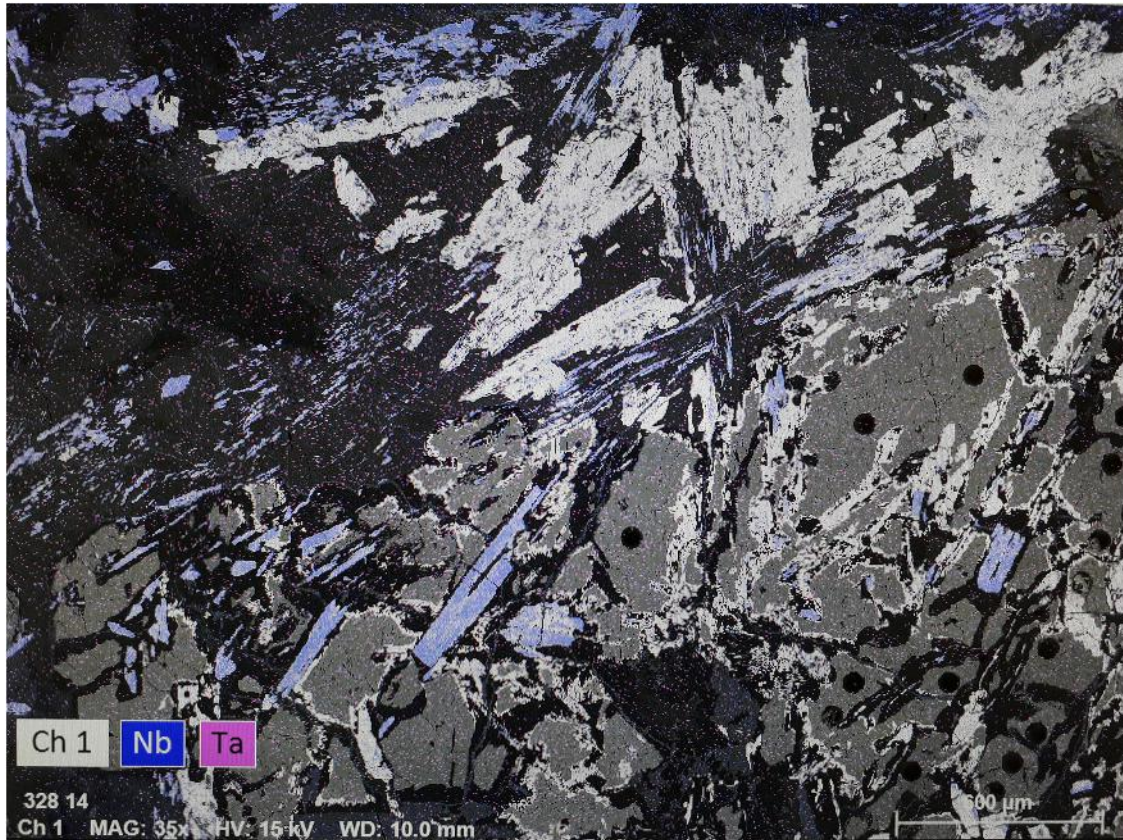
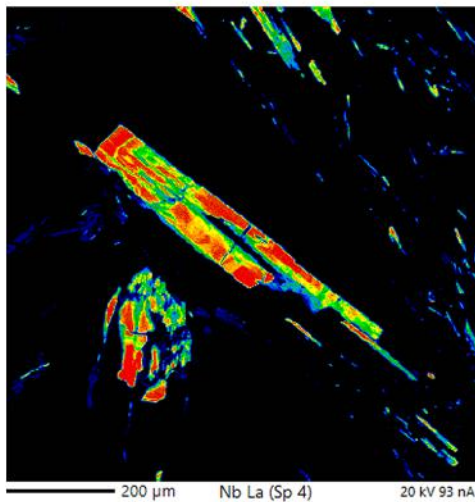


Fig. 6. Minéralisation à Sn-W-(Nb-Ta) de la pegmatite stockscheider (photos en lumière réfléchie). (a) Cristaux automorphes de cassitérite (cs) avec wolframite lamellaire (wo) dans gangue de quartz, feldspaths et micas (gris très sombre); (b) Idem avec manganocolumbite (mc); (c) Wolframite lamellaire (wo) avec plages de scheelite (sch).

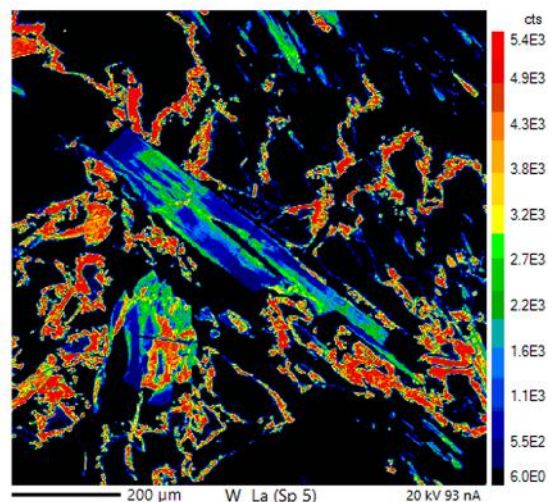
Fig. 6. Sn-W-(Nb-Ta) minerals from stockscheider pegmatite (reflected light microscope). (a) Automorphic crystals of cassiterite (cs) with lamellar wolframite (wo) in a gangue of quartz, feldspar and micas (very dark grey); (b) Idem with manganocolumbite (mc); (c) Lamellar wolframite (wo) with scheelite (sch).



(a)



(b)



(c)

Fig. 7. Habitus de la qitianlingite. (a) Cartographie élémentaire au MEB montrant les cristaux mixtes de qitianlingite-manganocolumbite (violets), wolframite (blanc-gris) et scheelite (gris sombre avec les impacts de laser pour datation ICPMS); (b) Cartographie élémentaire au MEB du grand cristal de qitianlingite-manganocolumbite visible sur (a) et montrant la répartition du niobium. Les zones riches en Nb (rouge à jaune) correspondent à la manganocolumbite, les zones pauvres (bleu et vert) à la qitianlingite; (c) Idem (b), montrant la répartition du tungstène. Les zones enrichies en W (vert) correspondent à la qitianlingite, les zones appauvries et dépourvues de W (bleu à violacé) à la manganocolumbite. Les zones très riches, rouges et orangées, sont de la wolframite.

Fig. 7. *Qitianlingite habits.* (a) MEB mapping (BSE) showing mixed crystals of qitianlingite-manganocolumbite (purple), wolframite (grey-white) and scheelite (dark grey with ICPMS laser impacts); (b) MEB mapping (BSE) made on the huge qitianlingite-manganocolumbite mixed crystal visible on (a) and showing niobium distribution. Nb-rich zones (red to yellow) is manganocolumbite, Nb-depleted zones (blue to green) is qitianlingite; (c) Idem (b), showing tungsten distribution. W-rich zones (green) is qitianlingite, W-depleted zones (bleu to purplish) is manganocolumbite. Very-rich zones (red and orange) are wolframite.

Tableau 3. Analyses à la microsonde électronique des oxydes des formations de contact, pegmatite stockscheider et filons stannifères (« quartzglocke ») (Mn et Mg sous le seuil de détection pour la cassitérite). Manganocolumbite et qitianlingite sont en intercroissance (cf. Fig. 7). Table 3. Major and minor element composition of mineral oxides from contact units (stockscheider pegmatite and Sn-bearing quartz veins, or quartzglocke) determined by EPMA (Mn and Mg below detection limit for cassiterite). Manganocolumbite and qitianlingite are intergrown (cf. Fig. 7).

Table with columns for mineral names (manganocolumbite 1, manganocolumbite 2, wolframite, Qitianlingite 1, Qitianlingite 2, Cassitérite (grands cristaux de la phase pegmatitique), Cassitérite (petits cristaux de la phase pneumatolytique), Cassitérite des filons stannifères ('quartzglocke')), rows for chemical elements (TiO2, MnO, FeO, Nb2O5, Ta2O5, WO3, etc.), and columns for concentrations (wt %, % pds, at %, etc.) and standard deviation.

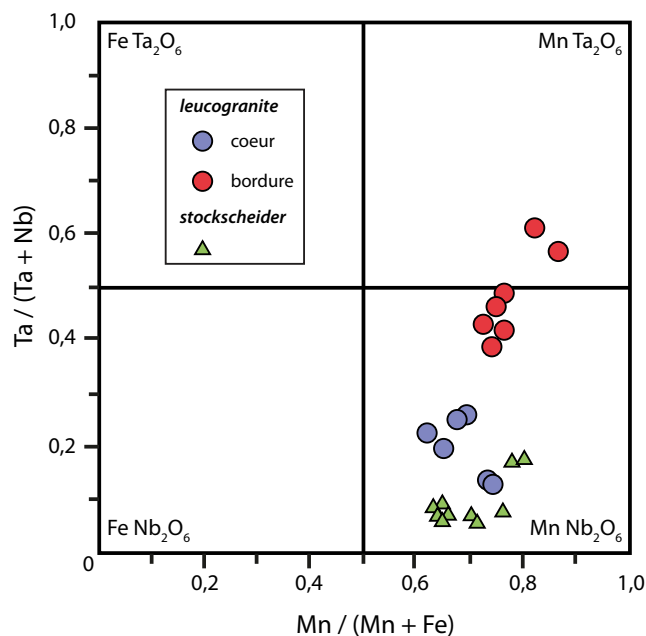


Fig. 8. Diagramme binaire Ta/(Ta+Nb)-Mn/(Mn+Fe) (% at.) montrant la composition des colombo-tantalites (colombo-tantalites disséminées dans le leucogranite d'après Belkasmî et Cuney, 1998). **Fig. 8.** Ta/(Ta+Nb)-Mn/(Mn+Fe) binary diagram showing columbite-tantalite compositions (disseminated colombo-tantalites from Belkasmî and Cuney, 1998).

montre aussi du quartz, parfois des masses centimétriques de montebasite (confirmée au RX), de la scheelite xénomorphe, des cristaux de cassitérite automorphe (Fig. 6), et de petites paillettes de polyolithionite et zinnwaldite. Un minéral rarissime, la qitianlingite, a également été observé (Fig. 7).

La wolframite est presque exclusivement de la hübnerite (10 analyses sur 11 ; Tab. 3), le pôle manganésifère de la wolframite, de formule structurale moyenne (Fe_{0,39}Mn_{0,61})WO₄. Elle montre des teneurs systématiques notables en niobium (0,51 à 3,46 % Nb₂O₅) et à un degré moindre en tantale (0,03 à 0,47 % Ta₂O₅). Le rapport H/F (Michaud et Pichavant, 2019) varie de 49,2 à 69,0 avec une moyenne à 60,6.

La scheelite est assez abondante en plages parfois sub-centimétriques. Elle semble fréquemment remplacée par la wolframite sur ses bordures, ce qui suggère son antériorité.

Un minéral rarissime, la qitianlingite (Fe₂Nb₂WO₁₀ d'après l'IMA, formule étendue à (Fe,Mn)₂(Nb,Ta)₂WO₁₀ par Anthony *et al.*, 1997) apparaît en cristaux lamellaires fins, indépendants ou en intercroissance avec la manganocolumbite, mesurant jusqu'à 550 × 95 μm (Fig. 7). D'abord identifiée à la microsonde, la qitianlingite a été confirmée par diffraction X, faisant de Montebas la 3^e occurrence mondiale de ce minéral. Son pouvoir réflecteur est très semblable à celui de la wolframite, peut-être très légèrement plus élevé mais proche de 17 (pour 540 nm), sans pléochroïsme visible, avec une anisotropie faible, bien inférieure à celle de la wolframite, très peu colorée dans les brun-verdâtre sombre et sans réflexions internes. Par rapport à la composition type (Anthony *et al.*, 1997), la qitianlingite moyenne de Montebas est plus manganésifère (15,69 % MnO au lieu de 6,01 %) que ferrifère (6,69 % FeO au lieu de 14,64 %), moins tantalifère (4,62 %

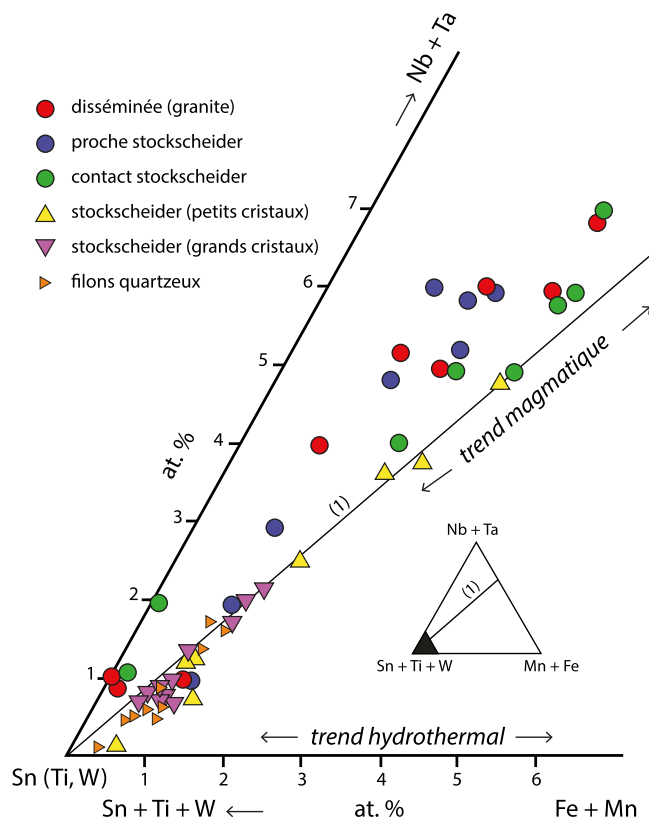


Fig. 9. Compositions des cassitérites dans le diagramme ternaire (Sn + Ti + W) - (Mn + Fe) - (Nb + Ta) (% at.). (1) représente la droite de substitution (Fe,Mn)²⁺ + 2(Nb,Ta)⁵⁺ ↔ 3(Sn,Ti)⁴⁺ d'après Černý *et al.* (1985). Les trends magmatique et hydrothermal sont d'après Tindle et Breaks (1998) et Breiter *et al.* (2007).

