



Université  
de Liège

**Université de Liège**  
**Faculté des Sciences**  
**Laboratoire de Minéralogie**



*Étude minéralogique de l'or et de ses minéraux  
accompagnateurs sur le pourtour du massif  
cambro-ordovicien de Serpont*

Mémoire présenté par

**BRUNI Yannick**

**Année académique**  
**2014-2015**

En vue de l'obtention du grade de  
Master en sciences géologiques  
à finalité approfondie





Université  
de Liège

**Université de Liège  
Faculté des Sciences  
Laboratoire de Minéralogie**



*Étude minéralogique de l'or et de ses minéraux  
accompagnateurs sur le pourtour du massif  
cambro-ordovicien de Serpont*

Mémoire présenté par

**BRUNI Yannick**

**Année académique  
2014-2015**

En vue de l'obtention du grade de  
Master en sciences géologiques  
à finalité approfondie

*Mon premier remerciement s'adresse à mon promoteur, Frédéric Hatert, pour son suivi, ses conseils et mon initiation à l'orpaillage.*

*Je remercie également David Bastin pour la mise à disposition des broyeurs et du Knelson, Jean-Marc Baele pour les analyses à la microsonde et Philippe Compère pour les analyses MEB.*

*Je suis très reconnaissant envers la DNF de m'avoir autorisé à circuler librement au sein du Massif de Serpont.*

*Je tiens à remercier Maxime Baijot et Fabrice Dal Bo pour leur aide, leur disponibilité et leur soutien.*

*Enfin, merci à mes collègues de bureau, Quentin et Geoffrey, pour tous les bons moments passés ensemble, ainsi qu'à ma famille et mes amis qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire.*

## RÉSUMÉ

Comme en témoigne les vestiges retrouvés sur place, l'or ardennais fut exploité du *V<sup>e</sup> siècle B.C.* au *V<sup>e</sup> siècle A.D.* (époque celte à franque), puis à la fin du *XIX<sup>e</sup> siècle*. À l'heure actuelle, ce métal précieux est toujours présent mais en très faible quantité.

L'or prélevé dans le cadre de ce mémoire provient des ruisseaux traversant le massif cambro-ordovicien de Serpont, situé en Belgique, au centre de la province du Luxembourg. Une carte de distribution, une description morphologique, ainsi que des analyses chimiques à la microsonde électronique, au microscope électronique à balayage (MEB) et par diffraction des rayons X (XRD), ont été réalisés. Aucune occurrence d'or n'a été directement détectée dans les filons de quartz de Bras, Serpont et Bois-la-Dame, ni dans les conglomérats et arkoses lochkoviens de la Formation de Fépin.

L'or alluvionnaire du massif de Serpont est dispersé sous l'aspect de grains et de paillettes, le plus souvent de forme « modified », comportant parfois des inclusions ou des empreintes de quartz. Les analyses chimiques ont décelé des teneurs inférieures à 7 % en poids d'argent, excepté pour un grain correspondant à de l'électrum, ainsi que des traces de cuivre et de fer réparties de manière homogène dans chaque grain. L'origine de l'or est probablement à la fois filonienne, mis en place lors de la formation de fluides métamorphiques tardi-varisques dans un contexte de « shear zone », et détritique, c'est-à-dire contenu au sein des conglomérats et arkoses éodévoniens de la Formation de Fépin. Ces événements semblent comparables à ceux survenus au sein du massif de Stavelot.

Les minéraux alluvionnaires associés à l'or sont : le grenat (composante almandin – spessartine – grossulaire typique de l'Ardenne), la magnétite, la tourmaline (schörl – dravite), le zircon, le chloritoïde, l'ilménite, le rutile et la pyrite (parfois aurifère). Une description morphologique, de même que des analyses chimiques et/ou XRD ont été réalisées sur chaque minéral.

Les orpaillages effectués à Recht (Sud du massif de Stavelot) ont mis en évidence la présence d'augite et de forstérite en plus des minéraux alluvionnaires « classiques ». Au vu de leur composition chimique, ces deux minéraux se seraient formés dans le téphra d'Eltille, mis en place lors du volcanisme Tertiaire de l'Eifel.

## ABSTRACT

The Serpont Massif is a small Cambro-Ordovician Massif located in the centre of the Luxembourg province - between the cities of Libramont-Chevigny, Bras and Libin - in the South East of Belgium. The Massif is covered by many water streams mainly situated in the surrounding Lochkovian conglomerate of the "Fépin Formation".

Ardennes' gold was mined for the first time from the *V<sup>th</sup> century* B.C. to the *V<sup>th</sup> century* A.D., corresponding to the Celtic to Roman era. Between the end of the *XIX<sup>th</sup> century* and the early *XX<sup>th</sup> century*, a second phase of exploitation occurred thanks to Julius Jung, causing an "Ardennes gold rush". Currently, this precious metal is still present in small amounts and we can always see numerous remains from these activities as mines or tailings. For this master thesis, gold was collected from alluvial deposits on the Cambro-Ordovician Serpont Massif and in surrounding conglomerates. A distribution map, a morphological description, as well as chemical analysis at the electron microprobe, scanning electron microscope (SEM) and X-ray diffraction (XRD) were performed. No gold occurrence was directly detected in quartz veins in Bras, Serpont and Bois-la-Dame, nor in Lochkovian conglomerate of the "Fépin Formation".

Alluvial gold of Serpont Massif is dispersed with an appearance of grains and specks, most often in a "modified" form, containing sometimes quartz inclusions. Chemical analyses detected contents of silver below 7-weight %, except for a grain corresponding to electrum; traces of copper and iron were also observed. All these elements are distributed homogeneously in each grain. The origin of gold is probably related to the formation of veins, mostly set up during the Variscan metamorphic event (500°C and 300-400 MPa) in a "shear zone", and its release from the lower Devonian conglomerates of the "Fépin Formation" by erosion. These events seem similar to those that occur in the Stavelot Massif in Belgium. Heavy alluvial minerals associated with gold are garnet (almandine - spessartine - grossular typical of Ardennes), magnetite, tourmaline (schorl - dravite), zircon, chloritoid, ilmenite, rutile and pyrite (sometimes with a very small amount of gold). A morphological description, as well as chemical and/or XRD analyses, were performed on each mineral.

Augite and forsterite were found in the south of the Stavelot Massif (Recht). These minerals were formed in the Eltville tephra set up during the Tertiary volcanic events in Eifel.

# Table des matières

|   |           |
|---|-----------|
| <b>1. INTRODUCTION .....</b>  | <b>1</b>  |
| <b>2. CADRE GÉOGRAPHIQUE .....</b>                                      | <b>2</b>  |
| <b>3. CONTEXTE GÉOLOGIQUE .....</b>                                     | <b>3</b>  |
| <b>3. 1. La genèse de l'Ardenne.....</b>                                | <b>3</b>  |
| <b>3. 2. Les évènements tectoniques .....</b>                           | <b>4</b>  |
| <b>3. 3. Le métamorphisme.....</b>                                      | <b>6</b>  |
| <b>3. 4. Cartographie géologique du massif de Serpont.....</b>          | <b>9</b>  |
| <b>3. 5. Le massif de Stavelot.....</b>                                 | <b>12</b> |
| <b>4. L'OR EN ARDENNE.....</b>  | <b>13</b> |
| <b>4. 1. Historique.....</b>  | <b>13</b> |
| 4. 1. 1. La (re)découverte de l'or.....                                 | 13        |
| 4. 1. 2. Les datations disponibles.....                                 | 15        |
| 4. 1. 3. Les premiers orpailleurs ardennais.....                        | 17        |
| 4. 1. 4. Le massif de Serpont .....                                     | 20        |
| <b>4. 2. Localisation des « gisements » aurifères belges.....</b>       | <b>21</b> |
| <b>5. MÉTHODES ANALYTIQUES .....</b>                                    | <b>23</b> |
| <b>6. DESCRIPTIONS MINÉRALOGIQUES.....</b>                              | <b>24</b> |
| <b>6. 1. L'or .....</b>   | <b>24</b> |
| 6. 1. 1. Localisation des échantillons.....                             | 24        |
| 6. 1. 2. Description morphologique .....                                | 28        |
| 6. 1. 3. Composition chimique.....                                      | 29        |
| 6. 1. 4. Analyses MEB .....   | 30        |
| 6. 1. 5. Analyses XRD .....   | 31        |
| <b>6. 2. Les minéraux alluvionnaires associés à l'or .....</b>          | <b>32</b> |
| 6. 2. 1. Le grenat .....  | 32        |
| 6. 2. 2. La magnétite .....   | 34        |
| 6. 2. 3. Le zircon .....  | 34        |
| 6. 2. 4. La tourmaline .....  | 35        |
| 6. 2. 5. Le rutile .....  | 35        |
| 6. 2. 6. Le chloritoïde .....   | 36        |
| 6. 2. 7. L'ilménite .....   | 36        |
| 6. 2. 8. La pyrite .....  | 38        |
| <b>6. 3. Les minéraux filoniens.....</b>                                | <b>39</b> |
| 6. 3. 1. Le clinochlore .....   | 39        |
| 6. 3. 2. Les micas .....  | 39        |
| 6. 3. 3. La cuprite.....  | 39        |
| 6. 3. 4. La pyrite.....   | 39        |
| <b>6. 4. Les minéraux denses dans les conglomérats et arkoses .....</b> | <b>42</b> |
| <b>6. 5. Les minéraux alluvionnaires du massif de Stavelot.....</b>     | <b>42</b> |

|  |           |
|--|-----------|
| <b>7. DISCUSSION</b> .....   | <b>43</b> |
| <b>7. 1. Cristallochimie et origine(s) des minéraux denses</b> ..... | <b>43</b> |
| 7. 1. 1. Le grenat.....  | 43        |
| 7. 1. 2. La magnétite.....   | 45        |
| 7. 1. 3. L'ilménite.....   | 45        |
| 7. 1. 4. Le zircon.....  | 45        |
| 7. 1. 5. La tourmaline .....   | 46        |
| 7. 1. 6. Le chloritoïde.....   | 47        |
| 7. 1. 7. Le rutilé .....   | 48        |
| 7. 1. 8. La pyrite.....  | 48        |
| 7. 1. 9. L'augite et la forstérite du massif de Stavelot .....       | 49        |
| <b>7. 2. L'origine de l'or</b> .....                                 | <b>50</b> |
| 7. 2. 1. Les origines potentielles en Ardenne.....                   | 50        |
| 7. 2. 2. Le massif de Serpont .....                                  | 52        |
| 7. 2. 3. Comparaison avec le massif de Stavelot .....                | 57        |
| 7. 2. 4. Schéma récapitulatif sur l'origine de l'or en Ardenne ..... | 59        |
| <b>8. CONCLUSION</b> .....   | <b>60</b> |
| <b>BIBLIOGRAPHIE</b> .....   | <b>61</b> |
| <b>ANNEXES</b> .....   | <b>71</b> |

# 1. INTRODUCTION

L'or est un élément sidérophile<sup>1</sup> (Fleet *et al.*, 1999) de symbole « Au » et de numéro atomique 79. Ce métal précieux est très apprécié depuis la nuit des temps à cause de ses particularités uniques qui sont sa couleur jaune brillant, sa rareté et sa malléabilité, idéaux pour son utilisation en joaillerie. En outre, sa résistance à la corrosion et sa densité élevée (19,32 g/cm<sup>3</sup>) lui permettent de se concentrer naturellement et facilement dans des gisements primaires ou secondaires (Blaber *et al.*, 2009), au sein desquels il peut se retrouver sous forme de pépites ou de paillettes, en inclusions dans des minéraux (pyrite, etc), ou en association avec d'autres éléments comme l'argent (Boyle, 1979 ; Dejonghe, 2000). À l'heure actuelle, l'or est majoritairement utilisé en électronique, dentisterie, bijouterie, décoration ou encore comme pièces de monnaie (Meader, 2009).

En Ardenne belge, des vestiges témoignent d'une exploitation d'or remontant au environ du *IV<sup>e</sup> siècle B.C.* Sa récolte fut opérée par plusieurs peuplades successives dans certaines formations géologiques, ainsi que dans les alluvions localisés essentiellement au niveau des massifs cambro-ordoviciens de Rocroi, de Serpont et de Stavelot (Bastin, 1911 ; Grailet, 1998 ; Dejonghe, 2000).

Ce mémoire consiste en une étude minéralogique de l'or et de ses minéraux accompagnateurs sur le pourtour du massif cambro-ordovicien de Serpont. Il reste en effet de nombreuses questions concernant cet or ardennais, notamment à propos des processus géologiques de formation et de concentration de ce minéral à certains endroits. Ce mystère a poussé Hanssen & Viaene (1979) et Nonnon (1984) à analyser les paillettes et les grains d'or prélevés dans les cours d'eau des massifs cambro-ordoviciens de Stavelot et de Rocroi, respectivement. Aucune recherche similaire n'a cependant été effectuée dans le massif de Serpont, situé au Nord de Libramont-Chevigny, en province du Luxembourg. Ce travail consiste donc à réaliser cette étude en récoltant des sédiments denses dans les ruisseaux parcourant ce massif, et en analysant la morphologie et la cristallographie de l'or, ainsi que des espèces minérales denses accompagnatrices. Des échantillons d'arkoses, de conglomérats, de grès et des filons de quartz seront également prélevés afin de déterminer leur éventuel potentiel aurifère. Le contexte géologique et les différents résultats obtenus seront comparés avec ceux du massif de Stavelot.

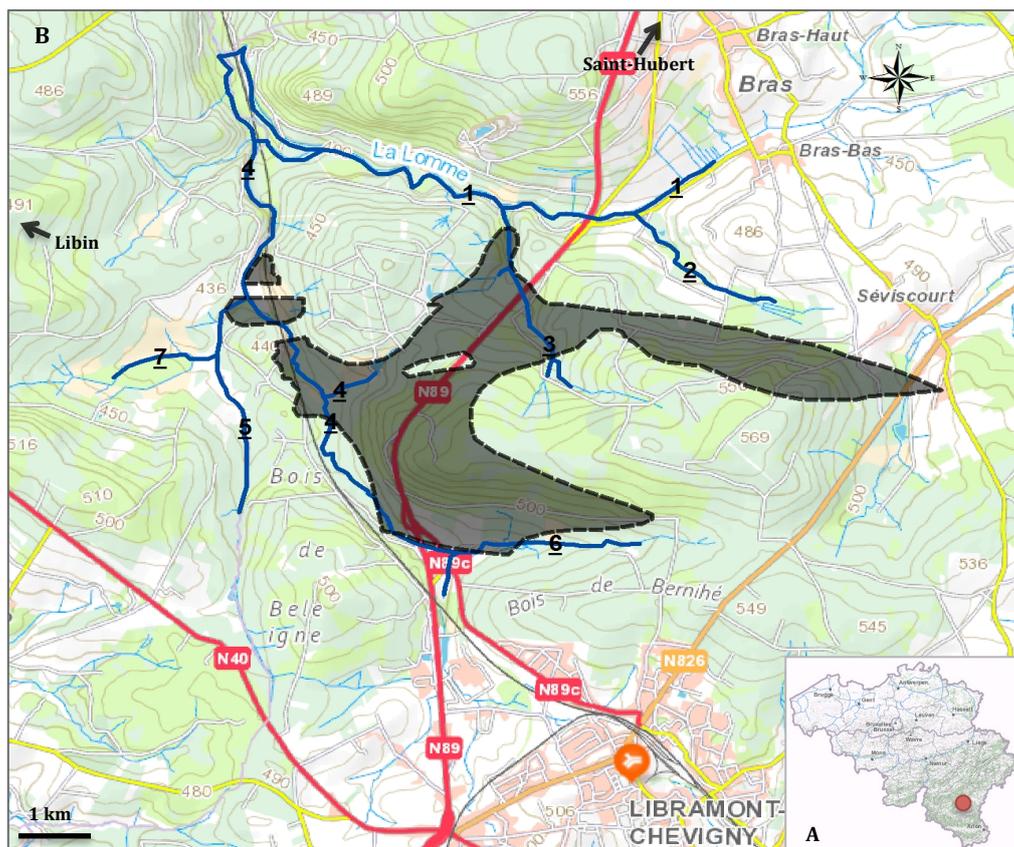
---

<sup>1</sup> Éléments chimiques tendant à s'associer préférentiellement au fer

## 2. CADRE GÉOGRAPHIQUE

Le massif de Serpont se situe en Belgique, au Sud-Est de la Wallonie (Fig. 2.1A). Plus précisément, celui-ci se localise au centre de la province de Luxembourg, entre les villes de Libin à l'Ouest, de Saint-Hubert au Nord et de Libramont-Chevigny au Sud (planche 64/3-4 ; Libin-Bras), et couvre une superficie d'environ 13 km<sup>2</sup>. Cette zone, positionnée dans la partie centrale de l'Ardenne belge, est l'une des plus élevées de Belgique avec une altitude d'environ 475 m. Autour de cette moyenne, le relief fluctue entre des niveaux moins élevés situés dans les vallées et des niveaux plus élevés (Bouezmarni & Debbaut, 2010) atteignant jusqu'à 560 m comme pour le massif de Serpont (Prick & Ozer, 1995).

D'un point de vue hydrographique, le massif de Serpont fait partie du sous-bassin de la Lomme, lui-même repris dans le bassin de la Lesse. Celui-ci est traversé par une rivière, « La Lomme », ainsi que par différents ruisseaux affluents tels que le ruisseau du « Serpont » et le ruisseau de « La Noire Eau » notamment (Fig. 2.1B) (Bouezmarni & Debbaut, 2010). La majorité de ceux-ci s'écoulent au niveau de la périphérie du massif car les roches y sont plus tendres (Wavreille, 1987), ce qui leur a permis de creuser des vallées avec, par endroit, des pentes assez raides (Bouezmarni & Debbaut, 2010).



**Fig. 2.1A:** Massif de Serpont (point rouge) positionné sur la carte de la Belgique (Topomapviewer, 2015) (1 cm = 150 km).

**Fig. 2.1B:** Cours d'eau au niveau du massif cambro-ordovicien de Serpont (en noir). Les limites géologiques sont celles de Beugnies (1984) et ont été retracées grâce au logiciel ArcGis. 1= La Lomme ; 2= Ruisseau du Golo ; 3= Ruisseau de la Barrière ; 4= Ruisseau de Serpont ; 5= Ruisseau de La Noire Eau ; 6= Ruisseau de Bernihé ; 7= Ruisseau de Large Fontaine (Topomapviewer, 2015).