Fig. 9. Cassiterite compositions plotted in the at. (Sn + Ti + W) - (Mn + Fe) - (Nb + Ta) ternary diagram. (1) represents the (Fe, Mn)²⁺ + 2(Nb, Ta)⁵⁺ ↔ 3(Sn, Ti)⁴⁺ substitution line after Černý *et al.* (1985). Magmatic and hydrothermal trends drawn after Tindle and Breaks (1998) and Breiter *et al.* (2007).

Ta₂O₅ au lieu de 11,73 %) et corrélativement plus tungstifère (avec 38,31 % WO₃ au lieu de 32,30 % ; Tab. 3). Il semble coexister deux populations : une assez proche de la composition-type (avec 35,70 % WO₃), sauf pour le rapport Fe/Mn, et une seconde plus riche en tungstène marquée par un fort remplacement de Nb (qui chute de 36,27 % à 30,85 % Nb₂O₅) par W (qui croît de 35,70 % à 43,53 % WO₃), conduisant à la formule structurale (Fe_{0,61}Mn_{1,45})_{2,06}(Nb_{1,70}Ta_{0,14}Ti_{0,03})W_{1,10}O₁₀ en accord avec la formule étendue d'Anthony *et al.* (1997), avec le manganèse dominant sur le fer. Ses rapports Ta/(Nb + Ta) et Mn/(Mn + Fe) sont identiques à ceux de la manganocolumbite associée.

La colombo-tantalite est également présente, indépendante ou en intercroissances très fines avec la qitianlingite. Pour toutes les analyses sauf deux, il s'agit de manganocolumbite de composition variable (Nb₂O₅ de 55,69 à 68,05 % et Ta₂O₅ de 7,71 à 19,28 %) à teneurs erratiques en étain (jusqu'à 0,69 % SnO₂), mais systématiques et significatives en titane (0,24 à 1,80 % TiO₂) et surtout tungstène (4,36 à 10,30 % WO₃), suggérant une solution solide au moins partielle avec la

Tableau 4. Analyses à la microsonde électronique des sulfures de la pegmatite stockscheider. Éléments sous la limite de détection : Ag, Zn et Sb (pour la löllingite), As, Ag, Sb, Se, Bi (pour mawsonite, stannoidite et vinciennite).**Table 4.** Major and minor element composition of sulphides from the stockscheider pegmatite determined by EPMA. Elements below detection limit: Ag, Zn and Sb (for löllingite), As, Ag, Sb, Se, Bi (for mawsonite, stannoidite and vinciennite).

löllingite											moyenne	
S	0.25	0.34	0.21	0.22	0.10	0.09	0.04	0.17	0.01		0.16	
Fe	27.91	27.75	27.71	27.94	27.77	27.49	27.66	27.38	27.73		27.70	
As	70.17	70.79	70.67	70.62	70.89	71.24	71.29	71.10	71.08		70.87	
Se	0.24	0.29	0.28	0.28	0.36	0.32	0.29	0.20	0.25		0.28	
Bi	1.06	0.83	0.64	0.97	0.89	0.91	1.22	0.96	0.81		0.92	
Total	99.63	100.01	99.51	100.02	100.00	100.05	100.50	99.81	99.87		99.94	
% atom.												
S	0.55	0.73	0.45	0.46	0.22	0.19	0.08	0.37	0.03		0.34	
Fe	34.39	34.00	34.15	34.29	34.16	33.84	33.96	33.77	34.18		34.08	
As	64.45	64.66	64.92	64.62	64.99	65.36	65.26	65.36	65.30		64.99	
Se	0.21	0.25	0.25	0.24	0.31	0.28	0.25	0.18	0.22		0.24	
Bi	0.35	0.27	0.21	0.32	0.29	0.30	0.40	0.32	0.27		0.30	
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	
tennantite												
% pds												
S	28.71	29.33	28.96	28.96	28.44	29.12	28.64	29.21	28.88	28.98	28.92	
Fe	3.69	7.76	7.68	7.68	7.65	7.57	7.70	7.63	7.47	7.69	7.25	
Cu	43.12	43.66	43.63	43.60	43.62	43.67	43.51	43.54	43.55	43.83	43.57	
Zn	4.39	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.08	0.06	0.01	0.03	0.46	
As	19.22	19.70	19.72	19.81	19.84	19.65	19.37	19.67	20.01	20.23	19.72	
Se	0.10	0.06	0.05	0.08	0.11	0.08	0.12	0.07	0.08	0.06	0.08	
Ag	0.30	0.50	0.46	0.55	0.50	0.62	0.70	0.67	0.69	0.71	0.57	
Sb	0.21	0.05	0.02	0.00	0.03	0.00	0.16	0.15	0.19	0.10	0.09	
Bi	0.20	0.28	0.31	0.66	0.43	0.49	0.37	0.29	0.39	0.38	0.38	
Total	99.93	101.34	100.82	101.34	100.62	101.20	100.66	101.28	101.26	102.01	101.05	
% atom.												
S	45.44	45.49	45.23	45.15	44.72	45.36	44.97	45.42	45.09	44.93	45.18	
Fe	3.35	6.91	6.89	6.87	6.91	6.77	6.94	6.81	6.69	6.85	6.50	
Cu	34.43	34.17	34.38	34.29	34.61	34.32	34.46	34.15	34.30	34.28	34.34	
Zn	3.41	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.04	0.01	0.02	0.36	
As	13.02	13.07	13.18	13.22	13.35	13.10	13.01	13.09	13.37	13.42	13.18	
Se	0.07	0.04	0.03	0.05	0.07	0.05	0.07	0.04	0.05	0.04	0.05	
Ag	0.14	0.23	0.21	0.25	0.23	0.29	0.33	0.31	0.32	0.33	0.26	
Sb	0.09	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.07	0.06	0.08	0.04	0.04	
Bi	0.05	0.07	0.07	0.16	0.11	0.12	0.09	0.07	0.09	0.09	0.09	
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
mawsonite				moyenne		stannoidite				moyenne		vinciennite
S	30.10	29.76	29.82	29.89		29.75	29.73	29.52	29.66		30.75	
Fe	13.02	13.84	13.45	13.44		12.13	12.51	11.36	12.00		14.60	
Cu	44.30	44.16	43.44	43.97		39.45	38.70	38.62	38.92		38.86	
Zn	0.05	0.00	0.00	0.02		0.84	0.25	1.88	0.99		0.00	
As	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00		5.86	
Sn	13.78	13.69	13.84	13.77		18.27	18.23	18.81	18.44		9.06	
Bi	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00		0.57	
Total	101.26	101.44	100.55	101.08		100.43	99.42	100.18	100.01		99.70	
% atom.												
S	47.27	46.71	47.16	47.04		47.98	48.32	47.95	48.09		48.17	
Fe	11.74	12.47	12.21	12.14		11.23	11.67	10.59	11.17		13.13	
Cu	35.10	34.97	34.66	34.91		32.10	31.74	31.65	31.83		30.71	
Zn	0.04	0.00	0.00	0.01		0.66	0.20	1.50	0.79		0.00	
As	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00		3.92	
Sn	5.85	5.81	5.91	5.86		7.96	8.01	8.25	8.07		3.83	
Bi	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00		0.14	
Total	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

gitanlingite (Tab. 3 et Fig. 8). Il semble y avoir deux populations : $(\text{Fe}_{0,21}\text{Mn}_{0,80})(\text{Nb}_{1,58}\text{Ta}_{0,32}\text{W}_{0,08})_{1,98}\text{O}_{6,01}$ (2 analyses) et $(\text{Fe}_{0,32}\text{Mn}_{0,69})(\text{Nb}_{1,70}\text{Ta}_{0,13}\text{W}_{0,10}\text{Ti}_{0,06})_{1,99}\text{O}_{6,00}$ (8 analyses). Les compositions restent proches de celle des cœurs de la manganocolumbite disséminée du leucogranite albitique (Belkasmî et Cuney, 1998), avec une richesse supérieure en tungstène (maximum de 10,30 % WO_3 contre 3,25 % WO_3 maximum) et un rapport Ta/(Ta + Nb) faible

(<0,2). Dans ces manganocolumbites W^{6+} (et à un degré moindre Ti^{4+} - Sn^{4+}) remplace plus massivement Ta^{5+} et Nb^{5+} que dans les manganocolumbites disséminées du granite albitique. Deux autres analyses sont des manganotantalites mais proches de la limite avec la manganocolumbite.

Par rapport à la cassitérite disséminée dans le leucogranite, celle des formations de contact affiche des teneurs bien plus faibles pour tous les éléments autres que l'étain : niobium et

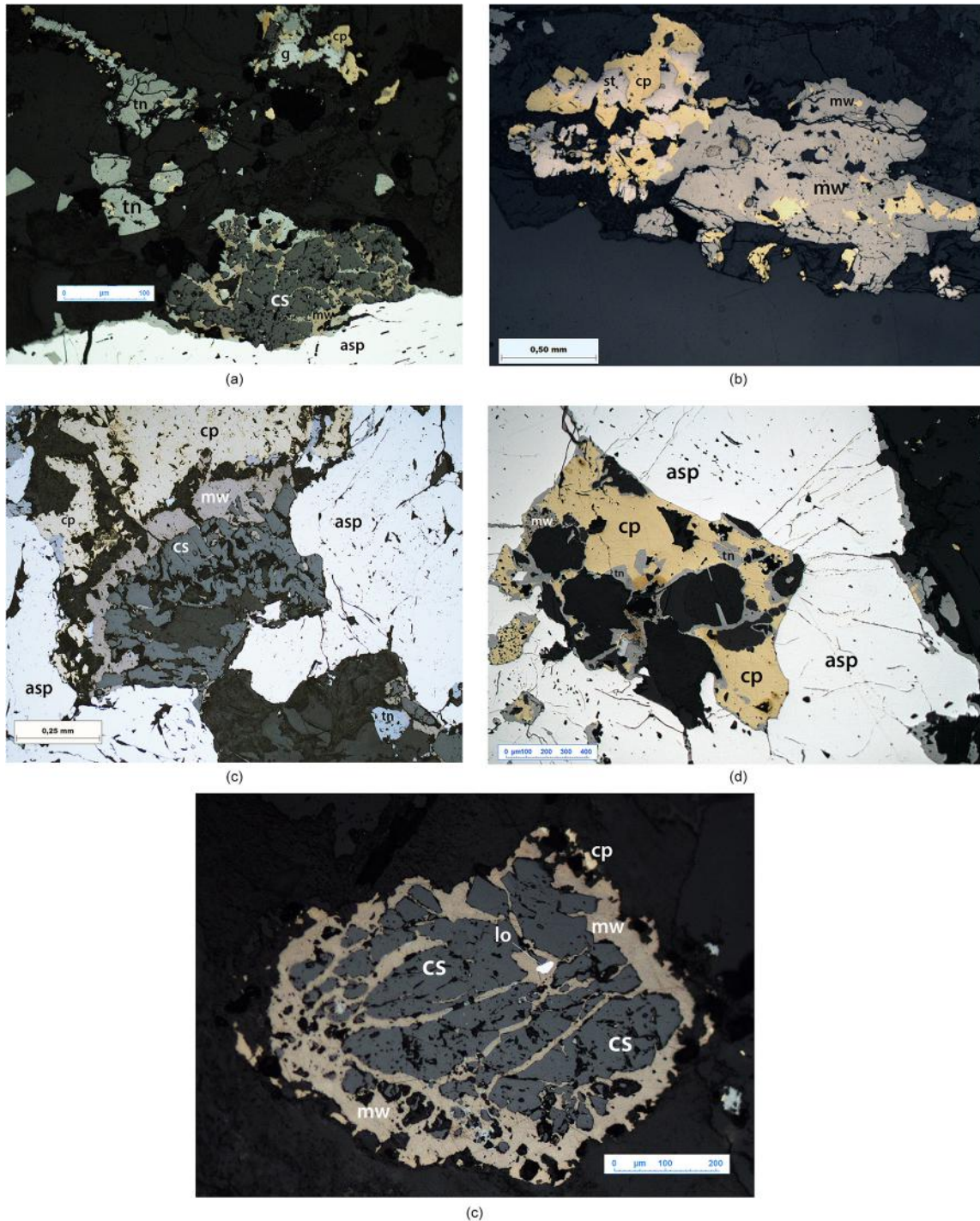


Fig. 10. Minéralisation à sulfures de la pegmatite stockscheider (photos au microscope métallographique). (a) Cassitérite (cs) avec mawsonite–stannoïdite (mw) et tennantite (tn) sur löllingite–arsénopyrite (asp) ; plages indépendantes à chalcopyrite (cp), tennantite (tn) et rare galène (g) dans quartz (noir) ; (b) Chalcopyrite (cp) avec mawsonite (mw) et stannoidite (st) dans quartz (noir) ; (c) Mawsonite (mw) en auréole de réaction entre cassitérite (cs) et chalcopyrite (cp), avec löllingite–arsénopyrite (asp) et tennantite (tn) ; (d) Chalcopyrite (cp), tennantite (tn) et rare mawsonite (mw) en bordure et dans un vide d’arsénopyrite–löllingite (asp), avec quartz (noir) ; (e) Grain fracturé de cassitérite (cs) remplacé par mawsonite (mw) avec rares inclusions de löllingite (lo, blanc) et chalcopyrite (cp).

Fig. 10. Sulphides mineralization of the stockscheider pegmatite (reflected light microscope). (a) Cassiterite (cs) with mawsonite–stannoidite (mw) and tennantite (tn) on löllingite–arsenopyrite (asp) ; independant patches are chalcopyrite (cp), tennantite (tn) and rare galena (g) within quartz (black) ; (b) Chalcopyrite (cp) with mawsonite (mw) and stannoidite (st) within quartz (black) ; (c) Mawsonite (mw) as reaction halo between cassiterite (cs) and chalcopyrite (cp), with löllingite–arsenopyrite (asp) and tennantite (tn) ; (d) Chalcopyrite (cp), tennantite (tn) and rare mawsonite (mw) on the edge and within a vug of arsenopyrite–löllingite (asp), with quartz (black) ; (e) Fractured grain of cassiterite (cs) replaced by mawsonite (mw) with rare inclusions of löllingite (lo, white) and chalcopyrite (cp).

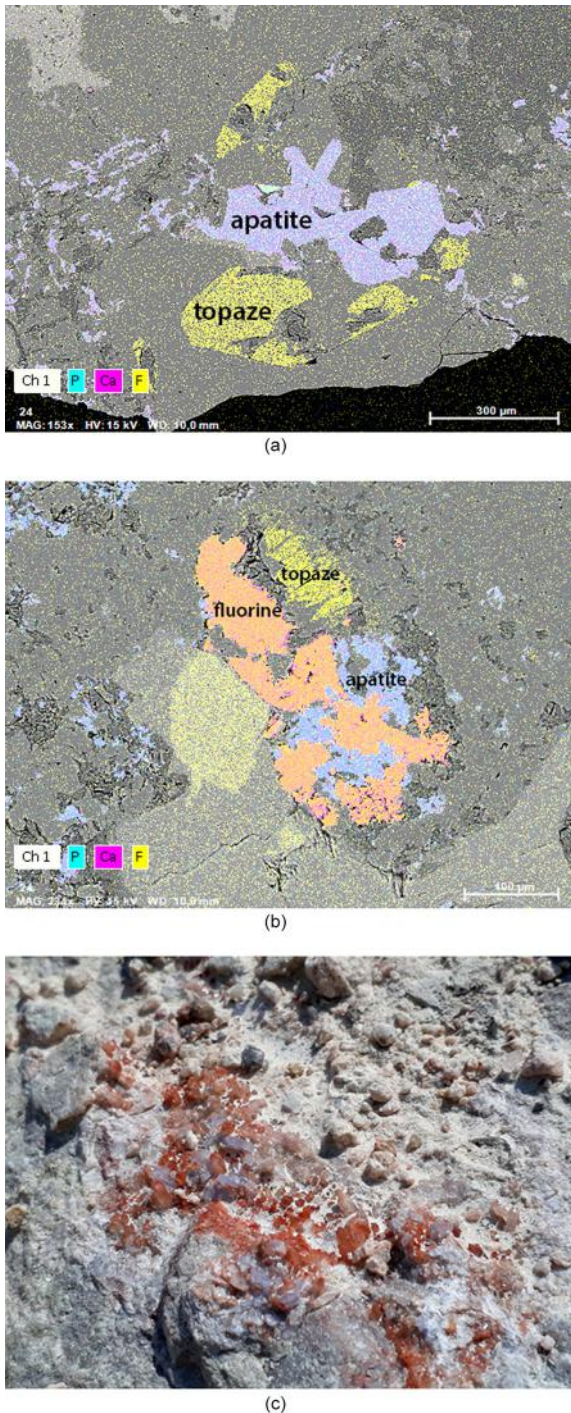


Fig. 11. Faciès de l'apatite. (a) Cristaux d'apatite magmatique avec topaze dans le leucogranite albitique (image MEB, électrons rétro-diffusés) ; (b) Apatite hydrothermale liasique avec fluorine imprégnant le leucogranite (avec topaze résiduelle) ; (c) Apatite hydrothermale liasique en cristaux automorphes violets (1 cm pour le plus grand cristal au centre) tapissant une diaclase du leucogranite albitique.

Fig. 11. *Apatite habits.* (a) *Magmatic apatite crystals with topaz within albitic leucogranite (MEB, backscattered electrons);* (b) *Liasic hydrothermal apatite with fluorite permeating albitic leucogranite (with residual topaz);* (c) *Purple automorphic crystals (1 cm for the biggest crystal in the center) of liasic hydrothermal apatite coating a leucogranite diaclase.*

tantale cumulés atteignent difficilement 1 %, tandis que Mg et Mn ont disparu et Fe est plus discret (0,24 à 0,56 % au lieu de 0,60 % FeO) alors que l'indium (non analysé dans la cassitérite disséminée) est en teneurs constantes (0,32 % In₂O₃ ; Tab. 3). À l'exception de l'indium, tous les éléments mineurs voient leurs teneurs diminuer progressivement depuis la phase magmatique jusqu'à la phase pneumatolytique-hydrothermale, au fur et à mesure que ce minéral devient plus abondant : tantale (1,41 à 0,14 % Ta₂O₅), niobium (1,18 à 0,71 Nb₂O₅), titane (0,30 à 0,16 % TiO₂) et fer (0,56 à 0,18 % FeO ; Fig. 9). Seul le comportement du tungstène est plus erratique.

Une minéralisation à sulfures de cuivre-étain a été observée sur le front nord de la grande carrière (niveau 382) sur de gros blocs peu déplacés de la pegmatite stockscheider. Elle se présente en filonnets quartzeux sécants sinueux, de puissance centimétrique sur 30 à 60 cm d'extension, fréquemment envahis et tapissés par de la fluorine et de l'apatite violettes (Fig. 10 et cf. Fig. 4i). La paragenèse se compose d'arsénopyrite et löllingite en plages pluri-millimétriques très fréquemment couronnée de tennantite, chalcopryrite et rare galène, pyrite et sphalérite accessoires ainsi que de fréquents cristaux de cassitérite fragmentés, corrodés et transformés en stannoidite Cu₅(Fe,Zn)₂SnS₈, mawsonite Cu₇Fe₂SnS₁₀ assez fréquente et rare vinciennite Cu₁₀Fe₄Sn(As,Sb)S₁₆. Covellite et bornite, ainsi que malachite et chrysocolle, tous issus de l'altération de minéraux cuprifères, sont également présents.

La löllingite (FeAs₂), chimiquement très homogène, est presque pure avec seulement des infratracés de soufre, sélénium et bismuth. Le cuivre gris est une tennantite ferrifère non argentifère, très proche aussi du pôle pur, de formule (Cu_{0,98}Ag_{0,08})(Fe_{1,89}Zn_{0,10})As_{3,83}S_{13,1} (Tab. 4). La stannoidite, Cu_{5,09}(Fe_{1,78}Zn_{0,12})Sn_{1,29}S_{7,69} est très proche de sa composition théorique, ainsi que la mawsonite, Cu_{6,98}Fe_{2,43}Sn_{1,17}S_{9,41}, alors que la vinciennite, bien plus rare, Cu_{9,60}Fe_{4,10}Sn_{1,20}As_{1,22}S_{15,05} (formule théorique Cu₁₀Fe₄[As,Sb]S₁₆) est purement arsénifère, sans antimoine, mais avec des traces de bismuth (0,57 % Bi). Aubert (1969) ne signale pas de sulfure dans la *quartzglocke*.

6.3 Composition des apatites

Il existe deux générations d'apatite à Montebbras, magmatique et hydrothermale (Fig. 11). L'apatite magmatique est un minéral accessoire du microgranite et du leucogranite albitique qui se présente en cristaux automorphes allongés disséminés, incolores, de petite taille (moins de 1 mm), fréquemment associés au topaze (Fig. 11a). L'apatite hydrothermale tardive forme des cristaux aplatis lamellaires d'habitus hexagonal, de plus grande taille (jusqu'à 1 cm), d'une belle couleur mauve tapissant les fissures tardives, indépendante ou associée à la fluorine violette et le quartz, parfois la barytine (Fig. 11c), et envahissant le leucogranite à proximité immédiate de ces fissures (Fig. 11b).

Les analyses à la microsonde électronique ont porté sur des apatites magmatiques du microgranite et sur des apatites hydrothermales provenant de filonnets à quartz-fluorine-apatite recoupant le stockscheider à wolframite sur le bord ouest, et de filonnets à sulfures du bord nord de la carrière (Tab. 5).

Les deux types d'apatites ont des compositions similaires : toutes deux sont des fluorapatites manganésifères avec de

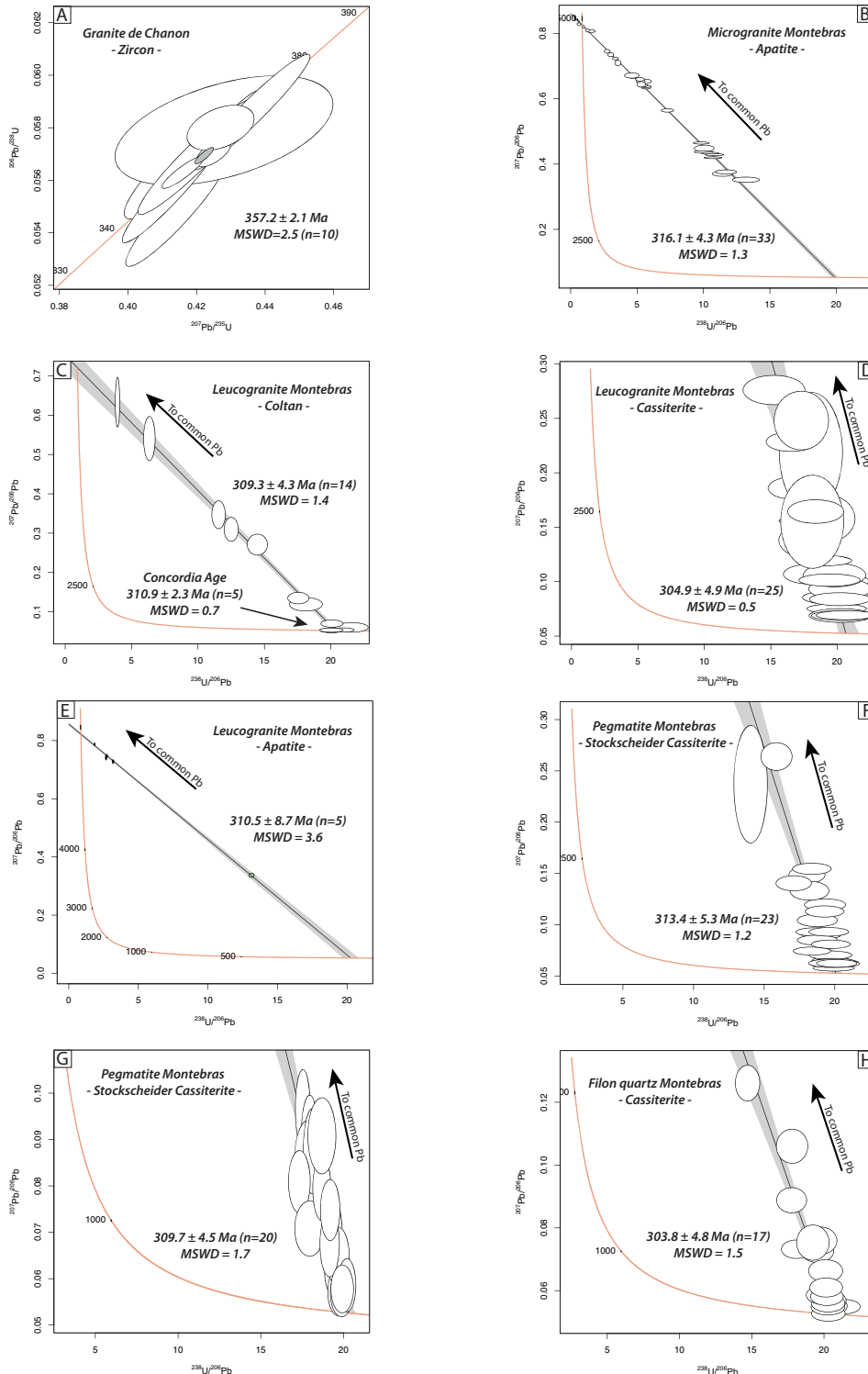


Fig. 12. Diagramme Concordia obtenus pour le zircon du granite de Chanon (A), et diagrammes Concordia Tera-Wasserburg obtenus sur la coupole de Montebras pour l’apatite du microgranite (B), la manganocolumbite « coltan » (C), la cassitérite (D) et l’apatite (E) du leucogranite albitique, deux cassitérites de la pegmatite stockscheider (F et G), et une cassitérite de filon de quartz stannifère (H); n correspond au nombre d’analyses utilisées pour calculer la concordia. Les ellipses et les erreurs sont à 2σ .