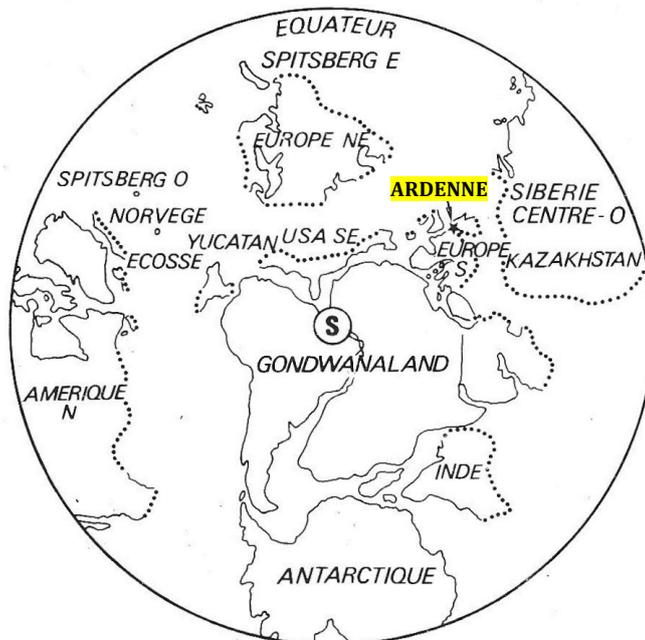
### 3. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

L'origine géologique du massif de Serpont va être brièvement décrite en commençant par du général vers du plus précis. Ces événements sont majoritairement inclus avec ceux qui ont affecté l'ensemble de l'Ardenne belge car leurs histoires géologiques sont communes.

#### 3. 1. La genèse de l'Ardenne

Si on ne tient compte que des terrains affleurant à sa surface, l'Ardenne s'est formée au Cambrien inférieur, il y a 545 Ma (Fourmarier, 1931). À cette époque, celle-ci, située dans l'hémisphère Sud ( $\pm 60^\circ\text{S}$ ) (Fig. 3.1), constituait un fond marin proche d'un continent (Vanguestaine, 1991 ; Torsvik *et al.*, 2012). La mer y déposait du sable et de l'argile formant dans un premier temps du grès et du shales qui, après métamorphisme, donneront les quartzites et les phyllades des socles ardennais (Beugnies, 1960). Cette région va ensuite se rapprocher de l'équateur puis, au Carbonifère supérieur, passer dans l'hémisphère Nord jusqu'à atteindre sa position actuelle durant le Quaternaire (Ziegler, 1992 ; Torsvik *et al.*, 2012).

Au cours de son histoire, l'Ardenne a subi une succession de phases sédimentaires et tectoniques qui vont être expliquées par la suite (Fig. 3.2). Cependant, dès la fin du Paléozoïque, toutes les roches ardennaises étaient déjà mises en place et déformées de la façon dont elles le sont actuellement (Demoulin & Ek, 1995).



**Fig. 3.1:** Position des continents au Cambrien inférieur. S= pôle Sud ; grand cercle autour= l'équateur (Vanguestaine, 1991: simplifié par Demoulin & Ek, 1995, modifié).

## 3. 2. Les évènements tectoniques

Depuis le Cambrien inférieur, l'Ardenne a été affectée à trois reprises par des phases tectoniques majeures appelées calédonienne, varisque (ou hercynienne) et alpine. Ces évènements furent à chaque fois suivis par une érosion intense (Fourmarier, 1931 ; de Béthune, 1961 ; Grimberieux *et al.*, 1995).

À l'origine, le territoire ardennais était annexé au grand continent Gondwana situé à proximité du pôle Sud (Ziegler *et al.*, 1979). Au début de l'Ordovicien ( $\pm 480$  Ma), un bloc continental comprenant principalement le Sud de l'Angleterre et l'Ardenne se détacha de celui-ci. Ce bloc, nommé Avalonia, migra ensuite vers le Nord (Fig. 3.3) en direction des continents Baltica et Laurentia (Perroud *et al.*, 1984 ; Van Der Voo & Johnson, 1985).

À la limite entre l'Ordovicien et le Silurien, une première collision eut lieu entre Avalonia et Baltica. Celle-ci fut suivie d'une autre entre Avalonia et Laurentia durant le Silurien supérieur (Scotese *et al.*, 1985), formant un supercontinent appelé Laurussia (ou « continent des vieux grès rouge ») (Ziegler *et al.*, 1979). Ces différents assemblages continentaux ont induit une déformation importante - nommé « l'orogénèse calédonienne » (Gosselet, 1888) - qui affecta non seulement l'Ardenne lors de la « phase ardennaise » (Ordovicien moyen au Silurien supérieur) (Sintubin *et al.*, 2009), mais également l'Ecosse et le massif du Brabant notamment (Fourmarier, 1931 ; Perroud *et al.*, 1984).

À partir du Dévonien inférieur, il eut d'abord une subsidence importante du bassin ardennais liée à une extension crustale NO-SE. Cet événement, contemporain du métamorphisme local (Lambert & Bellière, 1976 ; Meilliez *et al.*, 1991 ; Jongmans & Cosgrove, 1993), se serait développé à partir de blocs limités par des failles normales (Meilliez *et al.*, 1991). Au même moment, à cause de la subduction le long de la marge Ouest de l'océan paléotéthys, Gondwana migra vers le Nord (Fig. 3.3) jusqu'à finalement entrer en collision avec le continent Laurussia (Ziegler *et al.*, 1979) durant le Carbonifère. Ceci eut pour conséquence l'apparition d'une seconde grande phase de plissement nommée « orogénèse varisque » (Fourmarier, 1931 ; Ziegler *et al.*, 1979). La région ardennaise fut atteinte par cette orogénèse car elle est incluse dans sa partie externe septentrionale (= zone rhéno-hercynienne) (Meilliez *et al.*, 1991).

Le dernier grand évènement tectonique qui affecta l'Ardenne est « l'orogénèse alpine » durant le Tertiaire. Contrairement aux deux précédentes, celle-ci ne plissa aucun terrain belge. Elle eut seulement quelques répercussions dans nos contrées dont la plus conséquente est le soulèvement du massif ardennais de quelques centaines de mètres. Cette surrection permit une reprise de l'érosion faisant disparaître toute la couverture sédimentaire mésozoïque (Grimberieux *et al.*, 1995).

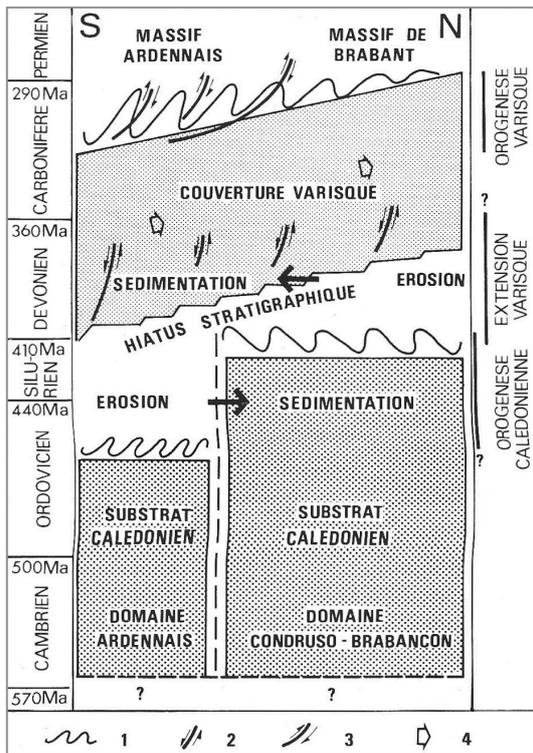
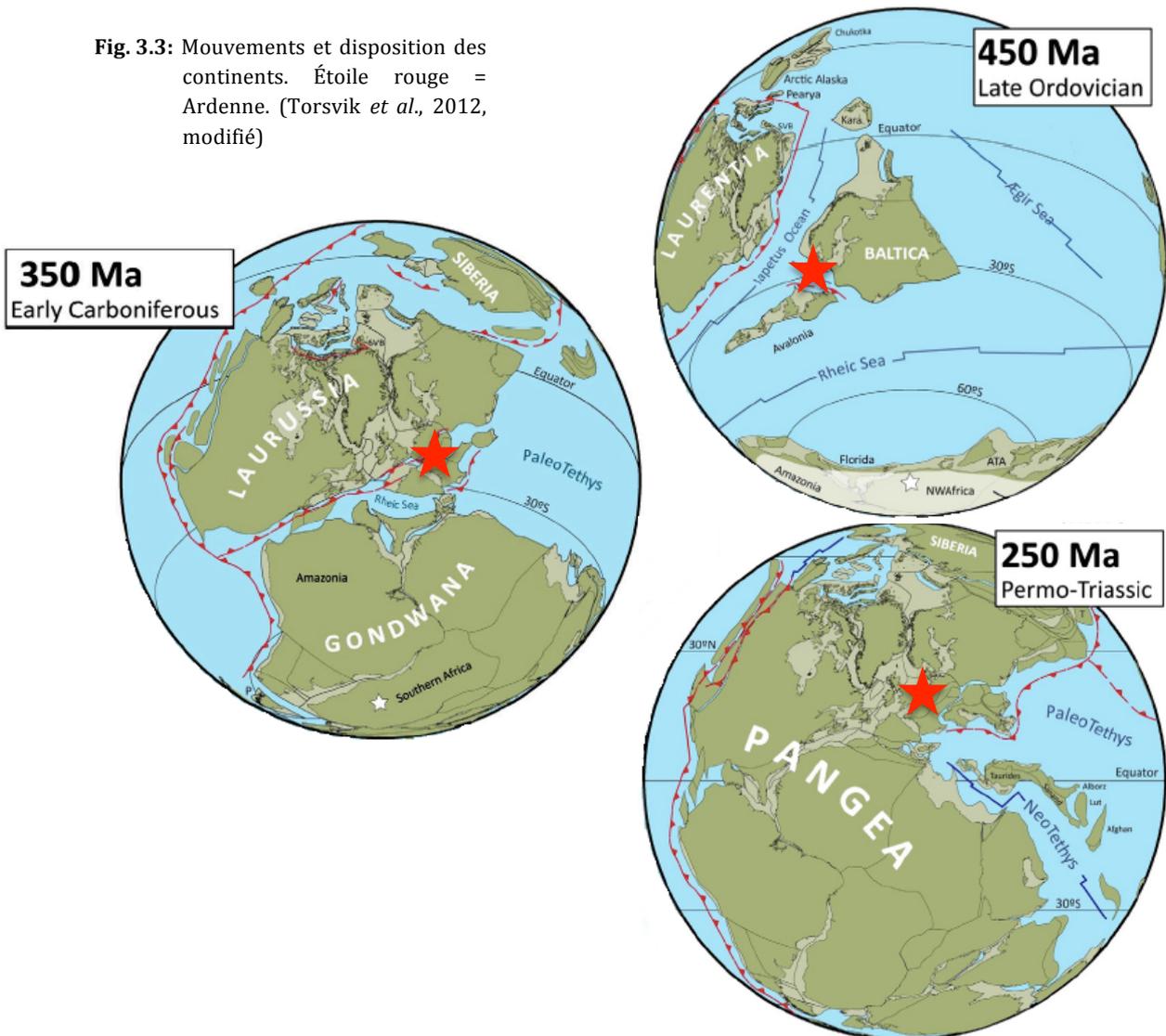


Fig. 3.2: Résumé des évènements calédoniens et varisques (Meilliez, 1991; modifié par Demoulin & Ek, 1995). 1= plissements; 2= failles listriques normales; 3= failles réactivées en failles de chevauchement et de charriage; 4= sens de la progression des mers hercyniennes.

Fig. 3.3: Mouvements et disposition des continents. Étoile rouge = Ardenne. (Torsvik *et al.*, 2012, modifié)



### 3. 3. Le métamorphisme

André Dumont (1847) fut le premier à mentionner la présence d'un métamorphisme en Ardenne. En 1931, Corin réfuta l'ancienne hypothèse selon laquelle le métamorphisme de Bastogne serait induit par un pluton car les roches magmatiques étaient trop « locales » pour justifier une telle extension. Cependant, celui-ci conserva l'idée d'un métamorphisme de contact pour la région de Libramont (Corin, 1931b). Depuis, de nombreuses recherches ont été effectuées dans cette région afin de mieux comprendre ce phénomène (de Béthune, 1985 ; Theye & Fransolet, 1993 ; Hatert & Theye, 2005).

Pour Theunissen (1970), de Béthune (1977a) et Beugnies (1976, 1986), le métamorphisme ardennais est épizonal, statique, de type Abukuma et survenu peu avant l'orogénèse varisque (Fig. 3.4). Les roches sédimentaires grésopélitiques cambro-ordoviciennes formant la majeure partie de la région se sont alors transformées en quartzites et phyllades le plus souvent à chlorite et muscovite (de Béthune, 1977a). Les minéraux métamorphiques caractéristiques sont le chloritoïde, la chlorite, l'épidote, la biotite, le grenat et la magnétite (de Béthune, 1961 ; de Béthune, 1977b ; Beugnies, 1986 ; Theye & Fransolet, 1993 ; Fielitz & Mansy, 1999).

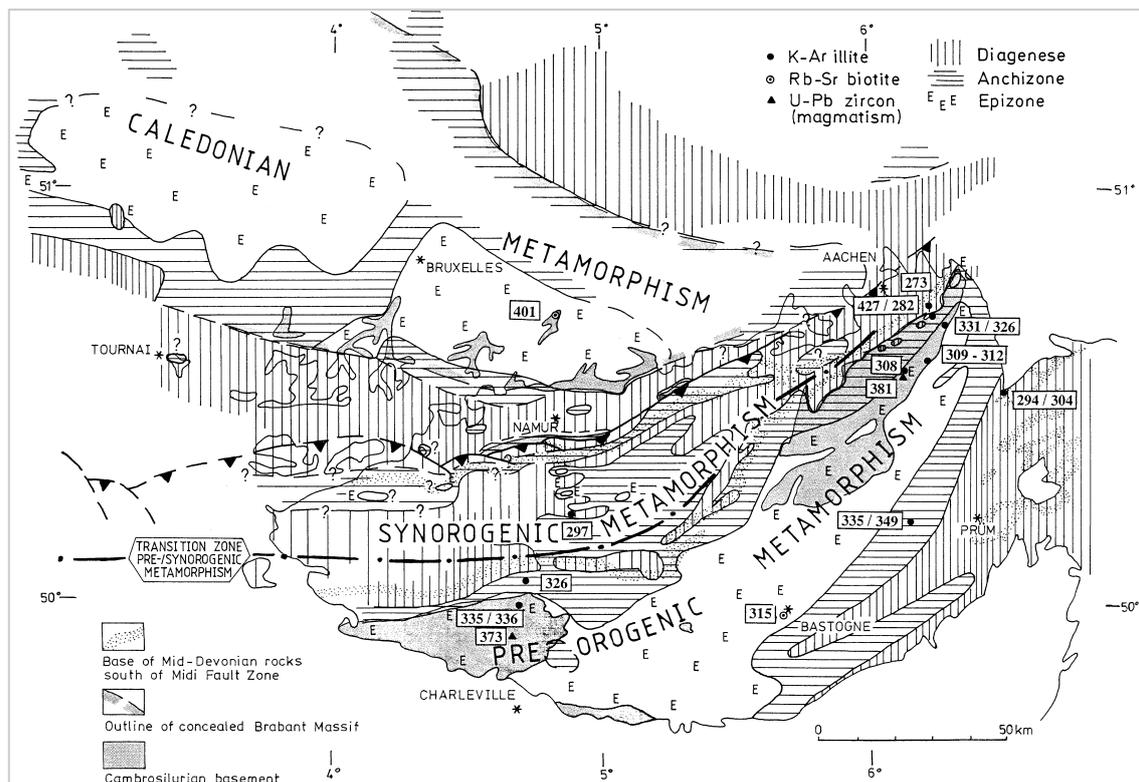
Concernant le massif de Serpont, une étude réalisée dans la commune de Libramont-Chevigny par de Béthune (1977a) conclut que le métamorphisme à cet endroit était très particulier, voir unique. Celui-ci aurait été engendré par un enfouissement (Vanderdriessche en 1941 ; de Béthune, 1977a ; Dewaele *et al.*, 2014) à une profondeur d'environ 10 km. La température alors atteinte serait de l'ordre de  $370 \text{ à } 450 \pm 40^\circ\text{C}$ , et la pression de 2 à 3 kbar, correspondant au faciès des « schistes verts » (de Béthune, 1977a). L'intensité est légèrement plus importante au Sud suite à une différence d'enfouissement (Gaibar-Puertas & Hoge, 1951 ; Dewaele *et al.*, 2014).

Les résultats obtenus par Beugnies (1986), pour ce qu'il appelle « la zone interne » de l'aire anticlinale du massif de Serpont (Annexe 1), sont :  $T^\circ \approx 400^\circ\text{C}$  et  $P \approx 2 \text{ kbar}$ . Ceux-ci correspondent également aux faciès des « schistes verts ».

Au début des années 90, Theye & Fransolet (1993) se sont basés sur des compositions chimiques de plagioclases, grenats et hornblendes pour obtenir une température de  $500^\circ\text{C}$  et une pression de 3 à 4 kbar (Fig. 3.5). Ceux-ci estiment donc que le faciès « amphibolites » a été atteint par endroits. Cette conclusion a également été signalée par Hatert *et al.* (1996) et Deroanne (2007), lors d'études sur la titanite de Bastogne et sur les amphiboles de Libramont, respectivement.

Quelques phases rétro-morphiques, probablement contemporaines de la phase d'extension lors du démantèlement de la chaîne varisque sont également présente à Libramont. Les conditions de ce métamorphisme rétrograde ont été estimées grâce notamment aux paragenèses à laumontite, prehnite et pumpellyite-Al, minéraux se formant dans les diaclases qui recoupent les roches métamorphiques. L'apparition de ces minéraux s'effectue à une température de  $200\text{-}250^\circ\text{C}$  et une pression inférieure à 3 kbar. Ces conditions, inférieures à celles du paroxysme du métamorphisme varisque, induiraient donc une cristallisation pendant la phase rétrograde (Hatert, 1998 ; Hatert & Theye, 2005 ; Hatert *et al.*, 2007).

Au niveau chronologique, malgré les traces d'un métamorphisme calédonien constatées dans le massif du Brabant (André & Deutsch, 1985) ainsi qu'au Nord du massif de Stavelot (Spaeth *et al.*, 1985 ; Fielitz & Mansy, 1999 ; Dewaele *et al.*, 2014), le métamorphisme du massif de Serpont, tout comme celui au Sud du massif de Stavelot, serait varisque pré-orogénique (Fig. 3.5) car il est contemporain de la phase d'extension (Lambert & Bellière, 1976 ; de Béthune, 1977a ; Beugnies, 1986 ; Jongmans & Cosgrove, 1993 ; Dewaele *et al.*, 2014) et que des phyllosilicates contournant les porphyroblastes ont été retrouvés dans le plan de schistosité des phyllades. Le métamorphisme calédonien aurait en fait été complètement effacé par ce dernier (Dewaele *et al.*, 2014). Étant donné que la minéralogie est restée inchangée, les conditions du métamorphisme varisque ont ensuite persisté (de Béthune, 1977a) jusqu'à la fin de l'orogénèse, où les conditions de température et de pression ont alors diminué (Hatert, 1998 ; Hatert & Theye, 2005) (Fig. 3.6).



**Fig. 3.4:** Zonations métamorphiques tracées à l'aide de plusieurs paramètres (Fielitz & Mansy, 1999).

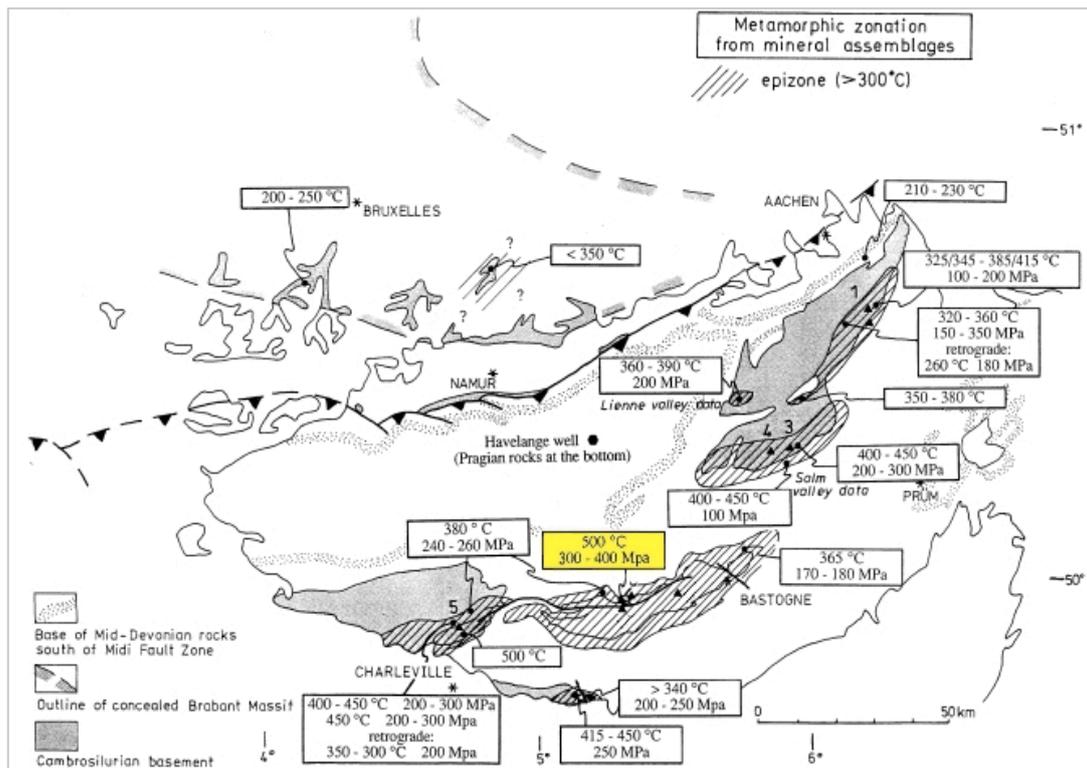


Fig. 3.5. : Zonations (Beugnies, 1986) et conditions métamorphiques pour le massif de Serpont (en jaune) (Theye & Fransolet, 1993) (modifié d'après Fielitz & Mansy, 1999).

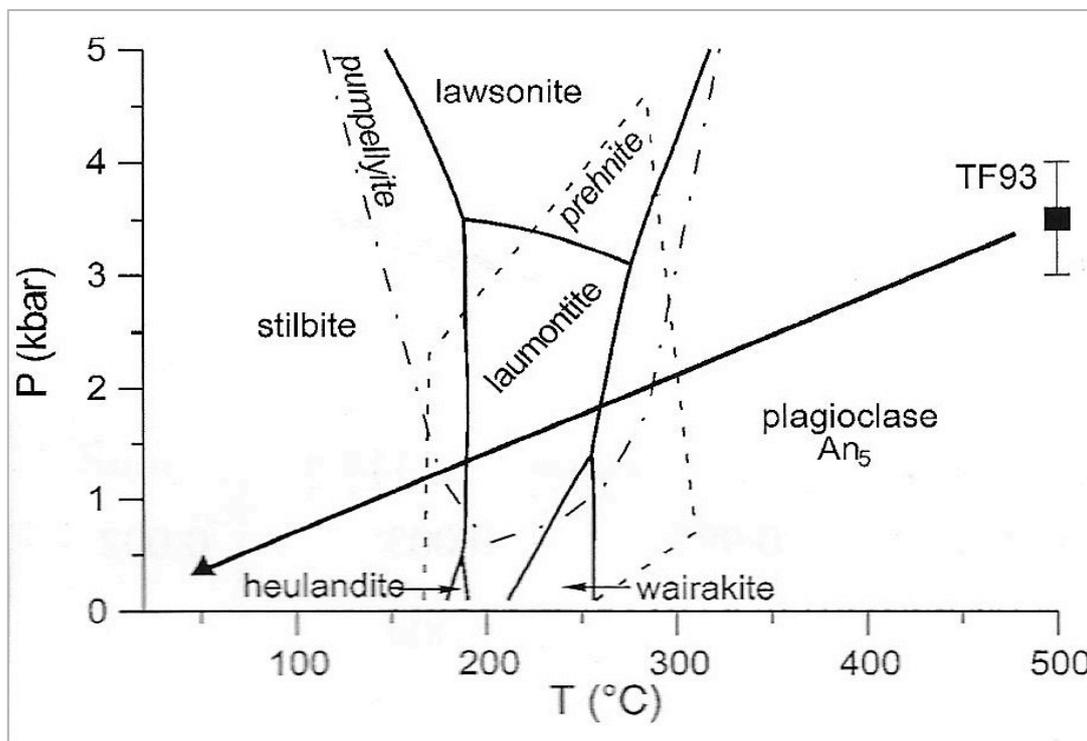


Fig. 3.6: Diagramme P-T avec les champs de stabilité de la stilbite, de l'heulandite, de la lawsonite, de la wairakite et du plagioclase (traits pleins) calculés avec les données thermodynamiques de Holland et Powell (1998). Les champs de la pumpellyite (traits mixtes) et de la prehnite (traits pointillés) ont une stabilité P-T maximum calculée par Frey *et al.* (1991). Le pic des conditions de métamorphisme de 3-4 kbar / 500°C est repris de l'article de Theye et Fransolet (1993) (TF93). Un chemin de refroidissement possible est indiqué par la flèche (Hatert & Theye, 2005).

### 3. 4. Cartographie géologique du massif de Serpont

Le massif de Serpont fait partie, avec ceux de Stavelot, de Rocroi et de Givonne, des quatre massifs cambro-ordoviciens de l'Ardenne (Fig. 3.7) (Geukens & Richter, 1961). Il est composé principalement de phyllades (de Béthune, 1961) appartenant aux Formations de Serpont et de Warinsart (Beugnies, 1960), entourés de roches datées du Lochkovien (anciennement Gedinnien) par Asselberghs (1926) grâce à son observation d'une nouvelle tranchée ferroviaire entre Serpont et Libramont. Ces dernières sont plus tendres (de Béthune, 1961) et discordantes (Malaise, 1911) comme le montre un affleurement situé le long du ruisseau de Barrière<sup>1</sup> où l'on peut observer cette discontinuité entre des phyllades cambriens à la base et le conglomérat lochkovien au sommet (Fig. 3.8). Ces roches éodévoniennes appartiennent aux Formations de Fépin (conglomérats/arkoses), Mondrepuits (shales), Oignies (grès/shales) et St-Hubert (shales)<sup>2</sup> (Malaise, 1911).

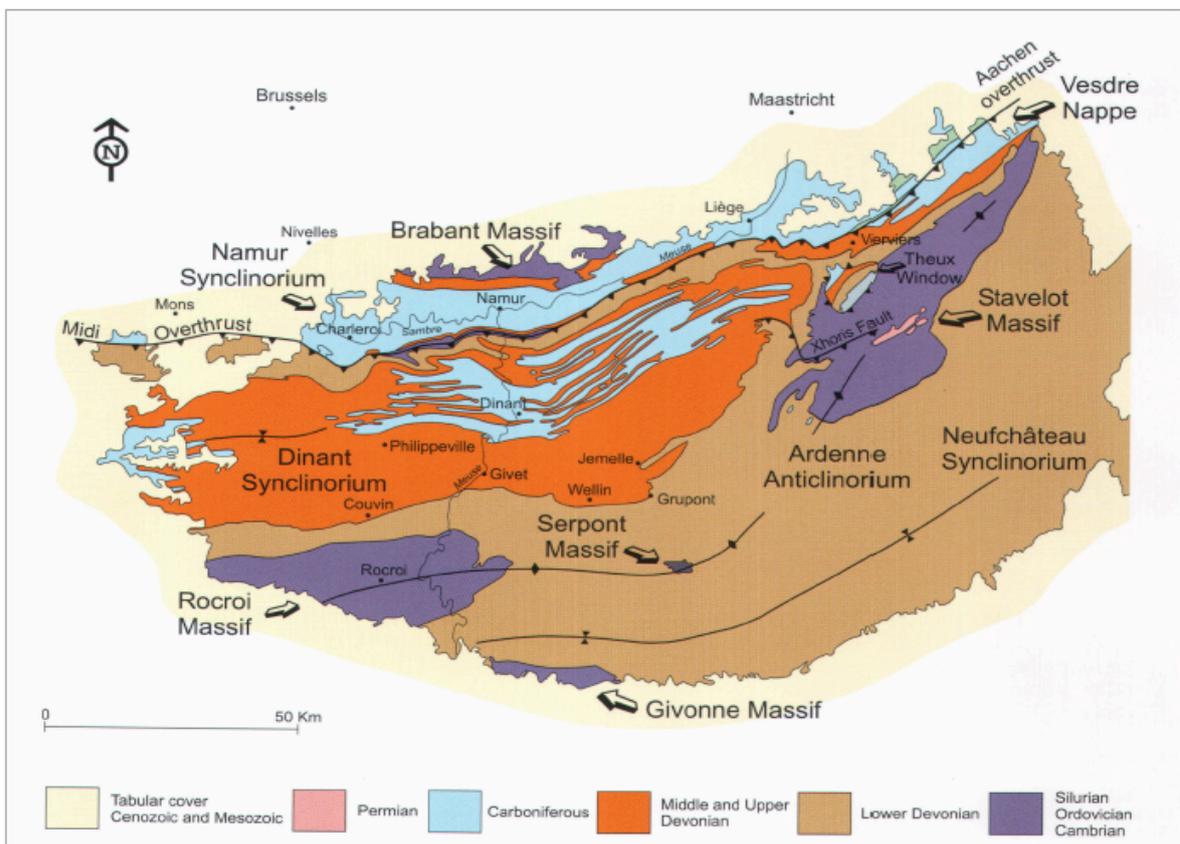


Fig. 3.7: Carte géologique du Sud de la Belgique (Bultynck & Dejonghe, 2001).

<sup>1</sup> Au Nord de la N89 et à l'Est du domaine de Warinsart

<sup>2</sup> Une description plus précise de la lithologie des différentes Formations est disponible en Annexe 2.



**Fig. 3.8:** Discordance entre les phyllades cambriens et le conglomérat lochkovien le long du ruisseau de la barrière.

D'un point de vue pétrographique, trois groupes de roches peuvent être différenciés par rapport à leur concentration en calcium : les roches pélitiques, calcopélitiques et calciques. Les premières sont des roches terrigènes riches en alumine qui formeront des aluminosilicates au cours du métamorphisme. Celles-ci représentent la majorité des roches de la zone métamorphique de Libramont (de Béthune, 1977b). Les secondes, anciennement appelées « cornéites » (Gosselet, 1888), possèdent déjà des teneurs appréciables en calcium. Ces roches, caractérisées par une absence de schistosité, contiennent souvent du plagioclase. Enfin, les roches calciques, présentes sous la forme de bancs minces ou de nodules, sont caractérisées par la disparition des minéraux potassiques (biotite et muscovite) et par l'importance du plagioclase, de l'épidote, de l'amphibole et du grenat riche en calcium. Les plus fréquentes sont des *amphibolites*. Lorsque les teneurs en calcium sont encore plus importantes et que l'épidote devient dominante, ces roches sont alors appelées *épidotites* ou anciennement « roche maclifère ou à ouralite » (de Béthune, 1977b).

Au niveau tectonique, le massif a subi les orogénèses citées précédemment dont la plus intense serait la varisque (Geukens & Richter, 1961 ; de Béthune, 1961 ; Beugnies, 1964). Ces formations cambriennes ont donc été plissées à deux reprises tandis que celles du Dévonien ne l'ont été qu'une seule fois (Geukens & Richter, 1961). De plus, cette zone est affectée par un système complexe de failles varisques dont les orientations principales varient entre les directions NO-SE et O-E (Gaibar-Puertas & Hoge 1951). Les trois principales ont été nommées failles de Bras, du Serpont et d'Opont par Beugnies (1984).

La carte géologique (Fig. 3.9) a été tracée sur le logiciel ArcGis à partir de celle dressée par Beugnies (1984). Sa réalisation n'est pas aisée car le nombre d'affleurements présents à cet endroit est restreint et leur qualité souvent médiocre (de Béthune, 1977a). Précisons que les cartes précédentes de Malaise (1901) et Asselberghs (1946) (Annexes 3 et 4) n'ont pas été prises en compte.

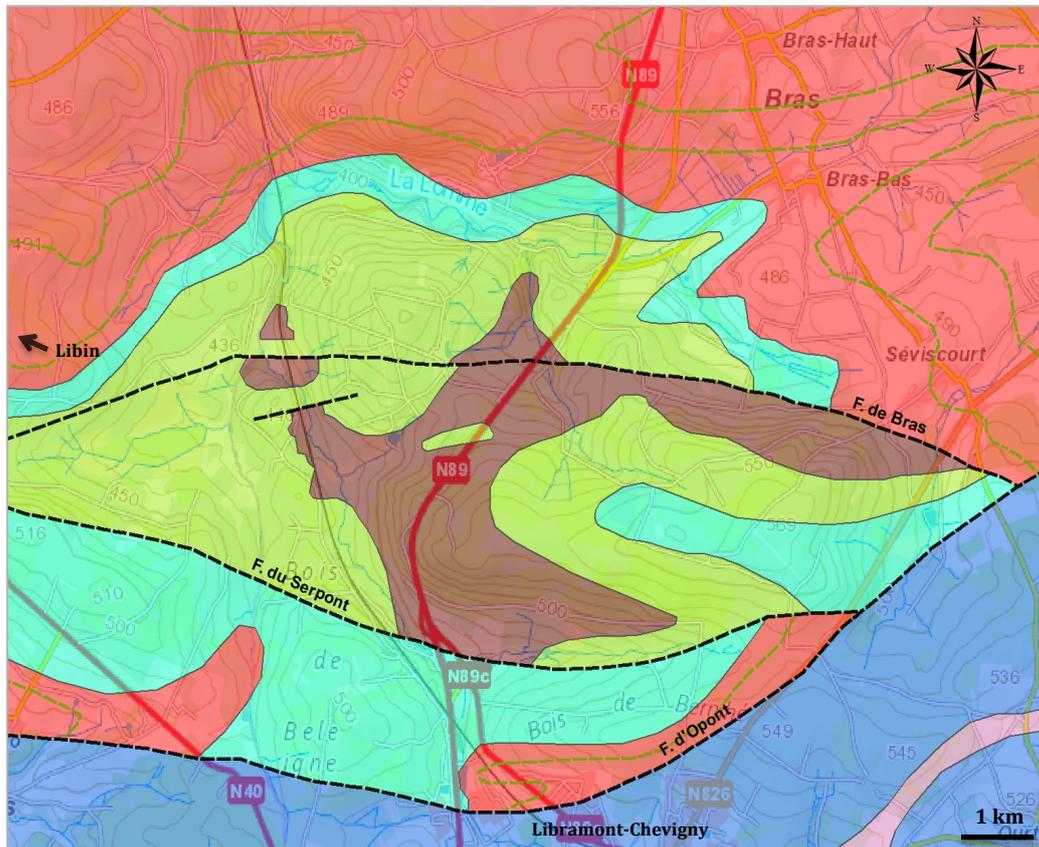
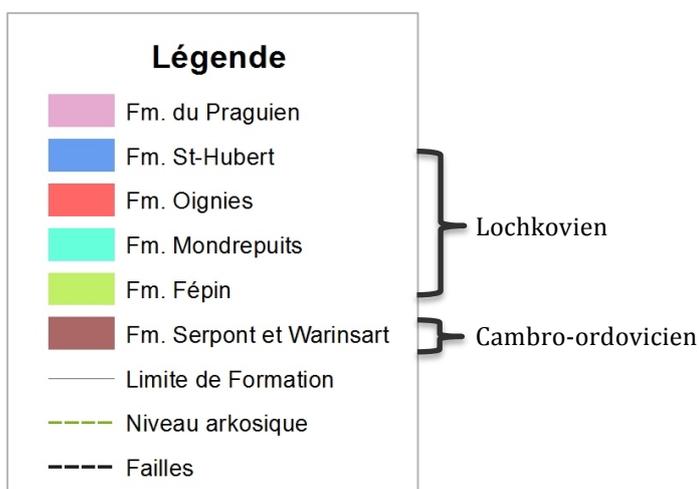


Fig. 3.9: Carte géologique du massif de Serpont d'après Beugnies (1984).