Fig. 12. Concordia diagram obtained for zircon from Chanon granite (A) and Tera-Wasserburg concordia diagrams obtained on the Montebras cupola for apatite from microgranite (B), manganocolumbite “coltan” (C), cassiterite (D) and apatite (E) from albitic leucogranite, two cassiterite from stockscheider pegmatite (F and G), and a cassiterite from a tin-bearing quartz vein (H); n corresponds to the number of analyses used for calculation per sample. Ellipses and errors are reported at 2σ .

Tableau 5. Analyses à la microsonde électronique des apatites. Cl et Rb sont en dessous du seuil de détection.
Table 5. Major and minor element composition of cassiterites determined by EPMA. Cl and Rb are below detection limits.

	apatite hydrothermale										stockscheider										moyenne
	3.90	3.91	3.92	3.93	3.94	3.95	3.96	3.97	3.98	3.99	3.55	3.56	3.57	3.58	3.59	3.60	3.61	3.62	3.63	3.64	
F	4.04	3.72	3.94	3.90	4.03	4.04	3.89	4.12	4.13	4.14	3.59	3.30	3.31	3.28	4.60	3.87	4.10	3.76	4.07	4.22	
P ₂ O ₅	42.59	41.94	41.17	41.61	42.24	41.65	41.54	41.82	40.97	41.25	40.56	41.57	40.94	40.96	40.15	41.13	40.92	41.97	41.23	41.11	
CaO	49.49	49.89	49.59	49.33	49.58	48.96	48.12	52.07	53.67	52.20	51.15	50.12	46.87	47.04	54.61	52.64	52.02	52.73	49.75	52.61	
SiO ₂	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.13	0.03	0.00	0.00	0.17	0.41	0.44	0.10	0.07	0.31	0.57	0.80	0.21	0.00	0.14	
Y ₂ O ₃	0.07	0.06	0.17	0.07	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
La ₂ O ₃	0.21	0.07	0.17	0.07	0.11	0.01	0.09	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	
Ce ₂ O ₃	0.11	0.03	0.10	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.12	0.00	0.00	0.05	
MnO	4.84	4.77	4.75	4.76	5.35	6.73	7.24	5.49	3.97	1.95	4.07	5.69	7.97	8.21	0.97	2.36	5.01	4.83	3.42	0.83	
Total	101.36	100.49	99.71	99.78	101.35	101.42	101.07	100.74	101.04	101.44	99.78	101.27	99.32	99.56	100.69	100.59	100.16	100.56	101.34	100.29	
total terres rares	0.38	0.16	0.27	0.18	0.15	0.01	0.16	0.19	0.01	0.07	0.00	0.16	0.10	0.00	0.05	0.02	0.08	0.04	0.00	0.07	

	apatite magmatique										moyenne
	3.90	3.91	3.92	3.93	3.94	3.95	3.96	3.97	3.98	3.99	
F	3.89	3.92	3.90	4.56	4.04	3.68	3.98	3.67	3.99	4.02	3.84
P ₂ O ₅	39.69	40.36	40.83	39.93	40.25	40.82	40.74	42.10	41.38	40.98	41.64
CaO	53.23	52.92	52.32	54.41	54.32	53.84	53.93	52.15	51.00	52.19	52.08
SiO ₂	0.03	0.04	0.19	1.12	0.76	0.13	0.17	0.00	0.07	0.33	0.03
Y ₂ O ₃	0.06	0.15	0.13	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00	0.06
La ₂ O ₃	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.05	0.04	0.00
Ce ₂ O ₃	0.07	0.15	0.18	0.03	0.03	0.12	0.08	0.20	0.07	0.01	0.08
MnO	2.35	3.83	3.83	0.43	0.60	1.48	1.76	3.18	3.80	2.85	3.47
Total	99.78	100.95	100.95	101.86	101.82	101.82	101.82	101.82	101.82	101.82	101.82
total terres rares	0.17	0.33	0.32	0.03	0.03	0.16	0.19	0.30	0.16	0.05	0.17

faibles pourcentages en terres rares, yttrium et strontium. Tout au plus on note une plus faible teneur en Mn dans les apatites magmatiques (jusqu'à 4 % MnO au lieu de 8,2 % aux apatites hydrothermales). La formule structurale moyenne des apatites de Montebras est proche de (Ca_{4,65}Mn_{0,25})(PO₄)₃F.

7 Datations de la coupole et de son encaissant

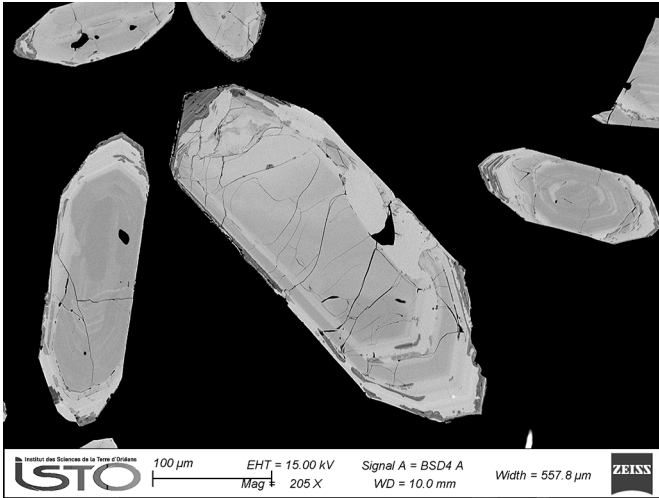
Des datations U-Pb avec la méthode LA-ICP-MS ont été obtenues sur l'ensemble des formations magmatiques, ainsi que sur la pegmatite stockscheider et un filon de quartz stannifère (Fig. 12 et Annexe C).

Pour le granite de Chanon, 35 zircons provenant d'un concentré de minéraux lourds ont été analysés. L'examen au MEB n'a pas montré l'existence de cœurs hérités (Fig. 13). Quarante-quatre tirs laser ont été faits sur ces 35 cristaux. Placés dans un diagramme concordia Wetherill (Fig. 12A), ces données permettent d'obtenir une date concordante de 357,2 ± 2,1 Ma (MSWD de 2,5), très similaire à l'âge de mise en place du granite de Guéret à 356 ± 10 Ma (Rb/Sr sur roche totale, Berthier *et al.*, 1979 ; cf. Fig. 1).

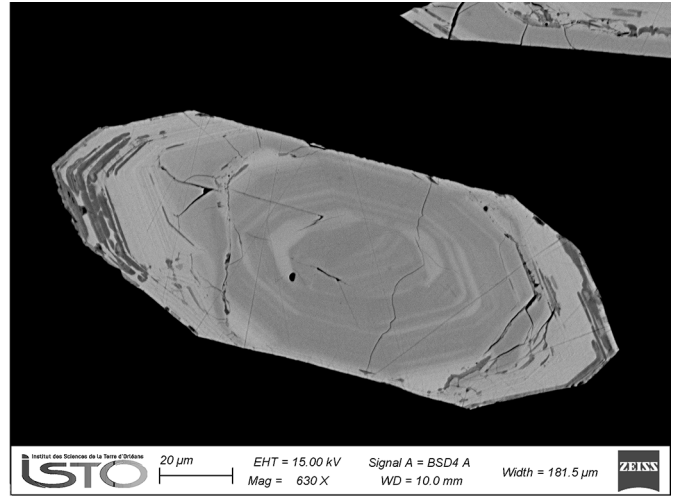
Les apatites magmatiques du microgranite contiennent des proportions variables de Pb commun (Fig. 12B). Trente-trois analyses ont été effectuées et donnent une date de 316,1 ± 4,3 Ma (MSWD de 1,3) par intercept inférieur.

Le leucogranite albitique a quant à lui fait l'objet de datations sur trois types de minéraux : cassitérite, manganocolumbite et apatite. L'âge le plus précis a été obtenu sur les manganocolumbites qui présentent des quantités de plomb initial variables et permettent de calculer une date par intercept inférieur de 309,3 ± 4,3 Ma (n = 14, MSWD de 1,4 ; Fig. 12C) identique dans l'erreur avec la date de 310,9 ± 2,3 Ma calculée à partir des 5 analyses concordantes (MSWD de 0,7). Vingt-cinq analyses sur des grains de cassitérite donnent une date par intercept inférieur de 304,9 ± 4,9 Ma (MSWD de 0,5 ; Fig. 12D), alors que 5 analyses obtenues sur des apatites magmatiques donnent une date moins bien contrainte mais équivalente dans l'erreur de 310,5 ± 8,7 Ma (MSWD = 3,9 ; Fig. 12E). Ces résultats confirment la datation par LA-ICP-MS sur colombo-tantalite de ce même leucogranite albitique à 314 ± 4 Ma (Melleton *et al.*, 2015). Un essai de datation sur la scheelite n'a pas abouti, faute de teneurs exploitables en plomb radiogénique.

Deux datations de la pegmatite stockscheider ont été réalisées sur des cassitérites. Vingt-trois analyses réalisées sur des grains de cassitérite provenant d'un concentré des secteurs à wolframite-scheelite-cassitérite a donné une date de 313,4 ± 5,3 Ma (MSWD de 1,2 ; Fig. 12F) alors que vingt analyses effectuées dans un grand cristal zoné dans le feldspath potassique a fourni une date comparable de 309,7 ± 4,5 Ma (MSWD de 1,7 ; Fig. 12G). Une datation sur scheelites a été tentée mais l'absence de plomb radiogénique n'a pas permis de calculer un âge.



(a)



(b)

Fig. 13. Aspect de zircons du granite de Chanon (photo MEB Zeiss, ISTO Orléans). On n’observe pas de cœurs hérités mais les analyses ont néanmoins porté sur la bordure des cristaux.

Fig. 13. Zircon habits of the Chanon granite (SEM Zeiss photograph, ISTO Orléans). No inherited core has been observed but nevertheless, only crystals rims have been analysed.

Enfin, la cassitérite d’un filon de quartz minéralisé à l’est de la carrière, la *quartzglocke*, a quant à elle fourni une date de $303,8 \pm 4,8$ Ma (MSWD = 1,5 ; Fig. 12H).

8 Discussion : histoire géologique de la coupole de Montebbras

L’histoire de la coupole de Montebbras comporte deux épisodes nettement séparés dans le temps. Le premier est un épisode magmatique-hydrothermal qui voit la mise en place polyphasée du magma à métaux rares et de son cortège minéralisé au Carbonifère supérieur (Pennsylvanien moyen, Moscovien). Le second est un épisode hydrothermal de basse température à fluorine-barytine-apatite qui intervient environ 100 Ma plus tard.

8.1 Épisode magmatique-hydrothermal

C’est l’épisode essentiel (Fig. 14 et 15). Il débute par une première phase magmatique initiée par la mise en place du microgranite à $316,1 \pm 4,3$ Ma (intercept inférieur sur apatite) qui recoupe le granite de Chanon mis en place il y a $357,2 \pm 2,1$ Ma (âge concordant sur zircon) et forme le plancher de la coupole. Connue seulement en profondeur dans la carrière, le microgranite affleure largement sur la butte de Montebbras avant de disparaître et de réapparaître au lieu-dit « micro-coupole de Vendoueix » ce qui traduit un plancher ondulé. Sa texture porphyrique suggère une mise en place assez superficielle, impliquant une forte remontée du bâti depuis la mise en place du granite de Chanon.

La mise en place du leucogranite albitique suit de très près celle du microgranite. La légère postériorité du premier sur le second est attestée par des arguments de terrain, avec

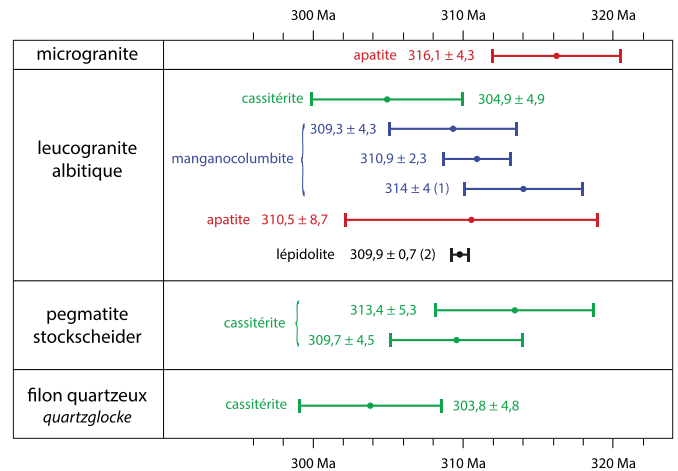


Fig. 14. Synthèse des âges U-Pb (et Ar/Ar pour le lépidolite) obtenus à Montebbras ; (1) d’après Melleton *et al.* (2015) ; (2) d’après Cuney *et al.* (2002).