### 3. 5. Le massif de Stavelot

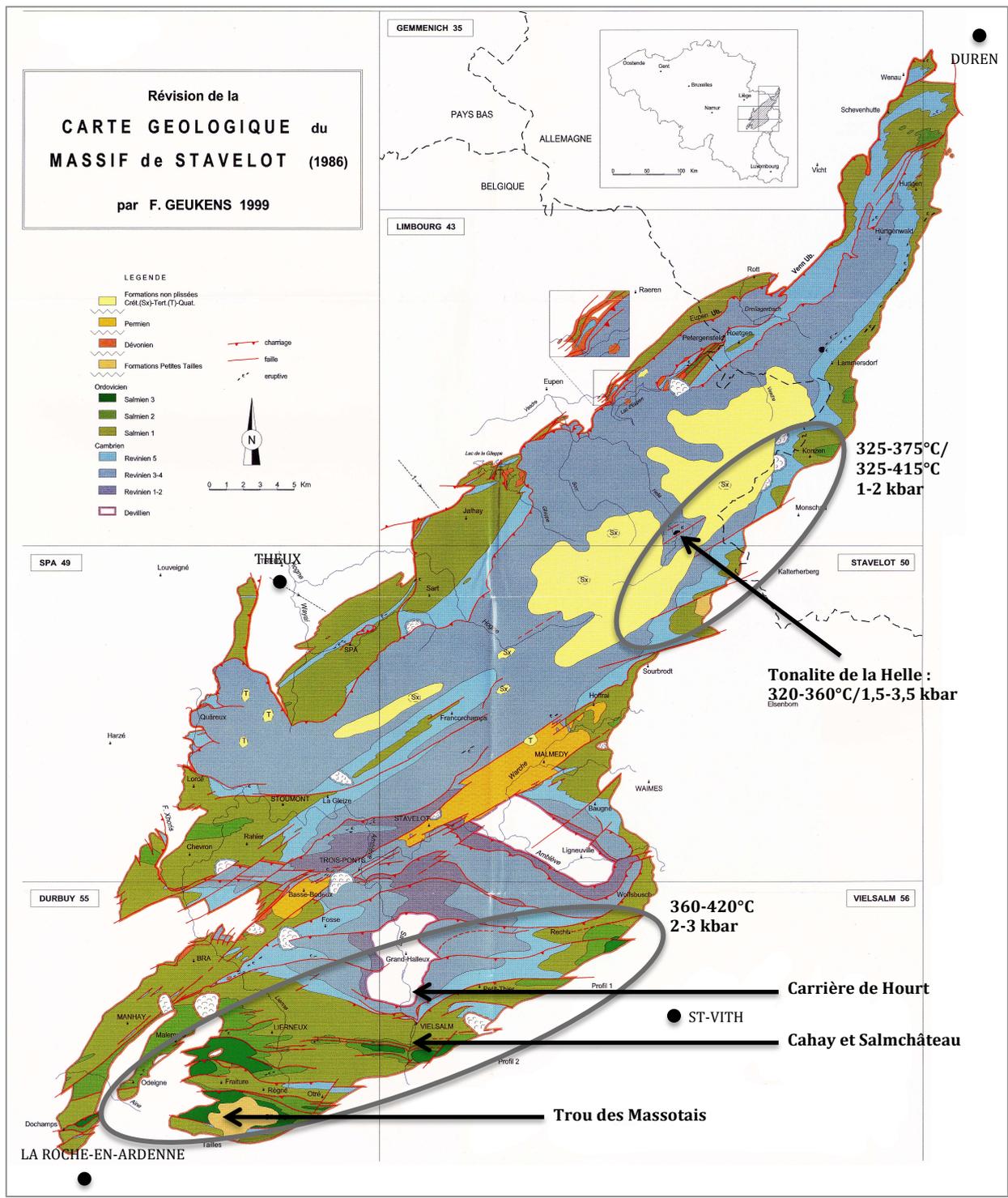
Le massif de Stavelot se situe à la fois en Belgique, à l'Est de la Wallonie, et en Allemagne. Celui-ci, correspondant à l'extrémité orientale de l'Ardenne, est localisé entre les villes de Theux (N), La Roche-en-Ardenne (S-O) et Saint-Vith (S) en Belgique (province de Liège et du Luxembourg), et Düren (N-E) en Allemagne.

Le massif de Stavelot, appartenant à l'Anticlinorium de l'Ardenne, est constitué de quartzites et de schistes métamorphiques appartenant aux Groupes de Deville (Cambrien inférieur à moyen), de Revin (Cambrien moyen à supérieur) et de La Salm (Ordovicien inférieur à moyen) (Geukens, 1999 ; Verniers *et al.*, 2001), entourés de roches détritiques discordantes datées de l'Éodévonien (Fig. 3.10) (Bultynck & Dejonghe, 2001).

Ce massif a été successivement affecté par les orogènes calédonienne et varisque, distinguant deux zones tectoniques séparées par le graben Permien de Malmedy. La première, au Nord, possède des plis et des failles de direction principale NE-SO. Cette tendance résulte à la fois de la proximité avec le massif du Brabant qui a agit tel un bloc rigide lors de la déformation N-O varisque, et de la surimposition de ces structures varisques sur celles E-O calédoniennes (Mansy *et al.*, 1999 ; Dewaele *et al.*, 2014). Par contre, les structures tectoniques au niveau de la seconde zone au Sud sont caractérisés par une direction E-O calédonienne (Geukens, 1986 ; Bless *et al.*, 1990 ; Jongmans & Cosgrove, 1993 ; Mansy *et al.*, 1999 ; Dewaele *et al.*, 2014), parfois réactivées lors de la déformation varisque (Dewaele *et al.*, 2014).

Les conditions du métamorphisme calédoniens ont été estimées à 280°C/1-3 kbar au Nord du massif, et à 380°C/3 kbar au Sud (Ferket *et al.*, 1998 ; Schroyen & Muchez, 1999). Cet événement fut suivi par un métamorphisme varisque seulement à l'Est et au Sud du massif – les conditions ont été évaluées à 360-420°C/2-3 kbar dans la région de Lierneux-Recht-Ottré et de 320-360°C/1,5-3,5 kbar à Helle (Kramm *et al.*, 1985) – effaçant le métamorphisme calédonien à ces endroits (Fig. 3.10) (Dewaele *et al.*, 2014).

Le contexte géologique général est donc similaire à celui du massif de Serpont, hormis les conditions de pression et de température du métamorphisme varisque qui sont légèrement plus faibles (faciès des « schistes verts »).



**Fig. 3.10** : Localisation et géologie du massif de Stavelot (Geukens, 1999, modifié) avec ses zones et conditions du métamorphisme varisque (ellipse grise) (Kramm *et al.*, 1985 ; Bless *et al.*, 1990 ; Ferket *et al.*, 1998).

## 4. L'OR EN ARDENNE

### 4. 1. Historique

#### 4. 1. 1. La (re)découverte de l'or

Durant de nombreuses années, des centaines de mystérieux monticules jalonnaient les rives de certains cours d'eau. Pour les populations locales, ceux-ci ressemblaient à un tas de gravats de formes irrégulières, sans importance ni signification, faisant tout simplement partie du paysage depuis la nuit des temps. Leurs origines restaient donc une énigme (Grailet, 1998). Qui aurait pu fournir un travail aussi gigantesque et dans quel but ?

Deux personnes ont tout de même tenté d'apporter une explication. Il y a eu en premier lieu l'abbé Michaël Bormann qui, en 1841, a prétendu que ces buttes étaient de véritables vestiges antiques servant à la protection face aux invasions étrangères. Une sorte de « muraille de Chine » en ruine (Bormann, 1841). Ensuite, en 1875, le médecin-historien Anton Hecking les assimila à une immense nécropole antique. Cette hypothèse, tout comme la précédente, ne reposait sur aucune preuve probante (Grailet, 1998).

À partir de 1875, les premières preuves concernant la présence d'or dans nos contrées, ainsi que son association avec ces mystérieux monticules, ont suscité la curiosité et/ou la cupidité de nombreuses personnes. Tout cela a permis d'accélérer les recherches et les connaissances à ce sujet. Notons malgré tout que dès 1754, un certain Gilles-Jean Moors, titré « seigneur d'Arquennes » sous le régime autrichien, avait déjà supposé la présence de ce métal précieux en Ardenne. En effet, celui-ci avait profité de sa mission gouvernementale concernant la recherche « de minerais et fossiles dans les provinces de Limbourg et de Luxembourg » pour émettre cette hypothèse. Cependant, sa mission tourna rapidement au fiasco à cause notamment de ses dépenses personnelles colossales et de ses rapports écrits composés exclusivement de rumeurs et d'affirmations non justifiées. Les seuls enseignements à retenir de cette courte mission est sa suspicion, dès cette époque, quant à la présence d'or en Ardenne et sa conviction « qu'il n'y avait pas que le Pérou où l'on trouvait l'or et l'argent » (Grailet, 1998).

À la fin de l'année 1875, Julius Jung fut chargé par sa firme d'estimer les ressources potentiellement exploitables en plomb et en fer dans la vallée de l'Amblève. En apercevant ces mystérieux monticules, celui-ci est convaincu qu'il s'agit de tertres témoignant d'un très ancien « lavage » intensif des cours d'eau dans le but de trouver un gisement ou un métal précieux comme l'or (Grailet, 1998). Il décida de se confier directement à l'ingénieur-géologue Von Dechen qui lui émit ses doutes quant à la présence éventuelle d'un métal à cet endroit (Bastin, 1911). Jung entreprit alors quelques prélèvements qui firent apparaître de minuscules paillettes d'or au fond de sa batée, confirmant ainsi son intuition. Quelques mois plus tard, il mit fin à sa prospection minière et quitta le territoire vu l'inutilité de poursuivre ses recherches en fer et en plomb. Il garda néanmoins le secret de sa récente découverte pour lui et se promit de revenir un jour afin de déterminer le profit personnel qu'il pourrait en retirer (Grailet, 1998).

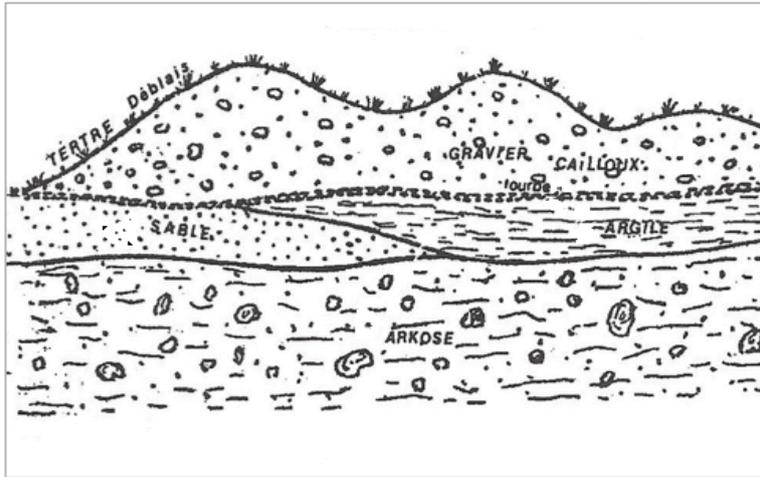
En 1880, le Dr Quirin Esser, archéologue passionné originaire de Malmedy, publia dans la revue « Kreisblatt für den Kreis Malmedy » que les monticules rencontrés dans la région étaient de véritables tertres d'orpaillage remontant à l'époque celte ou romaine. Sa datation se basait sur la découverte de poudre d'or, ainsi que d'un fer à cheval extrêmement petit appartenant à une espèce dite de « Prjevalski » qui vivait en Ardenne durant l'époque gallo-romaine. En outre, Quirin Esser décrivit la composition de ces tertres comme étant un mélange de roches (arkose, phyllade,...) issues du lit des rivières et reposant sur de l'humus identique à celui des berges (Figs. 4.1 et 4.2). Pour lui, leur origine était donc bien artificielle (Bastin, 1911 ; Grailet, 1998). Cependant, ces recherches ne suscitèrent pas l'intérêt de ses compatriotes pour qui les filons d'or étaient uniquement réservés aux continents lointains comme l'Asie ou l'Amérique (Grailet, 1998).

En 1895, Julius Jung retourna à Montenau (vallée de l'Amblève) dans le but de mettre en œuvre son chantier d'exploitation aurifère. Pour ce faire, il a dû d'abord s'associer avec Bernard-Auguste Wirtz afin de disposer de fonds nécessaires à l'élaboration et à la demande administrative de concessions. Tous ces investissements provoquèrent un intérêt général du grand public et une sorte de « ruée vers l'or ardennaise » (Fig. 4.3). Les orpailleurs pouvaient gagner de 50 centimes à 1 franc par jour. Cela représentait un bon salaire à l'époque (Grailet, 1998).

L'année suivante, les professeurs Lohest et Dewalque entamèrent une visite de ces exploitations ardennaises le long de la frontière allemande. Ils ont ensuite conclu que la présence de l'or à cet endroit restait encore à prouver (Lohest, 1896).

Entre 1897 et 1910, alors que son association avec Wirtz a cessé et que son industrie devient de plus en plus précaire, Julius Jung décida de s'associer avec son fils Friedrich Jung afin de relancer l'entreprise. Ensemble, ils continuèrent à étendre leurs concessions aurifères dans la région. Cependant, les profits tardant à arriver, les salaires des ouvriers devenus trop maigres, ainsi que le manque d'investisseurs financiers contribuèrent à la fermeture du site en 1910, année de la mort de Julius Jung (Grailet, 1998).

À partir de 1908, plusieurs géologues belges, dont notamment Hector De Rauw en 1913 et Jean-Claude Gillet en 1976, confirmèrent la présence de ce précieux métal en Ardenne. Afin de prouver ses dires, De Rauw organisa même une excursion extraordinaire à Faymonville avec les célèbres chercheurs de l'époque (De Rauw, 1920).



**Fig. 4.1:** Tertre schématisé par De Rauw (Grailet, 1998, modifié).

**Fig. 4.2:** Tertre le long du ruisseau de la Barrière (photo F. Hatert).



**Fig. 4.3:** L'orpailleur J. Paquay, responsable des travailleurs (Grailet, 1998).

#### 4. 1. 2. Les datations disponibles

Afin de mieux comprendre l'origine des tertres, quelques datations ont été réalisées sur des tourbes sous-jacentes, ainsi que sur des objets d'époque retrouvés à l'intérieur de ceux-ci.

- En 1880, le Dr Quirin Esser avait déjà confié son avis sur la question. Pour lui, ces monticules étaient d'authentiques vestiges d'orpaillage remontant à l'époque *gallo-romaine* (cfr. 4.1.1.).

- À la fin des années 1970, le palynologue J. Heim, sous l'initiative du géographe J-M. Dumont, effectua des datations au carbone-14 sur deux sondages issus des tourbières de la réserve naturelle « les Anciennes Troufferies » dans le massif de Serpont. Le premier échantillon a été prélevé sous un tertre, l'autre dans ses alentours. Les résultats radiocarbone obtenus sur la couche supérieure indiquèrent un âge compris entre le *milieu du 1<sup>er</sup> siècle B.C. et la fin du 1<sup>er</sup> siècle A.D.* (Dumont, 1979).

- L'année suivante, Dumont réalisa les mêmes analyses sur le « plateau des Tailles », près de la Baraque de Fraiture (massif de Stavelot). Les résultats acquis ici donnaient une fourchette chronologique incluse *entre le IV<sup>e</sup> et le II<sup>e</sup> siècle B.C.*, c'est à dire à la fin de l'époque celte, pendant le 2<sup>ème</sup> âge du Fer (Dumont, 1980).

- Durant des temps immémoriaux, une légende racontait l'existence de gnomes habitant dans une excavation située sur le « plateau des Tailles » (Fig. 4.4). À l'époque, personne ne pouvait penser que ce trou, appelé « Trou (ou Trô) des Massotais » (Fig. 4.5), s'apparentait en fait aux vestiges d'une mine d'or isolée car celle-ci est à la fois inondée en permanence et entourée d'une forêt dense d'épicéas (Grailet, 2000).

Cependant, grâce à des témoignages faisant état de l'apparition de l'entrée d'une galerie lors des sécheresses de 1921 et 1976 et aux découvertes d'or dans les alentours par Hector de Rauw en 1913, Lambert Grailet commença des recherches avec l'espoir que « ce trou s'échapperait de la légende pour nous livrer son histoire ». C'est avec cet objectif en tête qu'il organisa, avec son fils Albert et un journaliste Marc Fasol, la vidange du trou en 1998. Après plusieurs heures de pompage, une entrée de galerie creusée au pic fit enfin son apparition, prouvant ainsi son existence (Grailet, 2000).

Environ deux ans plus tard, la mine fut à nouveau vidée par le groupe GEMEAU (Groupe d'Étude de Minéralisation et Exploitation Aurifère de l'Ardenne belge), équipe constituée à l'initiative d'Eric Pirard (Grailet, 2001a). Après deux journées de pompage et l'apparition de la fameuse galerie, des meules, une pelle ainsi que d'antiques soutènements en bois ont été découverts à l'intérieur (Fig. 4.6) (Grailet, 2002b). Une planche de calage en hêtre fut immédiatement récupérée et datée *entre 240 et 530 A.D.* par Béatrice Cauuet (Cauuet, 2005). Cette datation a ensuite été confirmée grâce à la similitude entre cette mine et celles du Limousin (Guiollard, 1988 ; Cauuet, 1994) et du Pays-de-Galles (*e.g.* : mine d'or de « Dolaucothi ») (Jones & Maude, 1991 ; Burnham, 1997), exploitées à la même époque. Les meules quant à elles auraient été utilisées par les Romains pour broyer les minerais afin d'isoler le précieux métal (Gosselet, 1888 ; Guiollard, 1988 ; Grailet, 2002b).

Au même moment, Jean Detaille et Bruno Van Eerdenbrugh récoltèrent une centaine de paillettes d'or natif aux alentours de ce site. Leur aspect anguleux et dendritique contrastait avec celui des paillettes prélevées dans les cours d'eau qui montraient un degré d'arrondissement plus élevé (Grailet, 2000 ; Detaille & Van Eerdenbrugh, 2014).

Toutes ces datations ont ainsi confirmé les premières conclusions faites par Quirin Esser et Joseph Bastin, respectivement en 1880 et 1911.

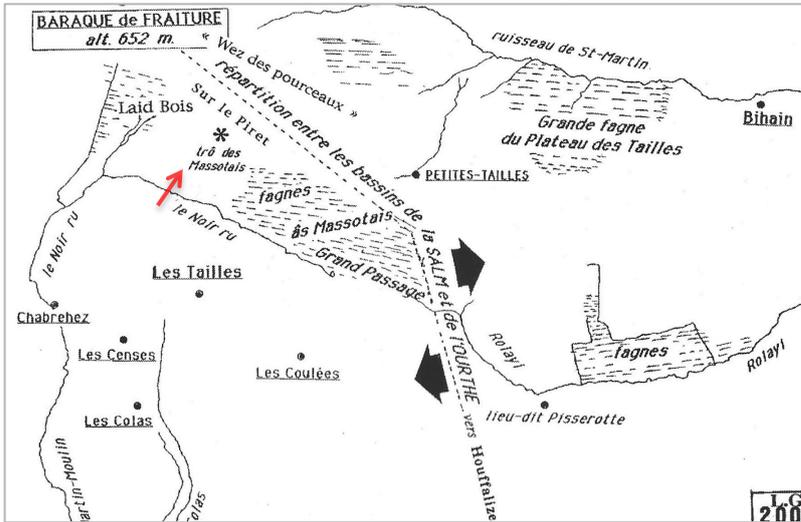


Fig. 4.4: Plateau des Tailles (Grailet, 2001a).