Fig. 14. Synthesis of U-Pb (and Ar/Ar for lepidolite) ages obtained at Montebbras ; (1) from Melleton *et al.* (2015) ; (2) from Cuney *et al.* (2002).

notamment les enclaves de microgranite à bordures réactionnelles, et confirmée par les datations (vers $310,9 \pm 2,3$ Ma ; âge robuste sur manganocolumbite), identique à celui mesuré par Ar/Ar sur le lépidolite du leucogranite de l’ancienne carrière des Roches ($309,9 \pm 0,7$ Ma ; Cuney *et al.*, 2002). L’essentiel du magma cristallise sous forme de leucogranite albitique avec cassitérite et manganocolumbite disséminée. Le magma résiduel et les fluides associés vont dès lors se concentrer au toit du leucogranite albitique pour former les formations de bordure minéralisées. Le léger décalage de mise

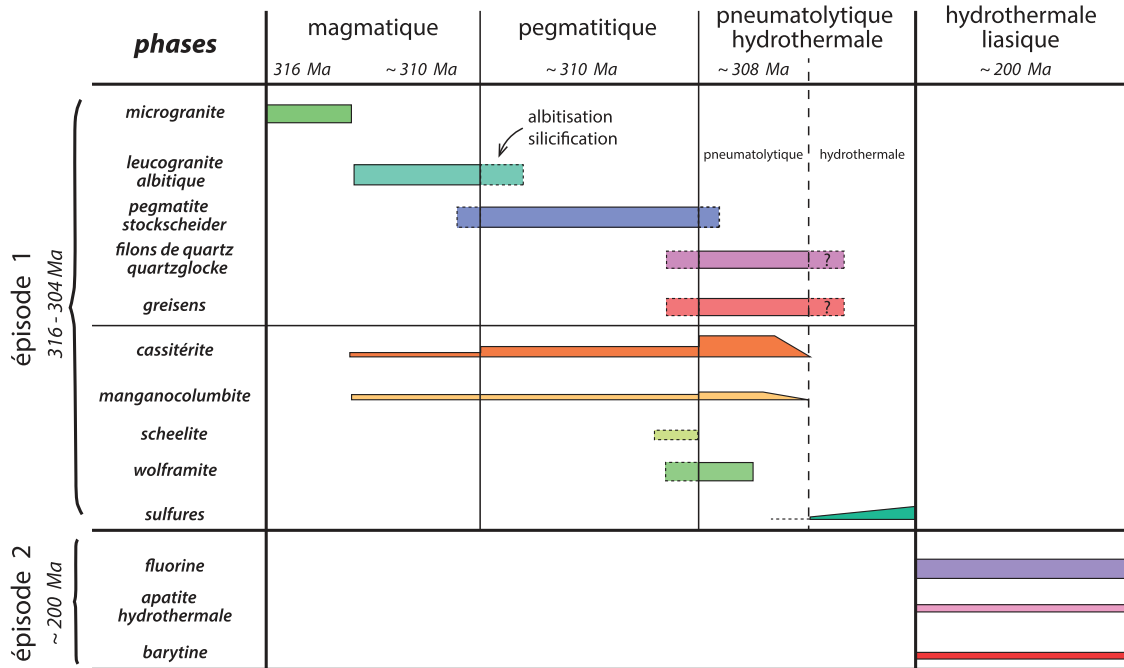


Fig. 15. Chronologie des événements magmatiques et tardi-magmatiques et séquence paragenétique des minéralisations.

Fig. 15. Chronology of magmatic and late-magmatic events and paragenetic sequence of mineralisation.

en place entre le microgranite et le leucogranite albitique et la convergence de leurs caractéristiques minéralogiques et géochimiques suggèrent une origine voisine pour ces deux magmas à métaux rares. Plutôt que leur dérivation à partir d'un magma parent commun moins différencié, un mécanisme de genèse par fusion partielle de protolithes crustaux est envisagé ici, en accord avec les modèles d'origine des granites dans la chaîne varisque et l'origine anatectique des granites et pegmatites à métaux rares dans le Nord-Ouest du Massif Central (Turpin *et al.*, 1990; Raimbault *et al.*, 1995; Melleton *et al.*, 2012; Deveaud *et al.*, 2015; Villaros et Pichavant, 2019).

La seconde phase, dite pegmatitique, est pour l'essentiel marquée par la pegmatite stockscheider qui cristallise au contact du granite de Chanon. Cette pegmatite stockscheider achève l'étape magmatique, il est donc cohérent que sa mise en place ($309,7 \pm 4,5$ Ma) soit sub-synchrone de celle du leucogranite. Le stockscheider de Montebas constitue un exemple représentatif de formations magmatiques de contact caractérisées par des textures de cristallisation unidirectionnelles telles qu'on peut les rencontrer dans différentes intrusions composites (Shannon *et al.*, 1982; Breiter, 2002; Höning *et al.*, 2010). L'orthose, largement dominante (le stockscheider contient 62% de SiO_2), cristallise de manière unidirectionnelle en grands cristaux décimétriques rouges-roses au sommet de la coupole. Un régime thermique localement particulier au contact avec le granite de Chanon depuis longtemps refroidi, et l'accumulation des fluides rendue possible par la faible perméabilité du granite sus-jacent sont les principaux facteurs contrôlant l'apparition de ces textures unidirectionnelles remarquables. La cristallisation d'orthose est à ce stade accompagnée d'amblygonite-montebasite (Pirard *et al.*, 2007) et de rares mais grands (> 5 mm) cristaux de cassitérite. Cette phase est sub-synchrone de la fin de

cristallisation du leucogranite, le passage s'apparentant à un « fondu-enchaîné » qui se manifeste par l'apparition de veinules de leucogranite albitique dans le stockscheider qui reflètent les dernières pulsations magmatiques. Une albitisation généralisée affecte à la fois le stockscheider et le leucogranite albitique ainsi que, consécutivement, une microclinisation (non observée) lors de laquelle le feldspath potassique englobe, corrode et remplace albite et muscovite (Aubert, 1969). Ces transformations métasomatiques marquent la fin de la phase pegmatitique et de l'histoire magmatique *sensu lato*.

La troisième phase, dite pneumatolytique-hydrothermale, traduit la poursuite du refroidissement de l'intrusion qui s'achève ainsi dans le domaine hydrothermal. Elle se manifeste par une accumulation de fluides tardi-magmatiques en sommet de coupole, essentiellement dans le secteur oriental, qui aboutit à la formation de faciès siliceux au sein du leucogranite albitique, à un rééquilibrage de l'orthose du stockscheider et une greisenisation partielle du microgranite, à la cristallisation de lépidolite aux dépens de muscovite lorsque les températures sont au-dessus de 400°C (Beaufort *et al.*, 1988), et surtout à l'apparition de filons de quartz plats, la *quartzglocke*, et de greisens massifs tous deux minéralisés en lithium et/ou étain. Les filons stannifères exploités, la *quartzglocke*, terminent l'histoire magmato-hydrothermale de la coupole; ils semblent s'exprimer préférentiellement sur le versant occidental de la butte de microgranite (site de concentration des derniers fluides?). Il est probable que sa mise en place se déroule vers la fourchette haute de l'incertitude, soit vers 307–308 Ma. L'intervention d'un autre épisode magmatique-hydrothermal, plus tardif, nous paraît très hypothétique étant donné le lien spatial extrêmement fort qui unit la *quartzglocke* et le leucogranite.

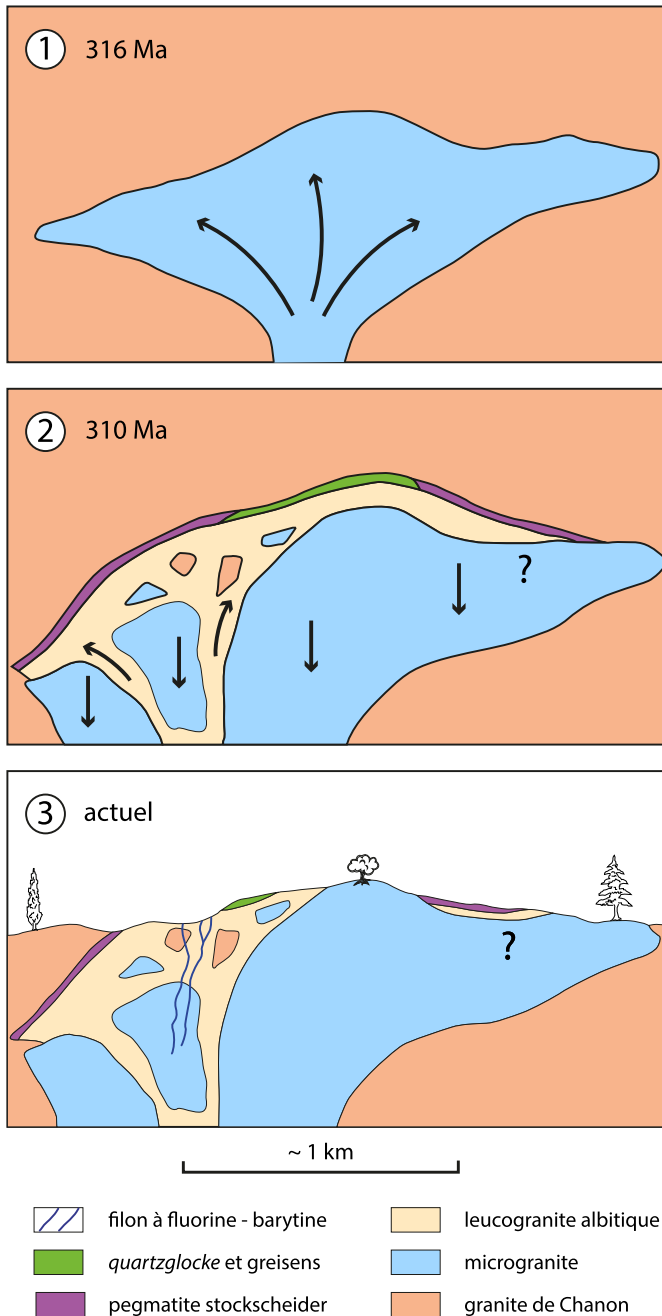


Fig. 16. Modèle de mise en place par *cauldron subsidence* de la coupole de Montebbras. (1) Mise en place du microgranite; (2) Décollement du toit du microgranite et mise en place du leucogranite albitique, mise en place des formations de bordure. Vers 200 Ma, un hydrothermalisme liasique de basse température provoque l'apparition des filons de fluorine-barytine-apatite; (3) Aspect actuel après érosion. Les failles ne sont pas figurées.

Fig. 16. Genetic model by *cauldron subsidence* of the Montebbras cupola. (1) Emplacement of the microgranite; (2) Microgranite roof peeling and emplacement of the albitic leucogranite and of the border formations. Ca 200 Ma, a low-temperature Liasic hydrothermalism causes the appearance of fluorite-barite-apatite veins; (3) Current appearance after erosion. Faults have not been represented.

Dans le stockscheider, les lentilles allongées à quartz avec hübnerite-scheelite-cassitérite-manganotantalite se forment vraisemblablement lors de cette phase. Elles recourent clairement les grands cristaux d'orthose et la présence quasi-exclusive d'hübnerite ($H/F=49,2$ à $69,0$) démontre la participation de fluides d'origine magmatique dans le mécanisme de dépôt du tungstène (Michaud, 2019; Michaud et Pichavant, 2019). La source du calcium de la scheelite reste sujette à hypothèse, le magma étant particulièrement pauvre en cet élément (0,70 % CaO en moyenne dans le leucogranite), une possibilité étant que le calcium soit remobilisé lors de l'albitisation qui marque la fin de l'histoire magmatique, ou lessivé de l'encaissant, comme à Panasqueira (Portugal) (Lecumberri-Sanchez *et al.*, 2017).

L'essentiel de la cassitérite économique de la *quartzglocke* cristallise vers la fin de cette phase (Fig. 15). Les sulfures disséminés de Cu-As-Sn (arsénoxyrite, löllingite, tennantite, chalcoppyrite...) cristallisent ensuite et sont nettement postérieurs à la cassitérite. Étant donné l'absence ou la grande rareté du soufre dans les magmas leucogranitiques, on peut considérer que l'apparition de minéraux arséniés marque le début de l'ouverture du système hydrothermal aux fluides externes non-magmatiques tandis que la cristallisation de stannoidite, mawsonite et vincienite résulte de la remobilisation partielle de la cassitérite, permettant à l'étain de se recombinaison avec cuivre, fer, zinc et soufre. Les filonnets minéralisés à sulfures restent cependant minces, discontinus et dispersés, plaçant pour un hydrothermalisme de faible ampleur. La richesse en cuivre et arsenic des sulfures suggère une source extérieure au magma, à rechercher dans des amphibolites habituellement riches en ces deux éléments et très abondantes dans le socle métamorphique régional.

La précipitation du tungstène (cristallisation de scheelite puis hübnerite) est très ponctuelle dans le temps, étant confinée à la phase pneumatolytique-hydrothermale. À l'inverse, celle de la cassitérite et de la manganocolumbite dessine un continuum bien plus étalé dans le temps. Pour l'étain, la plus forte concentration s'observe vers la fin de la phase pneumatolytique-hydrothermale dans les filons quartzeux antérieurement exploités. Toutefois, la cassitérite apparaît dans le leucogranite albitique dès la phase magmatique. Sa composition se rapproche du pôle stannifère le long de la droite de substitution au fer et à mesure que le dépôt évolue (cf. Fig. 9). La cassitérite n'a cependant jamais de composition «hydrothermale» au sens de Tindle et Breaks (1998) et Breiter *et al.* (2007), ce qui suggère que son dépôt intervient lors des phases magmatique, pegmatitique et pneumatolytique, s'arrêtant avant de passer dans le domaine hydrothermal. La présence de cassitérite disséminée dans le leucogranite albitique et les teneurs en étain en roche totale (1000 à 1500 ppm Sn) permettent de rapprocher le leucogranite albitique de Montebbras des granites à métaux rares de la chaîne varisque (Beauvoir, Raimbault *et al.*, 1995; Argemela, Charoy et Noronha, 1996; Michaud *et al.*, 2020). Pour Nb et Ta, l'évolution progressive des manganocolumbites du leucogranite albitique (Fig. 8) est classique dans les granites à métaux rares et les pegmatites (Cuney *et al.*, 1992; Raimbault, 1998; Linnen et Cuney, 2005) et s'explique par des mécanismes de fractionnement au stade magmatique. Le faible rapport $Ta/(Ta+Nb)$ des manganocolumbites du stockscheider, inversé par rapport à

l'évolution de ces minéraux lors de la phase magmatique, traduirait soit un mécanisme de cristallisation magmatique particulier au niveau du stockscheider soit une origine hydrothermale à partir de fluides plus tardifs appauvris en Ta (Harlaux *et al.*, 2017).

8.2 Épisode hydrothermal tardif

La coupole subit localement une fissuration tardive qui l'affecte légèrement et permet l'apparition de filonnets peu puissants à fluorine-barytine-fluorapatite. Ces filonnets occasionnent une imprégnation de fluorine et apatite violettes le long d'un couloir ou d'une lentille décimétrique de 20 à 25 m de large environ, qui se traduit par une légère augmentation des teneurs en calcium du leucogranite albitique dans ce secteur. Cet hydrothermalisme contamine aussi les apatites magmatiques et provoque un rajeunissement partiel, à l'origine de certains âges aberrants.

Il est très probable que cet hydrothermalisme remobilise partiellement l'uranium disséminé et permet la cristallisation des paillettes millimétriques de chalcolite et d'autunite, localement assez fréquentes. Ces filons appartiennent très probablement à l'épisode métallogénique liasique qui met en place vers 200 Ma de puissants filons de fluorine et/ou barytine dans le Massif central (Langeac, Voltennes, Chaillac...) (Marcoux *et al.*, 1990; Sizaret *et al.*, 2004) et dans toutes les Hercynides occidentales (El Hammam au Maroc, Angleterre, Espagne, Allemagne...) (Cheilletz *et al.*, 2010).

9 Conclusion

La coupole granitique de Montebbras possède plusieurs originalités dans la famille des granites à métaux rares. Tout d'abord, elle présente une géochimie très particulière à l'origine de minéralisations où étain, niobium, tantale et lithium dominant mais qui sont également riches en tungstène, cuivre etc. Le dépôt de l'étain sous forme de cassitérite est associé à un premier dépôt de niobium et tantale et s'étale depuis la phase magmatique jusqu'au début de la phase hydrothermale. Il est possible que ces âges étalés reflètent plusieurs « pulses » de fluides magmatiques et pneumatolytiques, en lien avec des injections magmatiques successives d'un réservoir magmatique profond. Il paraît donc plus étendu dans le temps que dans sa coupole « jumelle » de Beauvoir-Échassières. Par rapport à celle-ci, on observe en outre la présence de scheelite et d'hübnerite. À Beauvoir, le stockwerk de La Bosse est caractérisé par de la ferberite (Aubert, 1969; Harlaux *et al.*, 2017; Michaud et Pichavant, 2019). En outre, des sulfures de cuivre-arsenic probablement issus du socle métamorphique sont présents à Montebbras.

La coupole livre donc une histoire magmatique-hydrothermale complète, très bien calée dans le temps entre 316 et 304 Ma. Le modèle de *cauldron subsidence* a été proposé par Aubert (1969) pour expliquer la formation de la coupole (Fig. 16). Dans ce modèle, le microgranite s'effondrerait par endroits, laissant un vide qui permet au leucogranite albitique de s'injecter entre un mur de microgranite et un toit imperméable de granite de Chanon, avec des puissances variables de quelques cm à plus de 50–60 m dans les sites

d'extraction actuels. Cet effondrement provoque l'incorporation de blocs de Chanon par *magmatic stopping* dans le leucogranite albitique, qui va aussi arracher et remonter des blocs de microgranite (bord est et sud-est de la petite carrière). Si ces éléments concordent avec les observations de terrain et les nouveaux résultats géochronologiques obtenus, ce modèle reste cependant peu étayé.

Cette étude confirme enfin la mise en place sub-synchrone de ces magmas à métaux rares dans le nord du Massif central, guidés par le système de failles de la Marche en lien avec une délamination crustale tardi-orogénique (Cuney *et al.*, 2002): 313,4 ± 1,4 Ma pour Richemont, 309 ± 5 Ma pour la pegmatite de Chèdeville (Cheilletz *et al.*, 1992; Melleton *et al.*, 2015), de 316 à 304 Ma pour Montebbras, 309,0 ± 1,4 Ma pour Vaulry (Cuney *et al.*, 2002) et 317 ± 6 Ma (U/Pb) à 308 ± 2 Ma (Ar/Ar) pour Beauvoir-Échassières. La genèse de ces magmas peralumineux et phosphorés, riches en K et typiques du plutonisme felsique de collision continentale reste très discutée entre les tenants des modèles de fusion (Cuney *et al.*, 2002; Cuney et Barbey, 2014) et de différenciation (Černý *et al.*, 1985; London, 2008). Une fusion partielle de la croûte inférieure amincie sub-synchrone dans le nord du massif central, générant des bulles locales de magmas indépendantes nous semble le modèle le plus plausible pour expliquer la mise en place de Montebbras et des autres granites à métaux rares régionaux.

Remerciements. Les auteurs remercient Imerys Ceramics France et notamment Dominique Duhamet, Hervé Delarbre, Octave Reignier et Philippe Rémy pour avoir autorisé l'accès aux carrières, nourri ce travail de nombreuses et fructueuses discussions, en partie financé les travaux scientifiques et enfin autorisé cette publication. Ce travail n'aurait pas abouti sans la collaboration efficace des ingénieurs de recherches et techniciens de l'ISTO: Ida di Carlo, Patricia Benoist-Julliot, Sylvain Janiec, Philippe Penhoud, ainsi que de Clément Hachem qui a participé à l'identification de la qitianlingite.

Références

- Anthony J, Bideault R, Bladh K, Nichols M. 1997. Handbook of Mineralogy vol. III Halides, Hydroxides, Oxides, 628 p.
- Aubert G. 1969. Les coupoles granitiques de Montebbras et d'Échassières (Massif Central Français) et la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et béryllium. *Mémoires du BRGM* 46: 359.
- Augier R, Turrillot P, Hallégouët B, Van Vliet-Lanoë B, Inon I, Menier D. 2011. Carte géologique de la France au 1/50 000-Feuille Vannes-Saint-Gildas-de-Rhuys, carte et notice. Éditions BRGM Orléans.
- Ballouard C, Poujol M, Zeh A. 2018. Multiple crust reworking in the French Armorican Variscan belt: Implication for the genesis of uranium-fertile leucogranites. *International Journal of Earth Sciences* 107(7): 2317–2336. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1600-3>.
- Beaufort D, Dudoignon P, Meunier A. 1988. Hydrothermal and supergene alterations in the granitic cupola of Montebbras, Creuse, France. *Clays and Clays Minerals* 36(6): 505–520.
- Belkasmî M, Cuney M. 1998. Les columbo-tantalites zonées du granite de Montebbras (Massif central français). Implications pétrogénétiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA – Earth and Planetary Science* 326(7): 459–532.

- Berthier F, Douthou JL, Roques M. 1979. Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif Central). Age fini-Dévonien de mise en place de l'un de ses facies types. *Bulletin BRGM* 1: 59–72.
- Breiter K. 2002. From explosive breccia to unidirectional solidification textures: magmatic evolution of a phosphorus- and fluorine-rich granite system (Podlesí, Krušné hory Mts., Czech Republic). *Bulletin of the Czech Geological Survey* 77: 67–92.
- 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.
- 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.
- Charoy B, Noronha F. 1996. Multistage growth of a rare-element, volatile-rich microgranite at Argemela (Portugal). *Journal of Petrology* 37: 73–94.
- Cheilletz A, Cuney M, Charoy B, Archibald DA. 1992. Ages $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du leucogranite à topaze-lépidolite de Beauvoir et des pegmatites sodolithiques de Chédeville (Nord du Massif Central, France). Signification pétrologique et géodynamique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série 2*, 315: 329–336.
- Cheilletz A, Gasquet D, Filali F, Archibald DA. 2010. A late Triassic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for the El Hammam high-REE fluorite deposit (Morocco): mineralization related to the Central Atlantic Magmatic Province? *Mineralium Deposita* 45: 323–329.
- 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, *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>.
- Cuney M, Marignac C, Weisbrod A. 1992. The Beauvoir topaz-lepidolite albite granite (Massif Central, France): the disseminated magmatic Sn–Li–Ta–Nb–Be mineralization. *Economic Geology* 87: 1766–1794.
- Cuney M, Alexandrov P, Le Carlier de Veslud C, *et al.* 2002. The timing of W–Sn-rare metals mineral deposit formation in the Western Variscan chain in their orogenic setting: The case of the Limousin area (Massif Central, France). In: Blundell DJ, Neubauer F, von Quadt A, eds. *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen*. The Geological Society of London, Special Publications 204: 213–228. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.204.01.13>.
- Cuney M, Barbey P. 2014. Uranium, rare metals, and granulite facies metamorphism. *Geosciences Frontiers* 5: 729–745.
- Deveaud S, Millot R, Villaros A. 2015. Lithium isotopes in micas: an efficient tool for granitic pegmatites classification? *Chemical Geology* 411: 97–111.
- Faure M, Lardeaux JM, Ledru P. 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *C. R. Géoscience* 341: 202–213.
- Faure M. 2014. Le substratum de la France métropolitaine : de la formation du Gondwana à la constitution de la Pangée, une histoire de 600 Ma. *Géologies* 180: 13–21.
- Fosso Tchunte PM, Tchameni R, André-Mayer AS, *et al.* 2018. Evidence for Nb-Ta occurrences in the syn-tectonic Pan-African Mayo Salah leucogranite (Northern Cameroon): Constraints from Nb-Ta oxide mineralogy, geochemistry and U–Pb LA-ICP-MS geochronology on columbite and monazite. *Minerals* 8(5): 188. <https://doi.org/10.3390/min8050188>.
- Gloaguen É, Melleton J, Frei D. 2013. First U/Pb dating of rare-element magmatism from the north French Massif Central: A chronological milestone in rare element events of the Variscan belt. Crustal melting in the European variscan belt. *BRGM* 22.
- Gloaguen É, Melleton J, Lefebvre G, Tourlière B, Yart S. 2018. Ressources métropolitaines en lithium et analyse du potentiel par méthodes de prédictivité. Rapport final BRGM/RP-68321-FR décembre 2018, 129 p.
- Harlaux M, Mercadier J, Bonzi WME, Kremer V, Marignac C, Cuney M. 2017. Geochemical signature of magmatic-hydrothermal fluids exsolved from the Beauvoir rare-metal granite (Massif Central, France): Insights from LA-ICPMS analysis of primary fluid inclusions. *Geofluids* 2017.
- Heaman LM, LeCheminant AN. 1993. Paragenesis and U–Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂). *Chemical Geology* 110: 95–126.
- Hönl S, Leichmann J, Novak M. 2010. Unidirectional solidification textures and garnet layering in Y-enriched garnet-bearing aplit-pegmatites in the Cadomian Brno Batholith, Czech Republic. *Journal of Geosciences* 55: 113–129.
- Horstwood MSA, Košler J, Gehrels G, *et al.* 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U–(Th–)Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40(3): 311–332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.0379>.
- 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.
- Lecumberri-Sanchez P, Vieira R, Heinrich CA, Pinto F, Wälle M. 2017. Fluid-rock interaction is decisive for the formation of tungsten deposits. *Geology* 45(7): 579–582.
- Li X, Zhao K-D, Jiang S-Y, Palmer MR. 2019. In-situ U–Pb geochronology and sulfur isotopes constrain the metallogenesis of the giant Neves Corvo deposit, Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews* 105: 223–235.
- Linnen RL, Cuney M. 2005. Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta–Nb–W–Sn–Zr–Hf mineralization. In Linnen RL, Samson IM, eds. *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits*. *Geological Association Canada Short Course Notes* 17: 45–68.
- London D. 2008. Pegmatites. The Canadian Mineralogist Special Publication n° 10. Québec: Mineralogical Association of Canada/ Association minéralogique du Canada, 363 p.
- Marcoux É, Pélisson P, Baubron J-C, Lhégu J, Touray J-C. 1990. Ages des formations filoniennes à fluorine-barytine-quartz du district de Paulhaguet (Haute-Loire, Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris* 311(série I): 829–835.
- McDowell FW, McIntosh WC, Farley KA. 2005. A precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical Geology* 214: 249–263. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.10.002>.
- Melleton J, Gloaguen E, Frei D, Novák M, Breiter K. 2012. How are the emplacement of rare-element pegmatites, regional metamorphism and magmatism interrelated in the Moldanubian domain of the Variscan Bohemian Massif, Czech Republic? *The Canadian Mineralogist* 50: 1751–1773.
- Melleton J, Gloaguen E, Frei D. 2015. Rare-Elements (Li–Be–Ta–Sn–Nb) Magmatism in the European Variscan Belt – A review. Mineral resources in a sustainable world. In: *13th SGA Biennial Meeting 2015 Proceedings, Vol. 2*, pp. 807–810.