Fig. 4.5 : Le « Trou des Massotais » (photo F. Hatert).

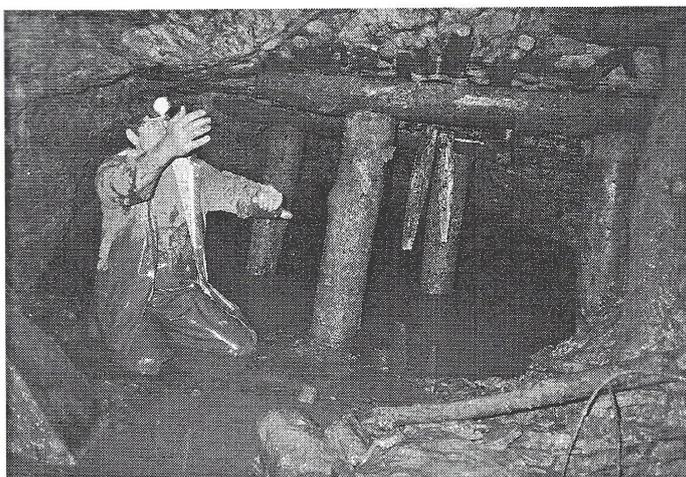


Fig. 4.6: Galerie au fond des Massotais (Grailet, 2001a).

### 4. 1. 3. Les premiers orpailleurs ardennais

Dans ce chapitre, l'Ardenne doit être considérée comme « l'Arduenna antiqua » (l'Ardenne préhistorique) ou le massif géologique ardennais, c'est-à-dire dans son ensemble et non pas comme la seule région boisée belge régulièrement appelée Haute-Belgique. Celle-ci couvre toute la forêt hercynienne allant du Rhin à la Meuse, incluant ainsi l'Eifel germanique et une partie du territoire français et luxembourgeois (Grailet, 1998).

Remarquons également que les mines et les ruisseaux ont pu être exploités à plusieurs reprises lors de diverses périodes historiques. Les trois datations approximatives effectuées (cfr. 4.1.2.) n'indiquent donc pas nécessairement l'époque d'exploitation initiale. En effet, les charpentes en bois, comme celles retrouvées au « trou des Massotais », ont peut-être subi un renouvellement lors d'une occupation ultérieure car les envahisseurs étaient souvent assez prudents quant aux technologies de leurs prédécesseurs. Concernant les tertres, le même problème peut également survenir car ceux-ci ont pu être constitués lors d'une nouvelle exploitation (Grailet, 2001b).

#### Les Celtes

Vers 450 B.C., un groupe de Celtes s'installa entre l'Eifel et le confluent des deux Ourthes (Grailet, 1986), tandis qu'un autre s'établit sur l'axe Bastogne-Bertrix (Fig. 4.7). Des tombes appartenant à ces deux groupes ont d'ailleurs été découvertes près des massifs de Stavelot et de Serpont (Fig. 4.8) (Cahen-Delhay, 1970 ; Gillet, 1973).

Ces deux colonies semblent se distinguer l'une de l'autre au niveau de leurs rites funéraires, signifiant une différence de classes sociales (Cahen-Delhay, 1997).



Fig. 4.7: Localisation des Celtes. 1-2 = colonies celtiques, 3-5 = zones d'orpillages (Grailet, 1998)

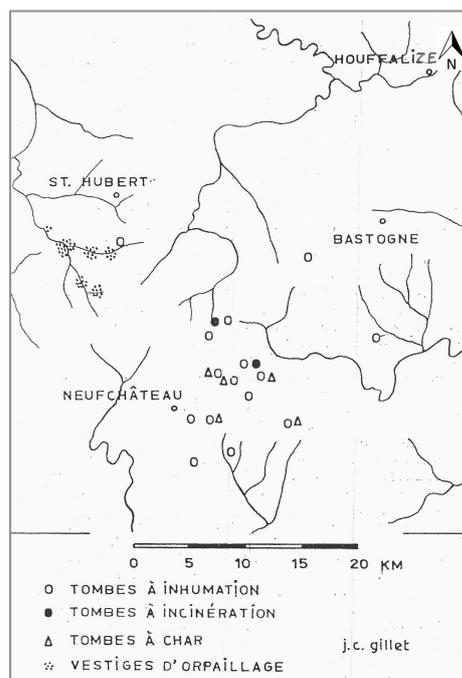


Fig. 4.8: « Cimetières » celtiques (Gillet, 1973)

Les Celtes maîtrisaient très bien l'agriculture, l'élevage et l'utilisation des ressources minérales locales. Attirés à la base par la recherche de fer (Dejonghe, 1984), ceux-ci découvrirent également, par hasard, la présence d'or dans certains de nos ruisseaux au bord des terrains lochkoviens (Grailet, 2002a). Ces ressources minérales jouèrent un rôle essentiel concernant leurs lieux d'implantation car ils se devaient de tirer un maximum de profit de leur colonisation afin de satisfaire l'élite princière. Ces princes bénéficiaient ainsi d'une immense collection de biens en or dont quelques pièces, composées notamment de bracelets de boutons et de torques, ont été retrouvées à Beringen en 1995 et sont exposées au musée gallo-romain de Tongres. En échange de ce capital, les princes devaient alors garantir une protection militaire du royaume (Grailet, 1998).

Cet occupant laténien vécu entre 450 et 250 B.C. et nous laissera notamment des meules, des traces d'habitation, des vestiges de mines à ciel ouvert témoignant d'une exploitation intensive des ressources minérales locales, ainsi que des tombelles, comme preuves de leur présence en Ardenne (Grailet, 1998).

### ***Les Belges***

Vers 250 B.C., plusieurs colonies gauloises, regroupées sous le nom de Belges, arrivèrent par le Rhin et conquièrent tous les territoires celtes, y compris les zones inoccupées par ceux-ci. En Ardenne, les principales peuplades se nommaient les Éburons, les Trévires et les Nerviens (Grailet, 1998 ; Janssens, 2008).

Après leur conquête, ils continuèrent tous l'orpaillage et l'exploitation des anciennes mines d'or encore non épuisées par les Celtes. Créées au départ à ciel ouvert, les Belges les firent évoluer vers des constructions en galeries profondes. Les Trévires reprirent notamment les mines de haute Lomme, les Nerviens celles du massif de Rocroi et les Éburons celles du Plateau des Tailles et de la haute Amblève (Grailet, 1998). Pour ces derniers, l'abbé J. Bastin (1911) avait également spécifié « qu'à leur arrivée dans le pays, les Éburons se sont trouvés devant une œuvre commencée ». De plus, une datation faite à la base d'un des tertres a indiqué un âge correspondant bien à leur période (Dumont, 1980), confirmant donc la reprise des exploitations précédentes.

### ***Les Romains et les Francs***

Aux environs de 53 B.C., Jules César conquiert l'Ardenne après avoir massacré les populations locales, essentiellement les Éburons. Son seul but était de piller la totalité des richesses en or dans le but de se refaire une belle fortune (Grailet, 1998 ; Janssens, 2008). Cependant, aucun de ses récits ne mentionne la présence de mines d'or, contrairement aux gisements de fer. Et pour cause, celui-ci récoltait pour lui-même les trésors du territoire conquis (Bastin, 1911). En outre, les Gallo-belges avaient très certainement fait tout leur possible afin de dissimuler les gisements aurifères à leur pire ennemi (Grailet, 1998).

La transition entre le Haut-Empire et le Bas-Empire romain eut lieu vers le *III<sup>e</sup> siècle A.D.* Celle-ci fut induite à la fois par une modification climatique passant de sec à plus humide et frais (Depeyrot, 1987), et par les premières incursions des Francs (Meunier, 1964).

En constatant la menace franque augmenter à leur frontière, les Romains procédèrent à l'enrôlement de fédérés (« foederati »), populations germaniques devenues protectrice de l'Empire romain, et de lètes (« laeti ») (Fig. 4.9), anciens prisonniers barbares relâchés à condition de fournir des colons et des recrues à l'Empire, afin de mieux se défendre et de maintenir l'économie locale (Grailet, 2002a). Ces deux groupes possédaient une grande majorité de Francs dans leurs rangs. Cela leur a ainsi permis d'échapper à la grande invasion de 406 A.D. (Grailet, 2001b).



**Fig. 4.9** : Tombes Lètes des 4e et/ou 5e siècle A.D. (Roosens, 1968 dans Grailet, 2002a).

Après la chute de l'Empire romain au début du *Ve* siècle A.D., la transition vers l'époque mérovingienne se fit sans aucune violence en Ardenne. La présence de Lètes et de Fédérés déjà sur ce territoire facilita cette bonne entente. Ceux-ci, attirés par les métaux, continuèrent certainement à exploiter les ressources naturelles déjà en place (Grailet, 2001b).

En conclusion, les datations disponibles ont permis de déterminer les périodes d'exploitation gallo-romaine et celtique pour le massif de Serpont et de Stavelot, respectivement (Dumont, 1979 et 1980), et la période romaine et/ou franque pour le « Trou des Massotais » (Cauuet, 2005). Les gisements aurifères ardennais ont donc connu plusieurs phases d'exploitation successives, au cours des premiers siècles avant et après notre ère, dont les promoteurs auraient été les Celtes (Gillet, 1970).

#### 4. 1. 4. Le massif de Serpont

Ce petit massif cambro-ordovicien fut longtemps délaissé aux dépens des massifs de Rocroi et de Stavelot, plus étendus et avec un accès plus aisé. Cependant, celui-ci est tout autant admirable, notamment au niveau de ses vestiges d'orpaillage attestant d'une exploitation passée (Gillet, 1973).

La présence de tertres d'orpaillage sur le pourtour du massif de Serpont fut signalée pour la première fois par Xavier Stainier en 1926. Ce sont leurs ressemblances avec les monticules artificiels de l'Amblève supérieur qui attira son attention. Il ne manqua que la découverte d'or pour que Stainier puisse confirmer sa supposition (Stainier, 1926).

Trois ans plus tard, le géologue François Corin (1931a) se rendit le long du ruisseau de Serpont afin de procéder à quelques orpaillages. Celui-ci recueillit trois petits grains d'or ainsi que ses minéraux associés typiques tels que la magnétite, le zircon et le rutile. Cette découverte permit de confirmer l'hypothèse de Stainier (1926).

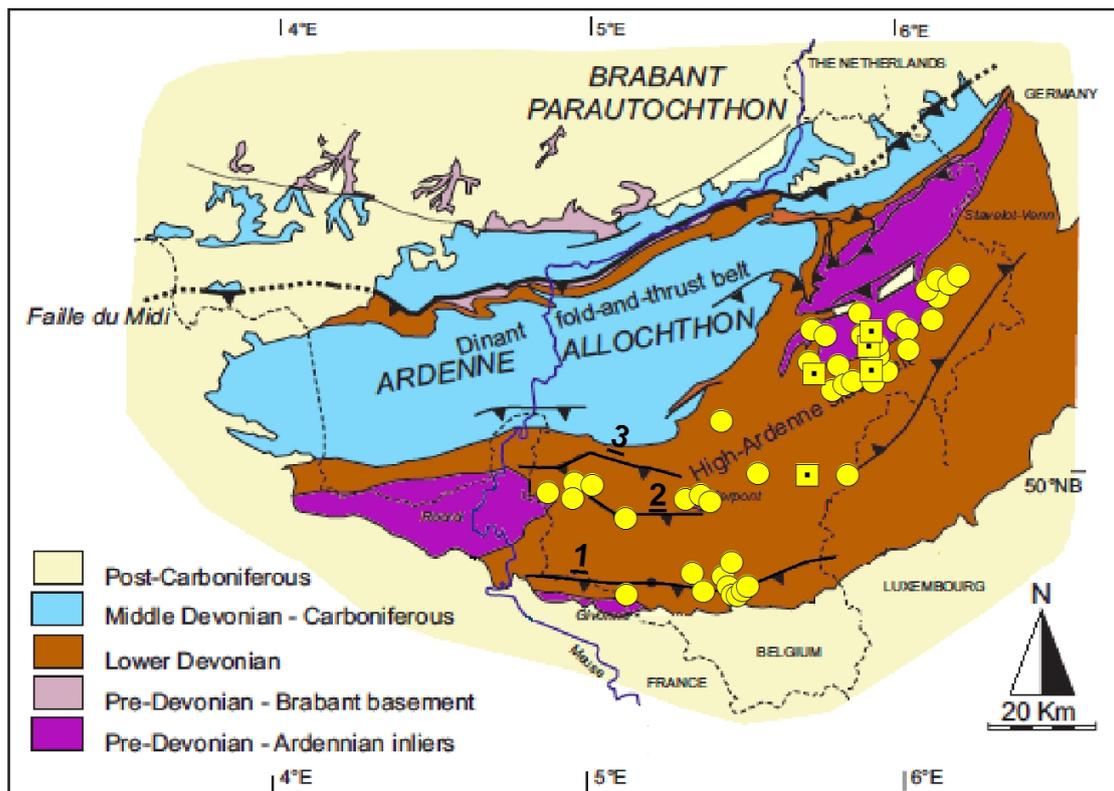
En tout, Gillet (1973) recensa 320 tertres sur l'ensemble de ce massif (Annexe 5), correspondant à un déplacement d'environ 16 000 m<sup>3</sup> de déblais résiduels (Wavreille, 1987). Il est certain qu'il en exista beaucoup plus par le passé car ceux-ci furent en grande partie détruits par les exploitations forestières et agricoles. Ces tertres ont une forme globalement circulaire avec une hauteur de plus ou moins 0,80 à 4 m (certainement inférieure à la hauteur initiale à cause du tassement et de l'érosion naturelle et humaine) et un diamètre de 3 à 9 m. Ils sont principalement constitués de quartz, de phyllades, de poudingues, d'arkoses et de schistes, et sont principalement situés à proximité de la limite entre le Cambrien et le Lochkovien. Un recensement plus récent, et légèrement différent, a été effectué par Detaille & Van Eerdenbrugh (2014) (Fig. 4.10). À noter que des descriptions et des dénombrements similaires ont été également effectués pour les massifs de Stavelot (Gillet, 1976 ; Godefroid, 1980) et de Rocroi (De Rauw, 1913 et 1920).

En 1997, un garde forestier décela une ancienne galerie minière à Libramont-Chevigny (Fig. 4.11). Celle-ci, longue d'environ 85 mètres, a été creusée manuellement non loin de la limite entre les formations du Cambrien et du Lochkovien. D'authentiques vestiges de rails en bois, de traverses, de burins, de traces de pic (De Block, 1999), ainsi qu'une borne en pierre (Annexe 6) ont été découverts sur place. Après quelques recherches à son propos, il en est ressorti que son activité aurait débuté *entre le XV<sup>e</sup> et le XIX<sup>e</sup> siècle*, par rapport aux techniques d'exploitations utilisées. La datation faite sur des traverses en bois n'a donné aucun résultat permettant de confirmer ou de préciser cette date. Cette mine aurait été plutôt une entreprise locale exploitant de l'or, du fer ou d'autres métaux (De Block, 1999).



## 4. 2. Localisation des « gisements » aurifères belges

Les « gisements » aurifères belges se situent principalement à proximité des formations cambro-ordoviciennes, c'est-à-dire au niveau des massifs de Serpont, de Rocroi et de Stavelot (Hanssen & Viaene, 1979 ; Nonnon, 1984 ; Dejonghe, 2000 ; Lefevre & Hatert, 2003). De nouvelles recherches ont également recensé de l'or sur le bord Nord du massif cambrien de Givonne, ainsi que près des villes de Neufchâteau et de Bastogne notamment, signifiant que la présence de ce métal ne se limite pas uniquement à ces trois massifs cambro-ordoviciens (Fig. 4.12) (Hatert *et al.*, 2000 ; Detaille & Van Eerdenbrugh, 2014).



**Fig. 4.12** : Localisation de tous les sites aurifères alluvionnaires (rond) et en roche (carré), rassemblés par Detaille & Van Eerdenbrugh (2014), reportée sur la carte géologique de Sintubin *et al.* (2009). 1= faille d'Herbeumont ; 2= faille d'Opont ; 3= faille de Vencimont.

Une étude sur la bordure Sud et Sud-Est du massif de Stavelot (Annexe 7) a été réalisée par Hanssen & Viaene (1979). Ces derniers ont analysé la disposition, la morphologie, la granulométrie et la teneur en argent de 400 à 500 paillettes d'or récoltées à l'aide d'une batée. Ils en ont conclu que l'or serait un minéral détritique, provenant éventuellement de filons aurifères, transporté sur des dizaines de kilomètres par des paléocourants fluviaux ou marins, puis déposé sous la forme de paléo-placers durant le Dévonien inférieur. Cette hypothèse a cependant été nuancée car de l'or a également été retrouvé dans des ruisseaux éloignés de ces paléo-placers dévoniens, ainsi que dans des filons de quartz ou de sulfures en place (Van Der Meersche, 1993 ; Hanson *et al.*, 1999 ; Van Der Meersche 2001 ; Lefèvre & Hatert, 2003 ; Detaille & Van Eerdenbrugh, 2014).

Une prospection dans le massif de Rocroi (Croix-Scaille) a également déjà été entreprise par Nonnon (1984). L'or qu'il a récolté à l'aide d'un pan californien (61 grains) provient essentiellement du bassin de Marotelle (Annexe 8). Contrairement au massif de Stavelot, ce métal se retrouve ici majoritairement sous la forme de petits grains et moins fréquemment sous l'allure de paillettes. Au vu de toutes ses recherches, Nonnon (1984) en a déduit que l'or primaire proviendrait de filons de quartz minéralisés en pyrite. Cette hypothèse se base sur le fait que l'or n'a été récolté que localement, et qu'il se situe en amont de la discordance lochkovienne. En outre, ces petits grains ont un aspect plutôt anguleux traduisant un faible transport, et leurs répartitions coïncident avec celles de gros fragments de limonite, produit d'altération des pyrites détachées lors de la dégradation des filons.

Concernant le massif de Serpont, la présence d'or a été prouvée en premier lieu par le géologue François Corin (1931a), suite à sa découverte de trois petits grains. Cependant, aucun orpillage systématique de la région, aucune recherche concernant son origine et aucun recensement rigoureux de ses minéraux accompagnateurs n'ont été réalisés à l'heure actuelle.

## 5. MÉTHODES ANALYTIQUES <sup>1</sup>

Les minéraux alluvionnaires ont été récoltés à l'aide d'une batée ou d'un pan. Les échantillons de roches ont été broyés dans des broyeurs à mâchoires et cylindres puis, grâce à un concentrateur « Knelson », classés par gravité spécifique afin de permettre de récupérer les minéraux les plus denses. Les observations minéralogiques ont ensuite été effectuées avec une loupe binoculaire et un microscope optique en lumière transmise et réfléchié équipé d'une caméra Leica DFC320.

L'identification des minéraux a été réalisé grâce à un diffractomètre à 4 cercles utilisé dans le cadre de ce mémoire est un « Agilent Technologies-Xcalibur » équipé d'un détecteur CCD EOS (40 kV, 40 mA) et utilisant la radiation  $\text{MoK}\alpha$  ( $\text{WL} = 0,7093 \text{ \AA}$ ) (Agilent, 2012). Cet appareil a été utilisé en mode « Debye-Scherrer », et appartient au Laboratoire de Minéralogie de l'Université de Liège.

Les analyses chimiques ont été réalisées sur une microsonde électronique CAMECA SX50 équipée de quatre spectromètres WDS appartenant à la faculté polytechnique de Mons. Les corrections matricielles sont effectuées avec la méthode PAP (Pouchou & Pichoir, 1984a et b). Pour les oxydes et les silicates, le potentiel d'accélération est de 15 kV, le courant de faisceau de 20 nA et les standards servant à calibrer les mesures sont la wollastonite (Si-Ca), le saphir (Al), la leucite (K), le rutile (Ti), l'hématite (Fe), la rhodonite (Mn), l'oligoclase (Na) et le périclase (Mg). Pour l'or et les sulfures, le potentiel d'accélération est de 25 kV, le courant de faisceau de 60 nA et les standards utilisés sont la pyrite (Fe-S) et les métaux purs As, Au, Cu et Ag. Les limites de détection sont de 0,011 % pour le cuivre, 0,006 % pour l'arsenic, 0,046 % pour l'argent, 0,031 % pour l'or dans les pyrites et 0,012 % pour le fer contenu dans l'or.

Les images et analyses au microscope électronique à balayage (MEB) ont été effectuées sur un appareil « Philips XL30-ESEM-FEG », avec une tension de 15 kV localisé dans le bâtiment de chimie de l'Université de Liège. Le détecteur des rayons X est un « Brucker 129 eV SDD » de 10 mm de diamètre. Les spectres sont analysés à l'aide du logiciel « Brucker QUANTAX 800 esprit 1.9. » et quantifiés selon la méthode PBZAF sans témoin, avec suppression automatique du bruit de fond. Les échantillons sont collés sur une lame en verre à l'aide d'un ruban carboné double face et métallisés au platine à l'aide d'un évaporateur à plasma (excepté pour l'or), afin d'assurer une bonne évacuation de ce flux d'électrons.

Les diffractions des rayons X sur poudre ont été réalisées sur un « Bruker D8-ECO » du Laboratoire de Minéralogie de l'Université de Liège, utilisant la radiation  $\text{CuK}\alpha$  ( $\text{WL} = 1.518 \text{ \AA}$ ), et balayant un angle compris entre 2 et 70° 2  $\theta$  avec un pas de 0.02° et un temps de comptage par pas de 1 seconde. La radiation est filtrée grâce à un filtre Ni, afin de limiter la contribution de la raie  $\text{K}\beta$ . Les diffractogrammes de poudres ont été interprétés à l'aide du programme EVA 3.2. Les phases ont été identifiées par comparaison avec la base de données ICDD, version PDF-2. Ensuite, les diffractogrammes ont été analysés grâce au programme TOPAS 4.2. afin de quantifier les proportions des phases présentes. Ce programme utilise la méthode de Rietveld pour modéliser les diffractogrammes des phases présentes, et en estimer les proportions. Les erreurs sur les quantifications sont de +/- 5%.

---

<sup>1</sup> Les principes de fonctionnement des différents appareils sont disponibles en Annexe 9

## 6. DESCRIPTIONS MINÉRALOGIQUES

### 6. 1. L'or

L'or est un métal précieux qui se présente naturellement sous différents aspects. Étant donné qu'aucune convention n'existe actuellement, la classification adoptée est personnelle. Celle-ci consiste en quatre catégories qui sont :

- Les poussières : particules infimes ( $\pm 100 \mu\text{m}$ ) sans forme perceptible, dont on n'aperçoit que la couleur à l'œil nu.
- Les paillettes : fragments à deux dimensions, sans épaisseur.
- Les grains : fragments à trois dimensions de taille inférieure à 2 mm.
- Les pépites : grains de taille supérieure à 2 mm.

La morphologie de l'or varie en fonction de la distance de déplacement à cause de l'abrasion et des nombreux chocs. Une étude canadienne a été effectuée par Dilabio (1991) à ce sujet. Ce dernier a classé l'or contenu dans des dépôts glaciaires en 3 catégories, en corrélant leur forme à la distance de transport depuis la source. La première, appelée « pristine » (= parfait), inclut ceux qui ont gardés des bords anguleux et parfois des traces de gangues. Ils ont donc subi un très faible déplacement. La seconde a été nommée « modified » (= modifié). Cette catégorie reprend les grains ayant enduré un léger arrondissement durant le transport. La dernière classe, « reshaped » (= remodelé), englobe ceux qui ont effectué un déplacement important, modifiant ainsi totalement leurs aspects initiaux. Ces grains arrondis sont caractéristiques des (paléo-)placers. Il existe donc une corrélation positive entre le degré d'érosion et l'éloignement par rapport à la roche mère (Hanssen & Viaene, 1979 ; Dilabio, 1991).

La distance de déplacement entre la première et la troisième catégorie varie entre 500 et 5 000 mètres (Dilabio, 1991). Cependant, selon Hanssen & Viaene (1979), les grains d'or arrondis (« reshaped ») récoltés au Sud du massif de Stavelot auraient été transportés par un paléocourant marin ou fluvatile sur des dizaines de kilomètres. Ce résultat semblerait toutefois surévalué (Knight *et al.*, 1999).

#### 6. 1. 1. Localisation des échantillons

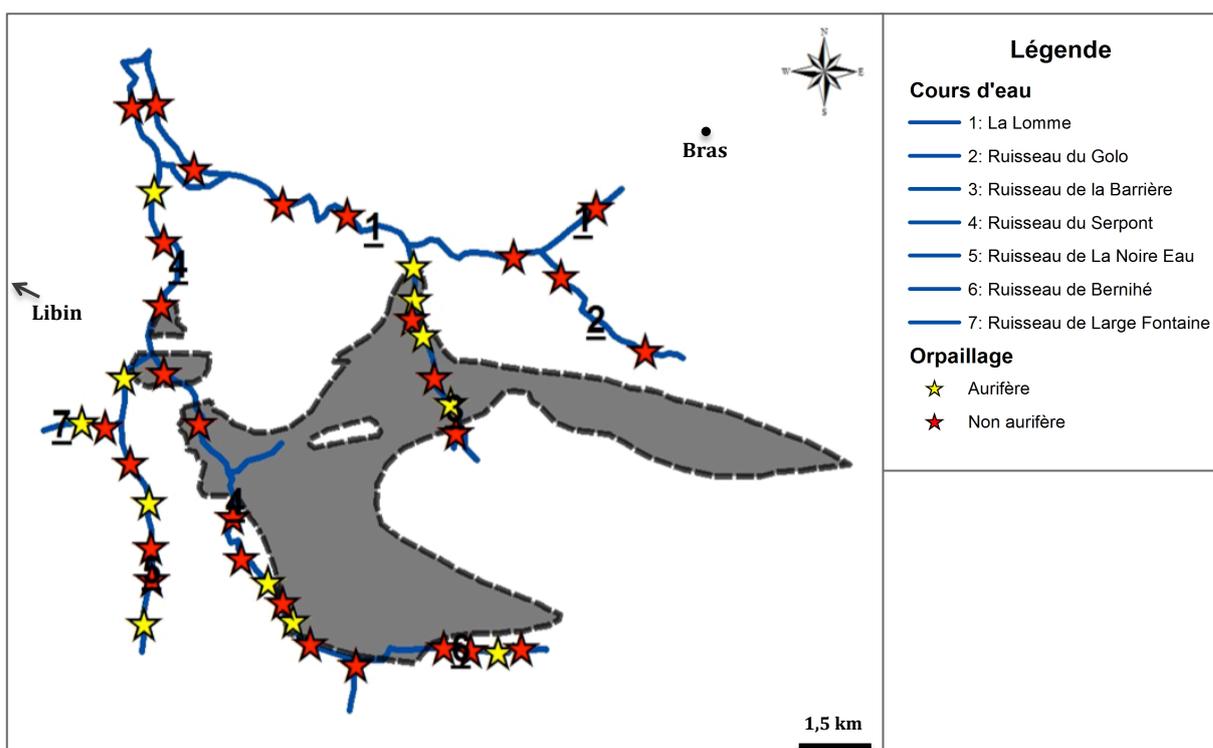
L'or a été analysé dans trois types d'environnements différents qui sont les alluvions, l'arkose/conglomérat/grès et les filons. Le premier fait suite à la désintégration des « gisements » primaires tandis que les deux autres sont en relation directe avec son origine potentielle. Ces analyses vont permettre de déterminer si l'or est présent ou non au niveau du massif de Serpont.

## L'or alluvionnaire : orpillage systématique

L'or alluvionnaire repose dans le lit des cours d'eau. Celui-ci est le résultat de l'érosion des « gisements » primaires sous l'effet des intempéries. L'or est ensuite emporté par les eaux de ruissellement puis par les cours d'eau en aval jusqu'à son dépôt final dans des sédiments.

Cet or a été récolté à l'aide d'une batée ou d'un pan. Les prélèvements s'effectuent soit au niveau du bedrock, soit dans la partie interne des méandres car c'est à cet endroit que le courant est le moins intense, permettant ainsi à l'or de s'y déposer. Quatre cycles d'orpillage ont été réalisés lors de chaque arrêt, avec des quantités variables de sédiments prélevés selon les cours d'eau (Annexe 10).

Comme on peut le constater sur la figure 6.1 ci-dessous, l'or se retrouve en de nombreux endroits dans et autour du massif de Serpont. Un maximum de deux paillettes/grains ont été récoltés sur les sites d'orpillages fructueux, excepté au niveau du ruisseau de Large Fontaine où sept paillettes/grains ont été découverts. Les quantités encore présentes actuellement sont donc très faibles.



**Fig. 6.1 :** Localisation des endroits orpillés (étoiles) dans ou à proximité du massif de Serpont (en noir ; limites d'après Beugnies, 1984).

### L'or dans les conglomérats, arkoses et grès

Les arkoses et les conglomérats appartiennent à la Formation de Fépin, tandis que les grès font partie de la Formation de Mondrepuits. Ces roches, datant du Lochkovien, entourent le socle cambro-ordovicien du massif de Serpont.

Les échantillons, récoltés à plusieurs endroits, ont été broyés jusqu'à obtenir une poudre inférieure à 1 mm. Cette dernière a ensuite été analysée au « Knelson » afin de connaître leur éventuel potentiel aurifère. Comme le montre le Tableau 1, aucune paillette/grain d'or n'a été identifié au sein de ces roches.

**Tableau 1 :** Provenance des conglomérats (C), arkoses (A) et grès (G) ainsi que leur teneur en or.

| Lieux                                   | Quantité (kg) | Description   | Nombre de paillettes/grains d'or |
|---|---------------|---|----------------------------------|
| C et A – la Barrière (1) <sup>1</sup>   | 22,110        | Conglomérat à galets pluricentimétriques à la base, suivi d'arkose grisâtre | 0                                |
| A – Bras (2)                            | 9,230         | Anc. carrière de grès arkosique bleuté                                      | 0                                |
| A – Freux (3)                           | 17,470        | Arkose blanche à rosée  | 0                                |
| A - Bernihé (4)                         | 15,480        | Blocs grisâtre pas en place   | 0                                |
| A - Galerie minière du bois la Dame (5) | 21,320        | Arkose fine et blanchâtre extraite de la mine                               | 0                                |
| A – Serpont (6)                         | 14,540        | Arkose grisâtre   | 0                                |
| G – Sud du Serpont (7)                  | 20,055        | Anc. carrière de grès gris bleuté   | 0                                |
| G – Sud du Serpont (8)                  | 16,420        | Anc. carrière de grès gris bleuté   | 0                                |

<sup>1</sup> Numéro correspondant à sa localisation sur la carte placée en Annexe 11

## L'or filonien

Pour cette analyse, plusieurs kilos de quartz filonien ont été prélevés à trois endroits différents autour du massif de Serpont. Ces veines traversent aussi bien les formations cambriennes que dévoniennes. Comme pour les roches précédentes, ces échantillons ont été broyés jusqu'à obtenir une poudre inférieure à 1 mm qui a été ensuite analysée au « Knelson ». Comme le montre le Tableau 2, aucune paillette/grain d'or n'a été observé dans les filons.

**Tableau 2** : Provenance des filons de quartz ainsi que leur teneur en or.

| <b>Lieux</b>                         | <b>Quantité (kg)</b> | <b>Description</b>  | <b>Nombre de paillettes/grains d'or</b> |
|--------------------------------------|----------------------|---|---|
| Serpont (9) <sup>1</sup>             | 5,295                | Fragments de quartz ramassés dans le ruisseau                                 | 0                                       |
| Galerie minière du bois la Dame (10) | 21,650               | Blocs, extraits de la mine, traversant principalement les phyllades cambriens | 0                                       |
| Bras (2)                             | 15,115               | Veines centimétriques à pluricentimétriques traversant des grès arkosiques    | 0                                       |

<sup>1</sup> Numéro correspondant à sa localisation sur la carte placée en Annexe 11

### 6. 1. 2. Description morphologique

Au sein du massif de Serpont, l'or se retrouve sous l'aspect de paillettes ou, le plus souvent, de grains alluvionnaires possédant une taille comprise entre 150 et 700  $\mu\text{m}$ . Ceux-ci sont constitués d'une agglomération de fines particules d'or (Fig. 6.2), parfois associées à des inclusions de quartz.

Même si ce métal précieux se présente sous les trois formes décrites par Dilabio (1991), la plupart des grains et des paillettes sont repris dans les catégories « modified » et « pristine » (Fig. 6.3). Cela signifie que la majorité de l'or alluvionnaire prélevé dans le cadre de ce mémoire n'aurait effectué qu'un faible déplacement par rapport à son lieu d'origine.

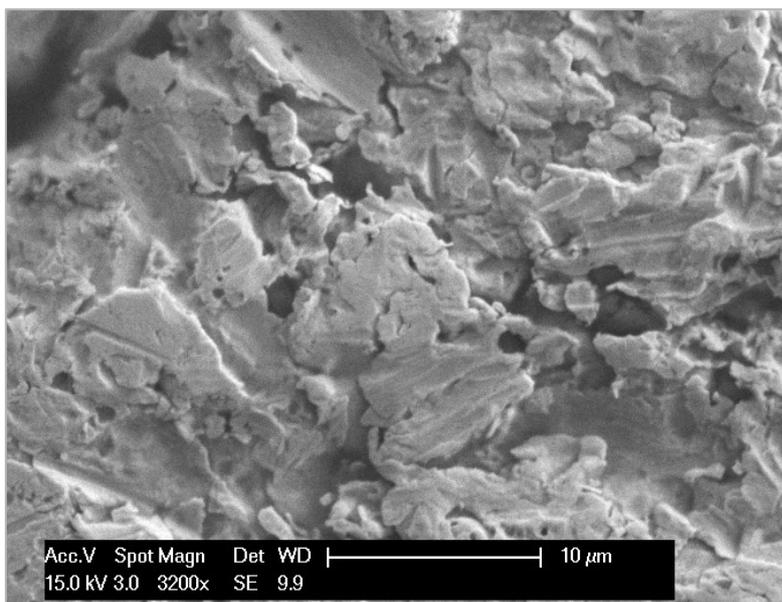


Fig. 6.2 : Surface d'un grain d'or formé par agglomération de petites particules d'or. Image prise au MEB.