- Michaud J. 2019. Rare Metal Granites: origin, emplacement and mechanisms of the magmatic-hydrothermal transition. Thesis, Université d'Orléans, 364 p.
- Michaud J, Pichavant M. 2019. The H/F ratio as an indicator of contrasted wolframite deposition mechanisms. *Ore Geology Reviews* 104: 266–272.
- Michaud J, Gumiaux C, Pichavant M, Gloaguen É, Marcoux É. 2020. From magmatic to hydrothermal Sn-Li-(Nb-Ta-W) mineralization: the Argemela area (central Portugal). *Ore Geology Reviews* 116: 103215.
- Michel J. 2007. Évolution othomagmatique et hydrothermale comparée des coupes granitiques d'Échassières et de Montebras (Massif Central français). Rapport inédit Université d'Orléans, 44 p.
- Mourey Y. 1985. Le leucogranite à topaze de Chavence. Un nouvel exemple de massif à Sn, W, Li dans le Nord du Massif central français. *C. R. Acad. Sci., Paris* 300, II, 9: 951–954.
- Neymark LA, Holm-Denoma CS, Moscatti, RJ. 2018. In situ LA-ICPMS U-Pb dating of cassiterite without a known-age matrix-matched reference material: Examples from worldwide tin deposits spanning the Proterozoic to the Tertiary. *Chemical Geology* 483: 410–425.
- Paton C, Woodhead J, Hellstrom J, Hergt J, Greig A, Maas R. 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction. *G. Cubed* 11. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>.
- Paton C, Hellstrom J, Paul B, Woodhead J, Hergt J. 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. <https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>.
- Pirard C, Hatert F, Fransolet AM. 2007. Alteration sequences of aluminium phosphates from Montebras Pegmatite, Massif Central, France. In: *Granitic Pegmatites: The State of the Art – International Symposium*, Porto, Portugal, 1 p.
- Pochon A, Poujol M, Gloaguen E, *et al.* 2016. U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite in mafic rocks: evidence for a major magmatic event at the Devonian-Carboniferous boundary in the Armorican Massif (France). *American Mineralogist* 101: 2430–2442.
- Raimbault L. 1998. Composition of complex lepidolite-type granitic pegmatites and of constituent columbite-tantalite, Chedeville, Massif Central, France. *Canadian Mineralogist* 36: 563–583.
- Raimbault L, Burnol R. 1998. The Richemont rhyolite dyke, Massif Central, France: a subvolcanic equivalent of rare-metal granites. *Canadian Mineralogist* 36: 265–282.
- Raimbault L, Cuney M, Azencott C. 1995. Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central. *Economic Geology* 90: 548–576.
- Schoene B, Bowring SA. 2006. U-Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the 40Ar/39Ar standard MMhb. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 151(5): 615–630.
- Shannon JR, Walker BM, Carten RB, Geraghty EP. 1982. Unidirectional solidification textures and their significance in determining relative ages of intrusions at the Henderson Mine, Colorado. *Geology* 10: 293–297.
- 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, *et al.* 2008. Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249(1-2): 1–35.
- Sylvester PJ. 2008. LA-(MC)-ICP-MS trends in 2006 and 2007 with particular emphasis on measurement uncertainties. *The Journal of Geostandards and Geoanalysis* 32: 469–488.
- Tartèse R, Ruffet G, Poujol M, Boulvais P, Ireland TR. 2011. Simultaneous resetting of the muscovite K-Ar and monazite U-Pb geochronometers: a story of fluids. *Terra Nova* 23: 390–398.
- 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.
- Turpin L, Cuney M, Friedrich M, Bouchez JL, Aubertin M. 1990. Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in N.W. French Massif Central: implications for crustal history reconstructions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 163–172.
- Vermeesch P. 2018. IsoplotR: A free and open tool box for geochronology. *Geoscience Frontiers* 9(5): 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>.
- Villaras A, Pichavant M. 2019. Mica-liquid trace element partitioning and the granite-pegmatite connection: the St-Sylvestre complex (French Massif Central). *Chemical Geology* 528: 119265. <https://www.mindat.org/min-3334.html>. Qitianlingite: Mineral informations, 5 Juin 2019.

Annexe A Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment for cassiterite analyses. Annexe A Protocole analytique LA-ICP-MS pour la cassitérite.

Laboratory & Sample Preparation

Laboratory name	Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Rennes, France
Sample type/mineral	Cassiterite
Sample preparation	In-context in thin-section and thick-section
Imaging	CL: Relion CL instrument, Olympus Microscope and Leica Color Camera
Laser ablation system	
Make, Model & type	ESI NWR193UC, Excimer
Ablation cell	ESI NWR TwoVol2
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	< 5 ns
Fluence	6 J/cm ²
Repetition rate	5 Hz
Spot size	50 μm
Sampling mode/pattern	Single spot
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N ₂ (3 ml/min) combined using in-house smoothing device
Background collection	20 s
Ablation duration	60 s
Wash-out delay	15 s
Cell carrier gas flow (He)	0.76 l/min
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Agilent 7700x, Q-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1350 W
Sampler, skimmer cones	Ni
Extraction lenses	X type
Make-up gas flow (Ar)	0.85 l/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10 ⁶ cps
Masses measured	²⁰⁴ (Hg + Pb), ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U
Integration time per peak	10–30 ms
Sensitivity / Efficiency	23 000 cps/ppm Pb (50 μm, 10 Hz)
Data Processing	
Gas blank	20 s on-peak
Calibration strategy	Phalaborwa Baddeleyite used as primary reference materials, Abbaretz Cassiterite used as secondary reference material (quality control)
Common-Pb correction, composition and uncertainty	No common-Pb correction.
Reference Material info	Phalaborwa (Heaman and Lecheminant, 1993) Abbaretz Cassiterite (in-house)
Data processing package used	Iolite 4 (Paton <i>et al.</i> , 2011), U-Pb Geochronology (Paton <i>et al.</i> , 2010)
Uncertainty level and propagation	Ages are quoted at 2 sigma absolute, propagation is by quadratic addition according to Horstwood <i>et al.</i> (2016).
Quality control/Validation	Abbaretz: 324.5 ± 6.5 Ma (n = 25 ; MSWD = 3.1)

Annexe B Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment for zircon, apatite and columbo-tantalite analyses.**Annexe B Protocole analytique LA-ICP-MS pour le zircon, l'apatite et la columbo-tantalite.**

Laboratory & Sample Preparation

Laboratory name	Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Rennes, France
Sample types/minerals	Zircon, Apatite, Coltan
Samples preparation	Zircon (Zrn), separated grains mounted in an epoxy puck. Apatite (Ap) in-context in thin-section, Coltan in an epoxy puck.
Imaging	CL: Relion CL instrument, Olympus Microscope and Leica Color Camera
Laser ablation system	
Make, Model & type	ESI NWR193UC, Excimer
Ablation cell	ESI NWR TwoVol2
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	< 5 ns
Fluence	5.5 J/cm ² (Zrn); 5.8 J/cm ² (Ap); 6.2 J/cm ² (coltan)
Repetition rate	3 Hz (Zrn); 5 Hz (Ap); 4 Hz (coltan)
Spot size	30 μm (Zrn); 50 μm (Ap); 40 μm (coltan)
Sampling mode/pattern	Single spot
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N ₂ (3 ml/min) combined using in-house smoothing device
Background collection	20 s
Ablation duration	60 s
Wash-out delay	15 s
Cell carrier gas flow (He)	0.75 l/min
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Agilent 7700x, Q-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1350 W
Sampler, skimmer cones	Ni
Extraction lenses	X type
Make-up gas flow (Ar)	0.85 l/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10 ⁶ cps
Masses measured	²⁰⁴ (Hg + Pb), ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U + ⁴³ Ca (Ap)
Integration time per peak	10–30 ms
Sensitivity/Efficiency	23 000 cps/ppm Pb (50 μm, 10 Hz)
Data Processing	
Gas blank	20 s on-peak
Calibration strategy	GJ-1 zircon, Madagascar apatite used as primary reference materials, Plešovice zircon and McClure and Durango apatite standards used as secondary reference material (quality control)
Common-Pb correction, composition and uncertainty	No common-Pb correction.
Reference Material info	GJ-1 (Jackson <i>et al.</i> , 2004) Madagascar (Cochrane <i>et al.</i> , 2014) Plešovice (Sláma <i>et al.</i> , 2008) McClure (Schoene and Bowring, 2006) Durango (McDowell <i>et al.</i> , 2005)
Data processing package used	Iolite 4 (Paton <i>et al.</i> , 2011), U-Pb Geochronology (Zrn, Coltan, Paton <i>et al.</i> , 2010); VizualAge_UcomPbine (Ap; Chew <i>et al.</i> , 2014)
Uncertainty level and propagation	Ages are quoted at 2 sigma absolute, propagation is by quadratic addition according to Horstwood <i>et al.</i> (2016). Reproducibility and age uncertainty of reference material are propagated.
Quality control/Validation	Plešovice: 341 ± 6 Ma (n = 8, MSWD = 2.4) McClure: 528 ± 4.2 Ma (N = 19, MSWD = 2.4) Durango: 32.4 ± 1.4 Ma (N = 20, MSWD = 0.68)

**Annexe C Données U/Pb.
Annexe C U/Pb data.**

Source file	Granite de Chanon – zircon															
	Isotopic Ratios					Apparent Ages										
	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	207Pb/235U	Error	rho	207Pb/235U Age	Error	206Pb/238U Age	Error	207Pb/206Pb Age	Error	Conc.		
Zr200519c_29	458	122	99	0.27	0.382	0.012	0.0521	0.0016	0.98	328	9	327	10	307	34	100
Zr200519c_30	263	39	66	0.15	0.531	0.015	0.0490	0.0015	0.92	431	11	308	9	1167	38	72
Zr200519c_31	2524	116	113	0.05	0.363	0.011	0.0491	0.0015	0.99	314	8	309	9	406	26	98
Zr200519c_32	555	711	998	1.28	0.765	0.046	0.0847	0.0034	0.67	576	21	524	20	673	43	91
Zr200519c_33	471	233	188	0.49	0.416	0.014	0.0566	0.0017	0.89	351	10	355	11	365	41	101
Zr200519c_34	1221	114	238	0.09	0.877	0.025	0.1038	0.0031	0.95	637	13	636	18	699	24	100
Zr200519c_35	4325	520	514	0.12	0.414	0.012	0.0548	0.0017	0.93	352	9	344	10	449	26	98
Zr200519c_36	734	67	81	0.09	0.428	0.026	0.0579	0.0017	0.48	362	6	363	11	517	30	100
Zr200519c_37	493	105	88	0.21	0.378	0.012	0.0516	0.0016	0.98	325	9	324	10	321	35	100
Zr200519c_38	900	507	682	0.56	0.723	0.021	0.0890	0.0027	0.96	551	12	550	16	551	26	100
Zr200519c_39	8195	400	165	0.05	0.346	0.010	0.0467	0.0014	0.94	301	7	294	9	301	23	98
Zr200519c_40	235	119	207	0.51	1.030	0.027	0.1129	0.0034	0.87	684	15	689	20	634	35	101
Zr200519c_41	374	68	149	0.18	0.681	0.025	0.0553	0.0016	0.79	527	14	347	10	1301	51	66
Zr200519c_42	457	44	41	0.10	0.422	0.013	0.0572	0.0018	0.98	356	9	359	11	293	35	101
Zr200519c_43	746	77	71	0.10	0.413	0.012	0.0557	0.0017	0.95	351	9	349	11	324	31	100
Zr200519c_44	331	79	71	0.24	0.420	0.014	0.0569	0.0018	0.95	355	10	357	11	335	41	101
Zr200519c_45	152	86	441	0.57	6.413	0.190	0.3711	0.0110	1.00	2030	27	2032	55	2076	21	100
Zr200519c_46	597	1062	661	1.78	1.786	0.053	0.0978	0.0028	0.96	1038	23	602	17	2041	29	58
Zr200519c_47	806	292	1032	0.36	1.583	0.048	0.0803	0.0026	0.94	958	20	497	15	2195	37	52
Zr200519c_48	2373	236	333	0.10	0.356	0.013	0.0330	0.0016	0.75	309	9	209	10	1063	34	68
Zr200519c_49	4575	51	74	0.01	0.394	0.013	0.0539	0.0016	0.90	336	9	339	10	371	32	101
Zr200519c_50	661	141	157	0.21	0.436	0.014	0.0586	0.0018	0.96	367	10	367	11	349	33	100
Zr200519c_51	694	103	86	0.15	0.397	0.012	0.0540	0.0017	0.96	339	9	339	10	317	32	100
Zr200519c_52	1020	160	143	0.16	0.408	0.012	0.0556	0.0017	0.96	347	9	349	10	313	29	101
Zr200519c_53	701	198	159	0.28	0.369	0.013	0.0506	0.0016	0.90	318	9	318	10	332	35	100
Zr200519c_54	449	233	336	0.52	0.725	0.023	0.0887	0.0027	0.96	552	13	548	16	612	31	99
Zr200519c_55	591	46	38	0.08	0.376	0.014	0.0514	0.0016	0.84	324	8	323	10	315	35	100
X200519e_1	5393	342	317.2	0.06	0.375	0.004	0.0456	0.0006	0.72	323	3	287	3	583	19	89
X200519e_2	6214	124	121.1	0.02	0.372	0.004	0.0509	0.0006	0.73	321	3	320	4	328	26	100
X200519e_3	2150	80	63.8	0.04	0.375	0.004	0.0514	0.0005	0.91	323	3	323	3	322	22	100
X200519e_4	7178	1431	474	0.20	0.305	0.003	0.0373	0.0004	0.87	270	2	236	2	577	18	87
X200519e_5	5530	142	131.5	0.03	0.366	0.004	0.0486	0.0005	0.99	317	3	306	3	399	21	97
X200519e_6	690	100	75.5	0.14	0.352	0.006	0.0494	0.0007	0.40	306	5	311	4	277	39	102
X200519e_7	1286	132	133.1	0.10	0.308	0.007	0.0359	0.0008	0.20	272	6	228	5	683	48	84