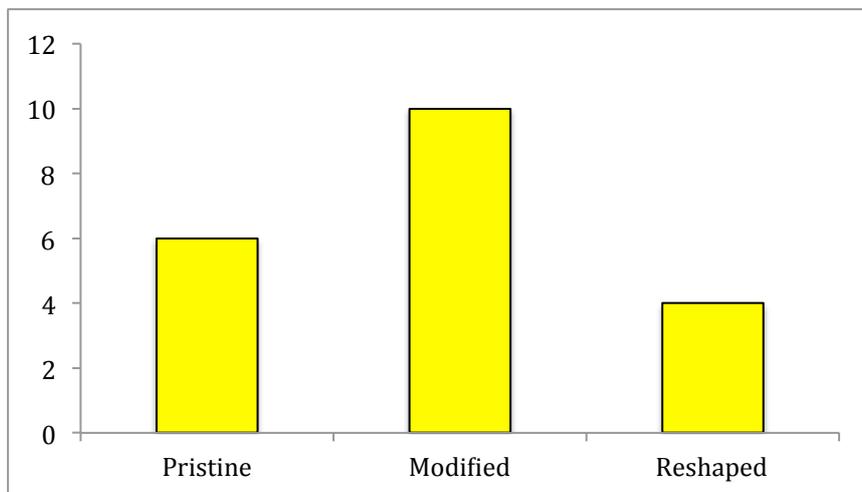
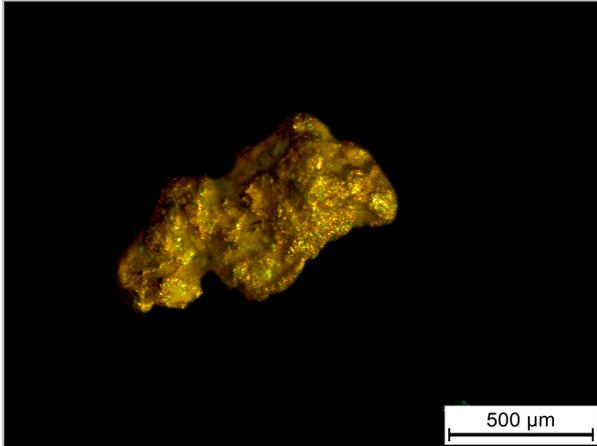
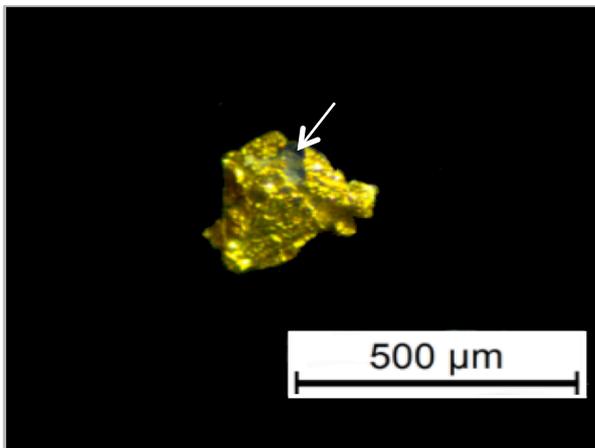
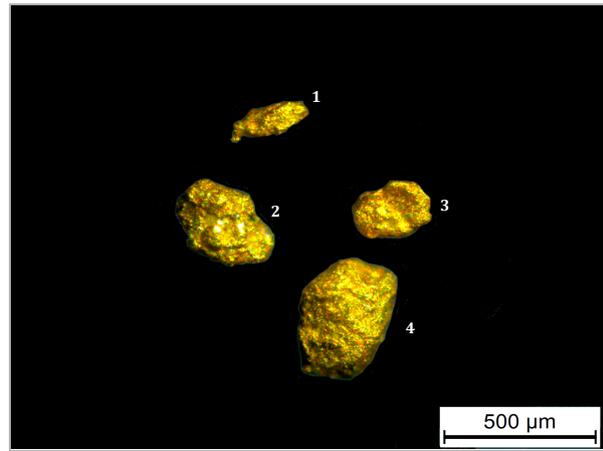


Fig. 6.3: Classification de l'or du massif de Serpont selon sa forme. Des photographies illustratives sont disponibles à la page suivante (Figs. 6.4-7).



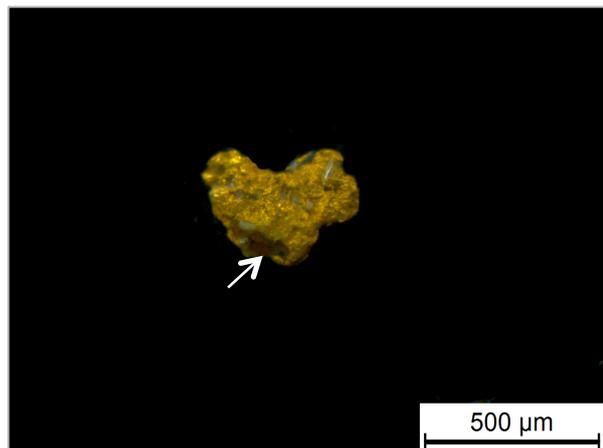
**Fig. 6.4:** Grain d'or alluvionnaire « modified » provenant du ruisseau de Serpont. Photo prise avec une caméra Leica sous un microscope optique.

**Fig. 6.5:** Grains et paillettes d'or alluvionnaire « reshaped » (1 et 4) et « modified » (2 et 3) prélevés dans le ruisseau de Large Fontaine et de la Noir Eau. Photo prise avec une caméra Leica sous un microscope optique.



**Fig. 6.6:** Paillette d'or alluvionnaire « pristine » associée avec du quartz (flèche) originaire du ruisseau de la Barrière. Photo prise avec une caméra Leica sous un microscope optique.

**Fig. 6.7:** Grain d'or alluvionnaire « modified » avec une empreinte de quartz (flèche) provenant du ruisseau de Serpont. Photo prise avec une caméra Leica sous un microscope optique.



### 6. 1. 3. Composition chimique

Les grains d'or provenant du ruisseau de Serpont (Or1), de la Barrière (Or2), de Large Fontaine (Or3-4) et de Bernihé (Or5) ont été examinés à la microsonde électronique afin de déterminer leur composition chimique. Les analyses ponctuelles ont été effectuées au centre, en périphérie, ainsi qu'au bord des grains. En lumière réfléchie, ceux-ci se distinguent grâce à leur couleur jaune vive, leur pouvoir réflecteur élevé, ainsi que, régulièrement, leurs stries induites par le polissage.

Comme le montre le Tableau 1, les analyses chimiques ont décelé des traces de cuivre et de fer ainsi que des teneurs entre 4 et 7 % d'argent, excepté pour l'échantillon « Or4 » qui correspond à de l'électrum ( $Ag > 20\%$ ) ; « espèce » non recensée en Belgique (Hatert *et al.*, 2002). Ces analyses se sont avérées très homogènes à travers chaque grain. La formule empirique moyenne est :  $(Au_{0,90}Ag_{0,10})_{1,00}$  pour l'or et  $(Ag_{0,59}Au_{0,41})_{1,00}$  pour l'électrum (Annexe 12).

Tableau 1: Analyses chimiques de l'or alluvionnaire.

|              | Or1               |                | Or2   |       | Or3   |       | Or4   |       | Or5   |       |
|--------------|-------------------|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|              | 1(3) <sup>1</sup> | 2 <sup>2</sup> | 1(3)  | 2     | 1(3)  | 2     | 1(3)  | 2     | 1(3)  | 2     |
| <b>As</b>    | -                 | -              | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     |
| <b>Fe</b>    | 0,01              | Tr.            | 0,01  | Tr.   | -     | -     | 0,01  | Tr.   | -     | -     |
| <b>Cu</b>    | 0,09              | 0,003          | 0,06  | 0,002 | 0,07  | 0,002 | 0,03  | 0,001 | 0,10  | 0,003 |
| <b>Ag</b>    | 4,89              | 0,087          | 6,14  | 0,108 | 6,71  | 0,117 | 42,74 | 0,586 | 4,77  | 0,084 |
| <b>Au</b>    | 93,59             | 0,909          | 92,63 | 0,890 | 91,76 | 0,880 | 55,02 | 0,413 | 94,03 | 0,912 |
| <b>Total</b> | 98,57             |                | 98,84 |       | 98,54 |       | 97,79 |       | 98,90 |       |

<sup>1</sup> Pourcentage en poids avec, entre parenthèses, le nombre d'analyses ponctuelles effectuées.

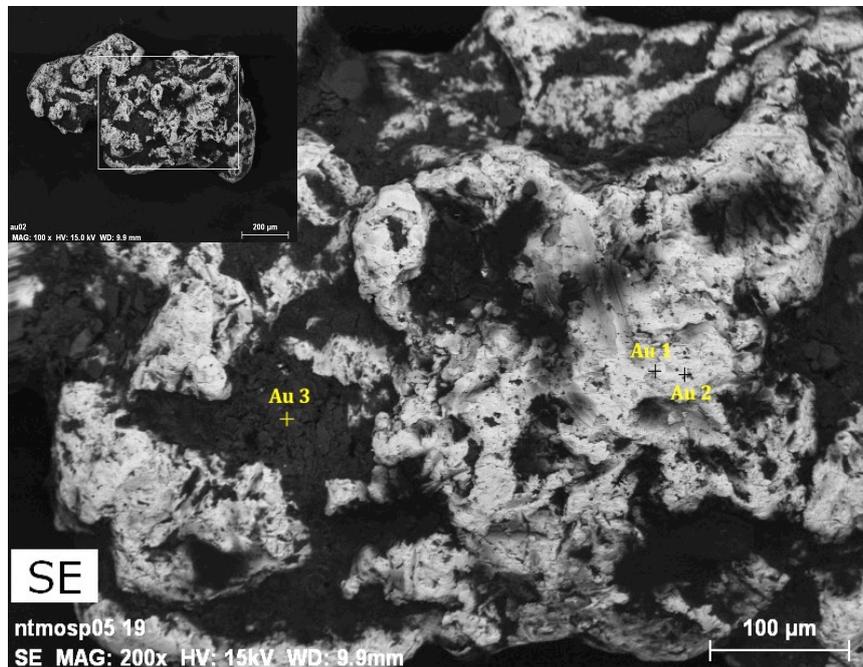
<sup>2</sup> Nombres d'atomes calculés sur la base de 1 atome par unité formulaire.

#### 6. 1. 4. Analyses MEB

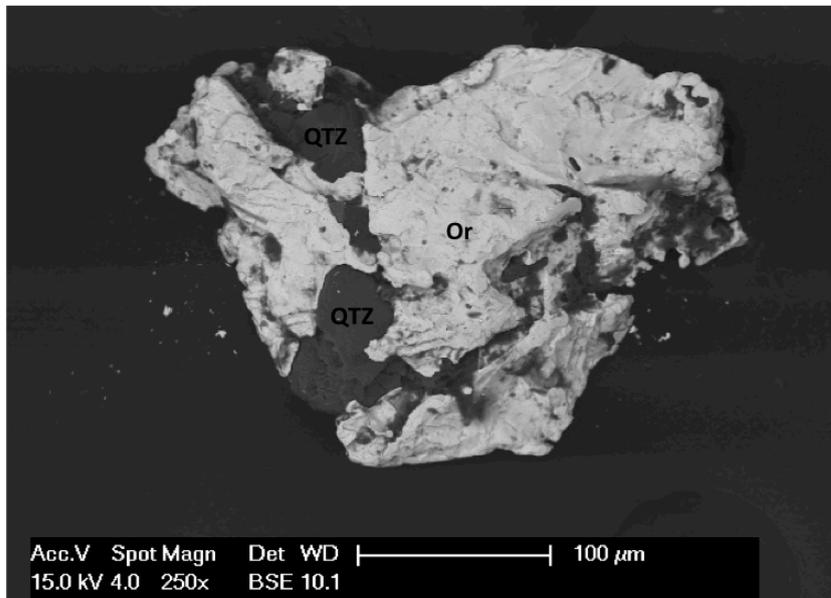
Plusieurs grains d'or ont été analysés au microscope électronique à balayage (MEB), afin d'obtenir à la fois une photographie en mode « électrons secondaires » (SE) et en mode « électrons rétrodiffusés » (BSE), ainsi qu'une analyse chimique qualitative (détecteur EDS). Seulement deux résultats ont été décrits dans ce mémoire car ceux-ci sont tous plus ou moins similaires.

Sur la figure 6.8a, on aperçoit que la surface est hétérogène avec un relief important composé de zones claires au niveau des crêtes et de zones sombres dans les creux. Trois analyses chimiques ponctuelles ont été réalisées sur ce grain. Les deux premières (Au1 et Au2) sur une partie claire, tandis que la troisième (Au3) a été effectuée dans un creux foncé. Ces analyses ont révélé que les crêtes claires sont composées d'or, tandis que les creux, montrant principalement les pics de l'aluminium, du silicium et du potassium, sont occupés par des minéraux argileux en lamelles, probablement de la muscovite. La présence de ce minéral a également été constatée par Nonnon (1984) lors de son étude sur l'or du massif de Rocroi.

Pour le second grain (Fig. 6.8b), la zone claire est composée d'or et d'un peu d'argent, tandis que les parties plus foncées correspondent à des fragments de quartz. Sur cette image BSE, l'or apparaît plus lumineux que le quartz car celui-ci possède un plus grand nombre d'électrons rétrodiffusés induit par son numéro atomique « Z » plus élevé.



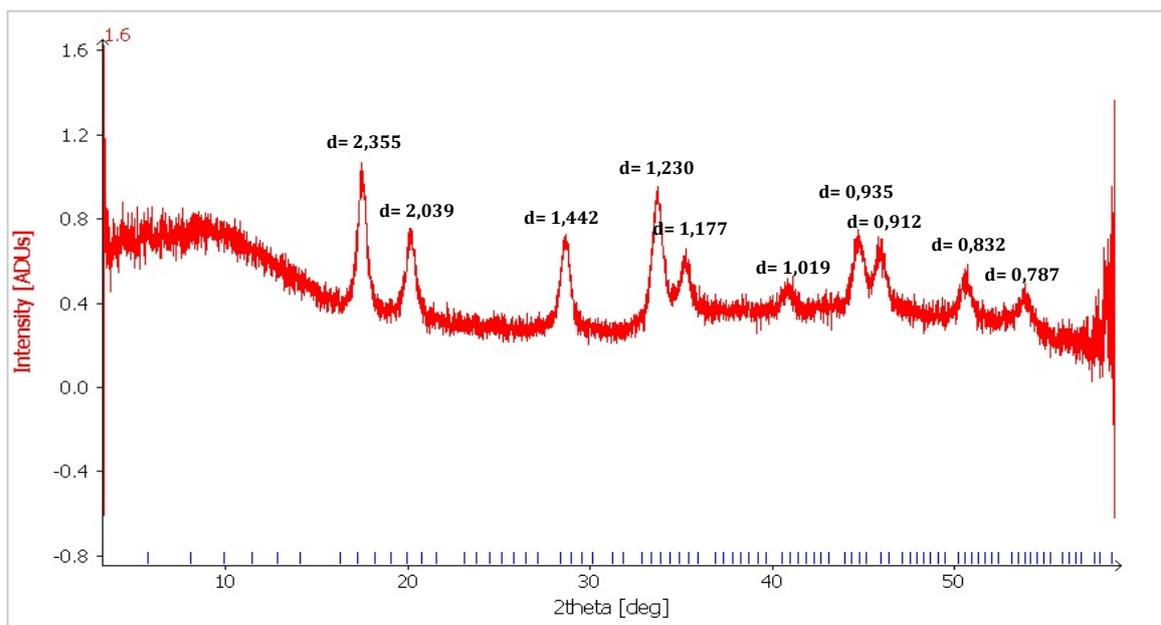
**Fig. 6.8a** : Surface du grain, correspondant à la figure 6.4, sur lequel ont été positionnées les analyses ponctuelles. Image MEB en mode SE.



**Fig. 6.8b** : Grain d'or associé avec des fragments de quartz. Image MEB en mode BSE.

### 6. 1. 5. Analyses XRD

Comme mentionné précédemment, les paillettes et les grains sont constitués d'une agglomération de fines particules d'or avec, régulièrement, des minéraux argileux accumulés dans les creux. Les analyses au diffractomètre à 4 cercles ont donc été effectuées selon la méthode de Debye-Scherrer car l'or n'est pas monocristallin. Les distances inter-réticulaires « d » des pics obtenus sur le diffractogramme ont été calculées grâce à la loi de Bragg ( $2d \cdot \sin \theta = n\lambda$ ) (Fig. 6.9), puis comparées avec celles des tables de référence issues du livre : « Mineral powder diffraction file databook, set 1-48, ICDD », dans lequel sont reprises les intensités des pics ainsi que leurs distances inter-réticulaires associées.



**Fig. 6.9**: Diffractogramme d'un grain d'or alluvionnaire du ruisseau de Serpont, dans lequel les distances inter-réticulaires ont été assignées aux pics. WL = 0,70930

## 6. 2. Les minéraux alluvionnaires associés à l'or

Les minéraux alluvionnaires ont été prélevés en fond de batée (ou pan) avec l'or car ils possèdent une densité élevée ( $\geq 3,2$ ). Ceux-ci sont souvent altérés, sans morphologies caractéristiques, suite à leur érosion intense lors du transport dans les ruisseaux. Plusieurs espèces ont déjà été identifiées par différents auteurs:

- Corin (1931a), après ses quelques batées, a notifié la présence de grenat, de magnétite, de chloritoïde, de tourmaline, de zircon, de rutile et de monazite.
- Dans son article, Gillet (1973) a signalé du zircon, de la magnétite, du rutile et de l'ilménite.
- Detaille & Van Eerdenbrugh (2014) ont publié des photos d'anatase prises au microscope électronique à balayage (MEB).

Suite aux échantillonnages dans tous les ruisseaux au sein et autour du massif de Serpont (Fig. 6.1.), les minéraux accompagnateurs recensés sont le grenat, la magnétite, la tourmaline, le zircon, le chloritoïde, l'ilménite, le rutile et la pyrite.

### 6. 2. 1. Le grenat

Le grenat ( $X_3^{2+}Y_2^{3+}[SiO_4]_3^{4-}$ )<sup>1</sup> est un néosilicate cubique atteignant généralement des tailles millimétriques. Il est le plus souvent subautomorphe, avec une couleur variant du brun-rouge foncé au jaunâtre incolore. Des grenats automorphes montrant des faces du rhombododécaèdre ou, très rarement, du trapézoèdre sont également présents (planche photo 1). En lame mince, ceux-ci sont majoritairement isotropes avec parfois une légère anisotropie.

Tous les grenats analysés à la microsonde électronique montrent une composante principale en almandin ( $Fe^{2+}$ ) et spessartine (Mn), accompagnée de teneurs plus ou moins élevées en pyrope (Mg) et grossulaire (Ca) (Tableau 2). Les compositions chimiques moyennes sont: spessartine 42%, almandin 40%, grossulaire 16% et pyrope 2%. Celles-ci, variant légèrement selon le minéral, ont été reportées dans des diagrammes ternaires Fe-Mn-Ca et Fe-Mn-Mg (Fig. 6.10 et 6.11). Ces grenats alumineux contiennent parfois un faible pourcentage de fer (III) et de titane sur le site octaédrique.

Les analyses ponctuelles, effectuées au centre et en bordure des grenats montrent systématiquement une variation des teneurs en fer, manganèse et calcium. Cette zonation s'exprime généralement par une augmentation du fer associée à une diminution du manganèse au niveau de la bordure. Le calcium, quant à lui, fluctue de manière aléatoire. En outre, la majorité des grenats renferment des inclusions plus ou moins abondantes de quartz et d'ilménite distribuées de façon hétérogène (planche photo 1).

---

<sup>1</sup> Toutes les formules sont issues du site: « commission on new minerals, nomenclature and classification » (<http://nrmima.nrm.se>).

Les paramètres de maille des grenats varient fortement d'un minéral à l'autre (Tableau 3). Cela pourrait être la conséquence de variations au niveau de la composition chimique. Cette constatation sera discutée dans le chapitre 7. 1. concernant la cristalochimie.