Annexe C. (suite)

<i>Granite de Chanon – zircon</i>																
Source file	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	207Pb/235U	<i>Isotopic Ratios</i>			rho	<i>Apparent Ages</i>						
						Error	206Pb/238U	Error		207Pb/235U Age	Error	206Pb/238U Age	207Pb/206Pb Age	Error	Conc.	
X200519e_8	666	275	1383	0.41	5.511	0.065	0.3226	0.0039	0.70	1896	10	1800	19	1999	15	95
X200519e_9	1278	128	121.8	0.10	0.425	0.004	0.0570	0.0004	0.69	359	3	357	2	342	22	99
X200519e_10	856	150	102.2	0.17	0.416	0.005	0.0563	0.0005	0.90	353	4	353	3	322	30	100
X200519e_11	4023	97	215	0.02	0.418	0.005	0.0526	0.0006	0.67	354	4	331	4	487	27	93
X200519e_12	1327	2036	2360	1.53	0.856	0.020	0.0748	0.0006	0.54	623	11	465	4	1195	39	75
X200519e_13	339	69	58.7	0.20	0.427	0.008	0.0580	0.0007	0.41	359	6	363	5	308	42	101
X200519e_14	1519	153	915	0.10	1.040	0.023	0.0529	0.0005	0.51	716	12	332	3	2202	37	46
X200519e_15	3107	85	81.5	0.03	0.366	0.004	0.0496	0.0005	0.98	316	3	312	3	344	19	99
X200519e_16	615	95	113.1	0.15	0.440	0.006	0.0507	0.0005	0.84	369	4	319	3	676	32	86

<i>Microgranite – apatite</i>													
Source file	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	<i>Isotopic Ratios</i>			207Pb/206Pb	Error (%)					
				238U/206Pb	Error (%)	207Pb/206Pb			Error (%)				
X210519a_1	131	96	27	10.71	5.14	0.4195	0.55						
X210519a_2	115	83	27	10.05	6.03	0.4481	1.85						
X210519a_3	119	89	26	10.02	5.81	0.4372	0.69						
X210519a_4	138	110	30	10.51	5.15	0.4331	0.62						
X210519a_5	109	49	17	11.43	5.49	0.3701	1.68						
X210519a_6	50	39	38	4.65	5.11	0.6722	0.49						
X210519a_7	115	89	25	10.83	5.20	0.4288	0.58						
X210519a_8	52	35	65	3.01	6.02	0.7353	0.69						
X210519a_9	98	63	25	9.83	5.01	0.4646	0.60						
X210519a_10	57	53	34	5.69	5.17	0.6346	0.57						
X210519a_11	55	46	32	5.67	5.22	0.6378	0.47						
X210519a_12	36	49	28	4.63	5.09	0.6674	0.55						
X210519a_13	65	46	39	5.44	5.38	0.6412	0.55						
X210519a_14	93	39	100	3.36	5.38	0.7236	0.48						
X210519a_15	82	37	82	3.56	5.35	0.7101	0.99						
X210519a_16	77	12	57	4.60	9.67	0.6716	1.01						
X210519a_17	89	4	13	11.70	5.50	0.3760	1.41						
X210519a_18	79	48	107	2.75	6.61	0.7456	0.63						
X210519a_19	84	58	33	7.29	5.25	0.5644	0.76						
X210519a_20	34	17	220	0.62	19.14	0.8289	0.45						
X210519a_21	90	18	229	1.54	16.97	0.8075	0.43						
X210519a_22	58	25	400	0.61	6.09	0.8358	0.35						

Annexe C. (suite)

<i>Microgranite – apatite</i>										
Source file	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	<i>Isotopic Ratios</i>			Error (%)	207Pb/206Pb	Error (%)	207Pb/206Pb
				238U/206Pb	238U/206Pb	238U/206Pb				
X210519a_23	52	30	578	0.38	0.38	6.77	0.8460	0.43	0.8460	0.43
X210519a_24	48	26	607	0.33	0.33	5.95	0.8496	0.38	0.8496	0.38
X210519a_25	101	84	14	13.19	13.19	6.33	0.3519	1.93	0.3519	1.93
X210519a_26	46	28	366	0.52	0.52	5.22	0.8421	0.36	0.8421	0.36
X210519a_27	36	34	420	0.31	0.31	8.28	0.8452	0.45	0.8452	0.45
X210519a_28	51	30	164	1.27	1.27	8.52	0.8095	0.47	0.8095	0.47
X210519a_29	71	26	279	0.96	0.96	7.18	0.8208	0.45	0.8208	0.45
X210519a_30	58	51	34	5.62	5.62	6.74	0.6535	0.84	0.6535	0.84
X210519a_31	36	48	24	5.27	5.27	5.22	0.6545	0.75	0.6545	0.75
X210519a_33	43	52	28	5.22	5.22	5.22	0.6598	0.67	0.6598	0.67
X210519a_34	36	47	23	5.32	5.32	5.17	0.6443	1.07	0.6443	1.07

<i>Leucogranite – apatite</i>										
Source file	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	<i>Isotopic Ratios</i>			Error (Abs)	207Pb/206Pb	Error (Abs)	207Pb/206Pb
				238U/206Pb	238U/206Pb	238U/206Pb				
S210519c-02	370	26	38	13.142	13.142	0.149	0.3369	0.0062	0.3369	0.0062
S210519c-03	83	112	113	2.731	2.731	0.048	0.7470	0.0053	0.7470	0.0053
S210519c-04	79	111	93	3.180	3.180	0.053	0.7277	0.0057	0.7277	0.0057
S210519c-05	35	51	76	1.863	1.863	0.033	0.7870	0.0040	0.7870	0.0040
S210519c-06	32	13	44	2.679	2.679	0.041	0.7416	0.0073	0.7416	0.0073

<i>Leucogranite – manganotantalite</i>									
Source file	238U/206Pb	Error (%)	<i>Isotopic Ratios</i>			207Pb/206Pb	Error (%)		
			238U/206Pb	238U/206Pb	238U/206Pb				
S-060220c-03	12.50	3.5	0.3097	0.3097	0.3097	8.1			
S-060220c-04	11.55	3.6	0.3468	0.3468	0.3468	8.4			
S-060220c-05	6.34	5.6	0.5406	0.5406	0.5406	8.5			
S-060220c-06	3.94	3.4	0.6331	0.6331	0.6331	8.2			
S-060220c-08	20.13	3.6	0.0535	0.0535	0.0535	8.2			
S-060220c-09	20.04	3.4	0.0524	0.0524	0.0524	8.2			
S-060220c-10	21.57	4.7	0.0603	0.0603	0.0603	16.6			
S-060220c-13	14.47	4.3	0.2708	0.2708	0.2708	8.1			
S-060220c-14	18.12	5.6	0.1191	0.1191	0.1191	11.8			
S-060220c-15	20.08	3.4	0.0701	0.0701	0.0701	10.8			
S-060220c-17	20.05	3.4	0.0525	0.0525	0.0525	8.2			

Annexe C. (suite)

<i>Leucogranite – manganotantalite</i>				
Source file	<i>Isotopic Ratios</i>			Error (%)
	238U/206Pb	207Pb/206Pb	207Pb/206Pb	
S-060220c-19	17.55		0.1350	8.9
S-060220c-20	20.91		0.0538	8.2
S-060220c-23	20.04		0.0536	8.2
<i>Leucogranite – cassitérite</i>				
Source file	<i>Isotopic Ratios</i>			Error (%)
	238U/206Pb	207Pb/206Pb	207Pb/206Pb	
S-050220a-1	18.62		0.1662	5.8
S-050220a-2	16.72		0.1859	4.5
S-050220a-3	19.96		0.0752	4.7
S-050220a-4	18.02		0.2190	20.5
S-050220a-5	20.12		0.1012	4.0
S-050220a-6	19.92		0.0854	6.2
S-050220a-7	16.53		0.2285	3.2
S-050220a-8	20.08		0.1005	5.6
S-050220a-9	20.20		0.0934	8.4
S-050220a-10	18.12		0.1069	7.1
S-050220a-11	18.12		0.1578	4.5
S-050220a-12	17.79		0.1558	1.9
S-050220a-13	15.24		0.2760	4.0
S-050220a-14	19.80		0.1061	8.4
S-050220a-15	20.24		0.0689	7.5
S-050220a-16	18.98		0.1193	3.3
S-050220a-17	19.42		0.1014	4.6
S-050220a-18	19.08		0.1580	11.4
S-050220a-19	17.73		0.1380	9.4
S-050220a-20	20.41		0.0689	5.4
S-050220a-21	20.20		0.0839	5.8
S-050220a-22	20.66		0.0692	4.9
S-050220a-23	17.30		0.2480	8.9
S-050220a-24	18.12		0.1550	22.6
S-050220a-25	18.38		0.1644	5.4
<i>Pegmatite stockscheider – cassitérite #1</i>				
Source file	<i>Isotopic Ratios</i>			Error (%)
	238U/206Pb	207Pb/206Pb	207Pb/206Pb	

Annexe C. (suite)

<i>Pegmatite stockscheider – cassitérite #1</i>				
<i>Isotopic Ratios</i>				
Source file	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Error (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Error (%)
S-060220d-1	19.74	5.7	0.0642	6.7
S-060220d-2	19.05	5.9	0.0900	3.8
S-060220d-3	20.22	5.9	0.0631	4.0
S-060220d-4	18.03	5.8	0.1486	4.5
S-060220d-5	18.38	6.1	0.1545	2.9
S-060220d-6	18.59	5.9	0.0929	3.6
S-060220d-7	18.76	6.2	0.1042	4.8
S-060220d-8	14.04	6.9	0.2370	19.8
S-060220d-9	19.69	6.3	0.0703	4.8
S-060220d-10	18.76	6.2	0.0849	4.7
S-060220d-11	20.00	5.8	0.0643	3.6
S-060220d-12	19.31	6.2	0.1195	3.9
S-060220d-14	15.87	5.7	0.2640	4.2
S-060220d-15	19.28	5.8	0.1129	4.0
S-060220d-16	18.21	6.2	0.1331	5.7
S-060220d-17	17.09	6.0	0.1404	4.3
S-060220d-18	18.38	5.9	0.0743	4.3
S-060220d-19	19.92	6.0	0.0577	4.2
S-060220d-20	19.61	6.1	0.0624	5.4
S-060220d-21	19.72	5.7	0.0809	4.2
S-060220d-22	20.28	5.9	0.0619	4.7
S-060220d-23	20.13	5.8	0.0623	5.0
S-060220d-25	19.57	5.9	0.0930	3.7

<i>Pegmatite stockscheider – cassitérite #2</i>				
<i>Isotopic Ratios</i>				
Source file	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Error (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Error (%)
S-050220e-2	17.54	2.1	0.0966	7.2
S-050220e-3	17.95	2.3	0.091	7.7
S-050220e-4	18.21	3.3	0.0814	8.2
S-050220e-5	17.83	3.7	0.0848	9.0
S-050220e-6	19.65	3.3	0.0615	8.0
S-050220e-7	19.84	2.2	0.0619	7.8
S-050220e-8	19.72	2.8	0.0572	7.5
S-050220e-9	19.34	2.5	0.0688	10.5
S-050220e-10	19.65	2.9	0.0648	8.0
S-050220e-11	19.88	2.8	0.057	7.5

Annexe C. (suite)

Pegmatite stockscheider – cassitérite #2

Source file	<i>Isotopic Ratios</i>		
	238U/206Pb	Error (%)	207Pb/206Pb
S-050220e-13	20.20	2.2	0.0586
S-050220e-15	18.98	2.5	0.0742
S-050220e-16	18.12	2.5	0.0875
S-050220e-18	17.33	3.1	0.0809
S-050220e-19	17.95	4.1	0.0708
S-050220e-21	18.69	2.4	0.0794
S-050220e-22	19.16	2.5	0.0674
S-050220e-23	18.69	3.7	0.0908
S-050220e-24	19.19	2.5	0.0748
S-050220e-25	19.92	2.8	0.0578

Filon de quartz – cassitérite

Source file	<i>Isotopic Ratios</i>		
	238U/206Pb	Error (%)	207Pb/206Pb
S-050220f-1	21.33	4.5	0.0549
S-050220f-2	19.55	4.7	0.0726
S-050220f-4	17.79	5.0	0.1060
S-050220f-7	20.43	4.7	0.0551
S-050220f-11	20.36	4.7	0.0567
S-050220f-12	20.30	4.7	0.0527
S-050220f-13	20.27	4.7	0.0547
S-050220f-14	20.28	4.7	0.0560
S-050220f-15	19.89	4.6	0.0586
S-050220f-16	18.09	4.7	0.0732
S-050220f-17	17.76	4.8	0.0888
S-050220f-18	19.76	4.7	0.0759
S-050220f-20	14.71	4.7	0.1261
S-050220f-21	20.11	4.8	0.0663
S-050220f-22	19.23	4.8	0.0753
S-050220f-24	20.20	4.6	0.0581
S-050220f-25	20.15	4.6	0.0610

Citation de l'article : 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 Montebbras (Creuse, Massif central français), *BSGF - Earth Sciences Bulletin* Vol: 200012.