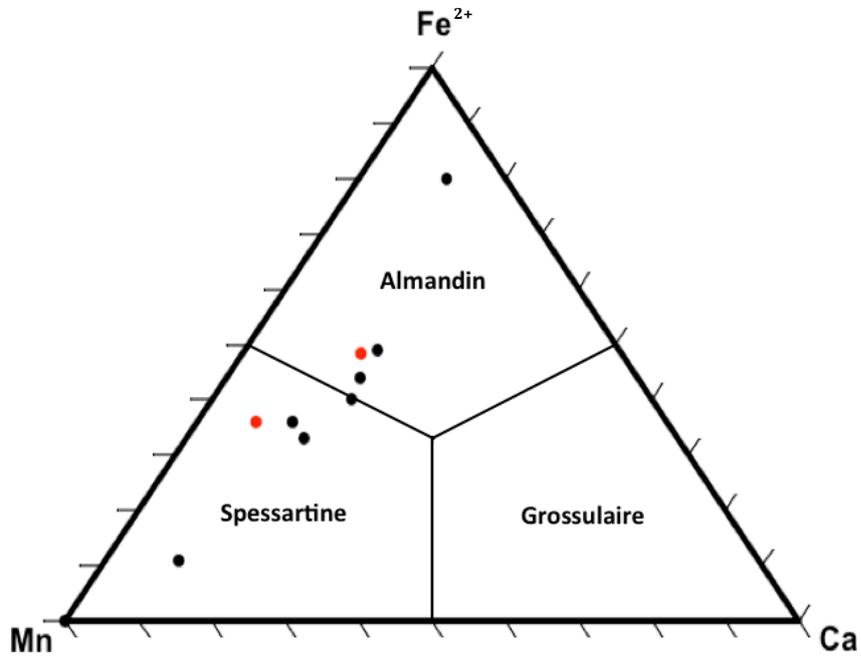


Fig. 6.10 : Diagramme triangulaire Fe-Mn-Ca des grenats alluvionnaires (noir) et arkosiques (rouge ; cfr. 6.4.).

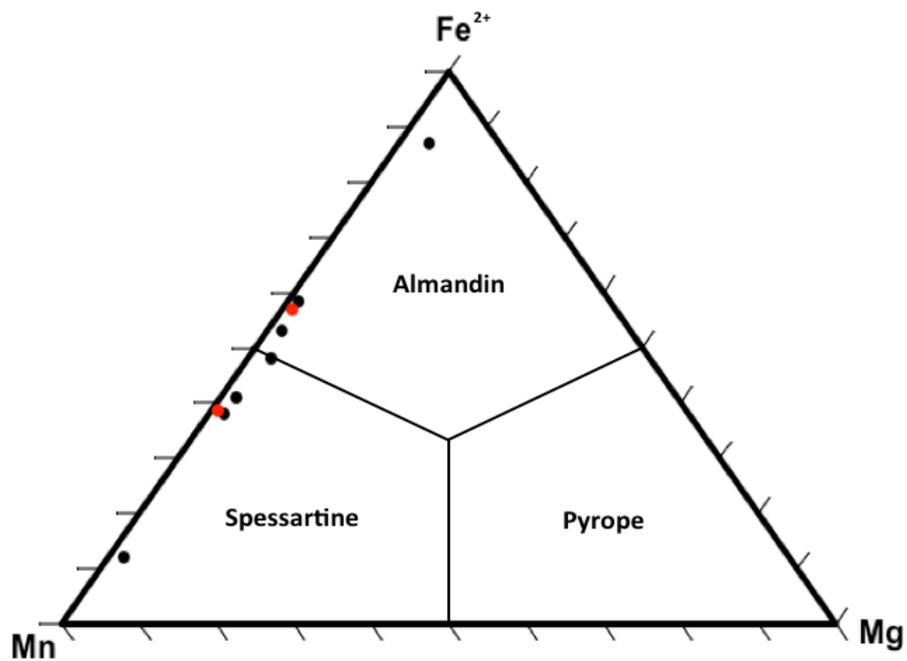
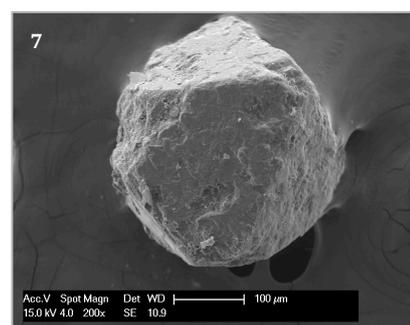
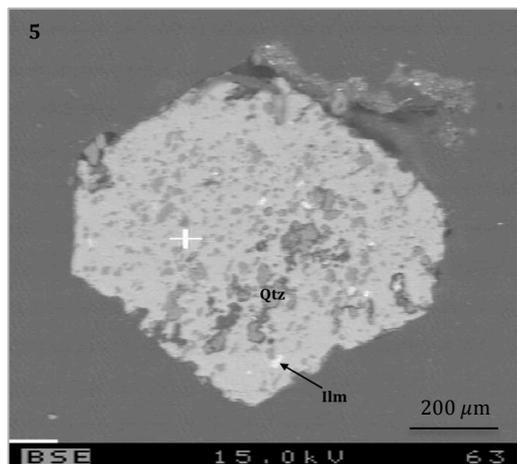
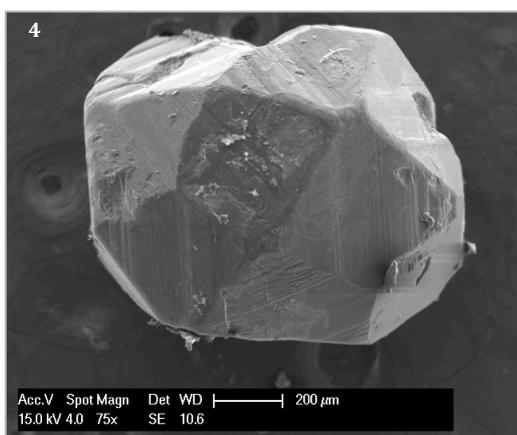
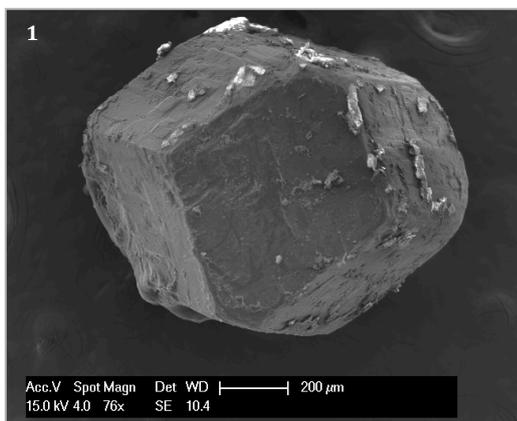


Fig. 6.11 : Diagramme triangulaire Fe-Mn-Mg des grenats alluvionnaires (noir) et arkosiques (rouge ; cfr. 6.4.).

# PLANCHE PHOTO 1



- 1 : Grenat en rhombododécaèdre du ruisseau de la Barrière. Image MEB en mode SE.
- 2 : Grenat en rhombododécaèdre du ruisseau de Serpont.
- 3 : Grenat en trapézoèdre du ruisseau de la Barrière.
- 4 : Même échantillon que la photo n°3. Image MEB en mode SE.
- 5 : Grenat automorphe du ruisseau de Bernihé contenant des inclusions de quartz (foncées) et d'ilménite (claires). Photo à la microsonde électronique en mode BSE.
- 6 : Magnétite octaédrique du ruisseau de Bernihé.
- 7 : Magnétite octaédrique de la Lomme. Image MEB en mode SE.

**Tableau 2 :** Analyses chimiques des grenats alluvionnaires du massif de Serpont. Les formules empiriques de tous les minéraux sont disponibles en Annexe 12.

|   | 1 (3) <sup>1</sup> | 2 (3) | 3 (3) | 4 (3) | 5 (3)  | 6 (3)  | 7 (3)  |
|---|--------------------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| <i>Oxydes en % poids</i>                                |                    |       |       |       |        |        |        |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>                                  | 36,77              | 36,50 | 36,83 | 37,01 | 37,58  | 37,34  | 37,54  |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>                                  | 0,13               | 0,22  | 0,09  | 0,15  | 0,20   | 0,11   | 0,17   |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>                      | 20,61              | 20,57 | 20,79 | 20,67 | 20,53  | 20,64  | 20,93  |
| <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>2</sup></b>          | 1,16               | -     | 0,28  | 0,05  | -      | 0,45   | -      |
| <b>FeO<sup>2</sup></b>                                  | 17,79              | 4,51  | 15,95 | 14,98 | 13,29  | 32,55  | 20,09  |
| <b>MnO</b>  | 15,40              | 32,52 | 16,74 | 20,81 | 21,22  | 3,41   | 13,82  |
| <b>MgO</b>  | 0,86               | 0,65  | 0,76  | 0,91  | 0,88   | 1,54   | 0,53   |
| <b>CaO</b>  | 7,49               | 4,31  | 7,78  | 5,25  | 6,35   | 4,79   | 7,29   |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>                                  | -                  | 0,01  | -     | -     | 0,01   | 0,05   | 0,07   |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>                                   | 0,02               | -     | -     | -     | -      | 0,01   | 0,01   |
| <b>Total</b>  | 100,23             | 99,31 | 99,21 | 99,84 | 100,08 | 100,90 | 100,44 |
| <i>Nombre de cations calculés sur base de 8 cations</i> |                    |       |       |       |        |        |        |
| <b>Si<sup>4+</sup></b>                                  | 2,984              | 3,020 | 2,994 | 3,002 | 3,032  | 3,006  | 3,020  |
| <b>Ti<sup>4+</sup></b>                                  | 0,008              | 0,014 | 0,005 | 0,009 | 0,012  | 0,007  | 0,010  |
| <b>Al<sup>3+</sup></b>                                  | 1,971              | 2,006 | 1,992 | 1,976 | 1,952  | 1,958  | 1,985  |
| <b>Fe<sup>3+</sup></b>                                  | 0,015              | -     | 0,003 | 0,001 | -      | 0,006  | -      |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>                                  | 1,208              | 0,220 | 1,084 | 1,016 | 0,897  | 2,191  | 1,351  |
| <b>Mn<sup>2+</sup></b>                                  | 1,059              | 2,279 | 1,152 | 1,429 | 1,450  | 0,232  | 0,941  |
| <b>Mg<sup>2+</sup></b>                                  | 0,104              | 0,081 | 0,092 | 0,111 | 0,106  | 0,187  | 0,063  |
| <b>Ca<sup>2+</sup></b>                                  | 0,651              | 0,382 | 0,677 | 0,457 | 0,549  | 0,413  | 0,629  |
| <b>Na<sup>+</sup></b>                                   | -                  | 0,002 | -     | -     | 0,002  | 0,008  | 0,010  |
| <b>K<sup>+</sup></b>                                    | 0,002              | -     | -     | -     | -      | 0,001  | 0,001  |

<sup>1</sup> Nombre d'analyses ponctuelles effectuées sur le grenat.

<sup>2</sup> Les teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et FeO ont été calculées afin de maintenir l'équilibre des charges.

**Tableau 3** : Grenats, magnétites et zircons alluvionnaires analysés au diffractomètre à 4 cercles selon le mode « pré-expérimentation ». Cette méthode permet d'obtenir rapidement le système cristallin et les paramètres de maille qui, après l'encodage sur le site Rruff (<http://rruff.info/ima/>), sont souvent suffisants pour déterminer le nom de l'espèce examinée.

| Système cristallin et mode de réseau | Paramètres de maille (Å) |            |            | Angle <sup>1</sup> (°) | Minéral                     |
|--------------------------------------|--------------------------|------------|------------|------------------------|-----------------------------|
|                                      | <i>a</i>                 | <i>b</i>   | <i>c</i>   |                        |                             |
| Cubique I <sup>2</sup>               | 11,652(17)               | 11,646(18) | 11,664(17) | /                      | <b>Grenat-1<sup>3</sup></b> |
| Cubique I                            | 11,627(13)               | 11,613(11) | 11,621(9)  | /                      | Grenat-2                    |
| Cubique I                            | 11,675(8)                | 11,672(15) | 11,662(16) | /                      | Grenat-3                    |
| Cubique I                            | 11,604(20)               | 11,597(18) | 11,617(17) | /                      | Grenat-4                    |
| Cubique I                            | 11,620(8)                | 11,616(9)  | 11,642(8)  | /                      | Grenat-5                    |
| Cubique I                            | 11,546(12)               | 11,542(10) | 11,561(11) | /                      | Grenat-6                    |
| Cubique I                            | 11,628(15)               | 11,622(17) | 11,615(17) | /                      | Grenat-7                    |
| Cubique F                            | 8,261(10)                | 8,270(7)   | 8,264(9)   | /                      | <b>Magnétite</b>            |
| Cubique F                            | 8,284(11)                | 8,323(12)  | 8,311(8)   | /                      | Magnétite                   |
| Cubique F                            | 8,298(7)                 | 8,304(10)  | 8,296(11)  | /                      | Magnétite                   |
| Tétragonal I                         | 6,621(10)                | 6,615(8)   | 5,981(11)  | /                      | <b>Zircon</b>               |
| Tétragonal I                         | 6,650(12)                | 6,602(11)  | 5,958(10)  | /                      | Zircon                      |
| Tétragonal I                         | 6,631(15)                | 6,601(7)   | 5,971(9)   | /                      | Zircon                      |

<sup>1</sup> L'angle est noté dans ce tableau si  $\alpha$ ,  $\beta$  ou  $\gamma$  diffère de 90°.

<sup>2</sup> Réseau de Bravais : I= centré, P= primitif, R= rhomboédrique primitive, F= faces centrées, C= face (001) centrée.

<sup>3</sup> Numéro correspondant à l'analyse chimique disponible dans le Tableau 2

## 6. 2. 2. La magnétite

Cet oxyde de fer cubique ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) se retrouve sous un aspect xénomorphe, sous la forme de petits octaèdres (planche photo 1) ou en petites sphères correspondant probablement à des rejets industriels locaux. Ses principales caractéristiques sont sa couleur noire, son éclat métallique à semi-métallique et surtout son fort magnétisme qui permet de le séparer aisément des autres minéraux à l'aide d'un aimant. Les paramètres de mailles obtenus au diffractomètre à 4 cercles varient entre 8,26 et 8,32 Å (Tableau 3).

Lors des analyses chimiques, des traces de manganèse, magnésium, calcium, silicium, titane et aluminium ont été détectées (Tableau 4).

**Tableau 4** : Analyses chimiques de magnétite alluvionnaires du massif de Serpont.

|                                    | Mgt 1             |                | Mgt 2 |       |
|------------------------------------|-------------------|----------------|-------|-------|
|                                    | P(3) <sup>1</sup> | 2 <sup>2</sup> | P(3)  | 2     |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>             | 0,32              | 0,013          | 0,08  | Tr.   |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>             | -                 | -              | 0,07  | Tr.   |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | -                 | -              | 0,05  | Tr.   |
| <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> | 65,56             | 1,983          | 67,80 | 1,998 |
| <b>FeO</b>                         | 29,05             | 0,999          | 30,68 | 1,000 |
| <b>MnO</b>                         | 0,16              | 0,006          | 0,11  | 0,003 |
| <b>MgO</b>                         | 0,04              | 0,002          | 0,03  | 0,001 |
| <b>CaO</b>                         | 0,14              | 0,006          | -     | -     |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>             | -                 | -              | -     | -     |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>              | -                 | -              | -     | -     |
| <b>Total</b>                       | 95,26             |                | 98,81 |       |

## 6. 2. 3. Le zircon

Ce néosilicate tétragonal ( $\text{ZrSiO}_4$ ) se retrouve dans les ruisseaux sous une forme généralement arrondie et une couleur le plus souvent foncée. Quelques cristaux automorphes peuvent aussi être présents. Ce minéral se repère en lame mince grâce à son relief élevé et son aspect incolore. Les résultats des analyses au diffractomètre à 4 cercles sont disponibles dans le Tableau 3.

<sup>1</sup> Pourcentage en poids d'oxydes avec, entre parenthèses, le nombre d'analyses ponctuelles effectuées.

<sup>2</sup> Nombres de cations calculés sur base de 2 cations.

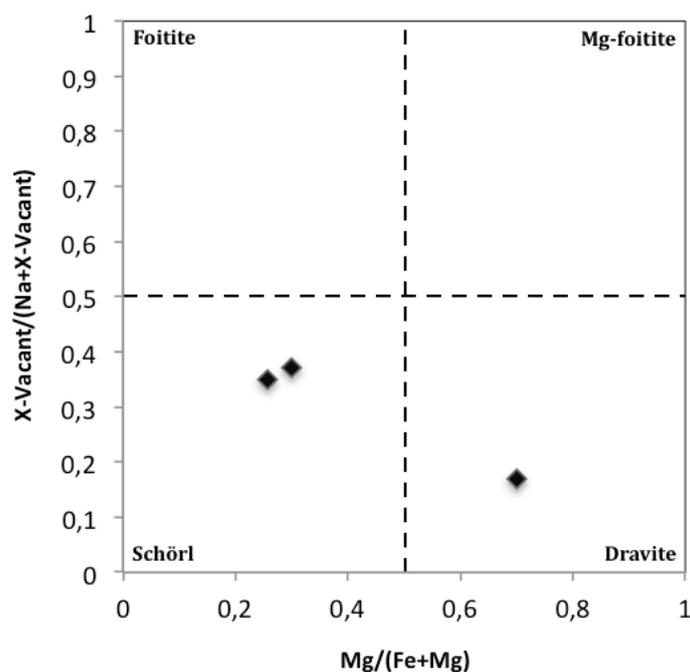
## 6. 2. 4. La tourmaline

La tourmaline  $[XY_3Z_6(BO_3)_3T_6O_{18}(OH,O)_3(OH,F,O)]$  est un cyclosilicate rhomboédrique. Celle-ci est automorphe à subautomorphe, striée et allongée avec une section triangulaire courbée (planche photo 2). Sa couleur varie du brun très foncé au noir. En lame mince, ce minéral possède un pléochroïsme variant du brun-orange clair à foncé (planche photo 2).

Les paramètres de mailles  $a$  et  $b$  varient selon le minéral analysé (Tableau 5). Cela pourrait être la conséquence de substitutions au niveau de la composition chimique. Cette constatation sera discutée dans le chapitre 7. 1. concernant la cristallographie.

Les analyses chimiques ont identifié la présence de Na sur le site X (groupe alcalin), et d'une solution solide  $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$  sur le site Y (schörl et dravite ; Fig. 6.12). Les tourmalines contiennent également des teneurs accessoires en calcium et en titane, principalement. Les proportions en  $H_2O$  et en bore ont été calculées afin de correspondre à la composition idéale (Tableau 6).

La série isomorphe schörl-dravite a déjà été notifiée en bordure du massif de Stavelot par Fieremans & De Paepe (1982).

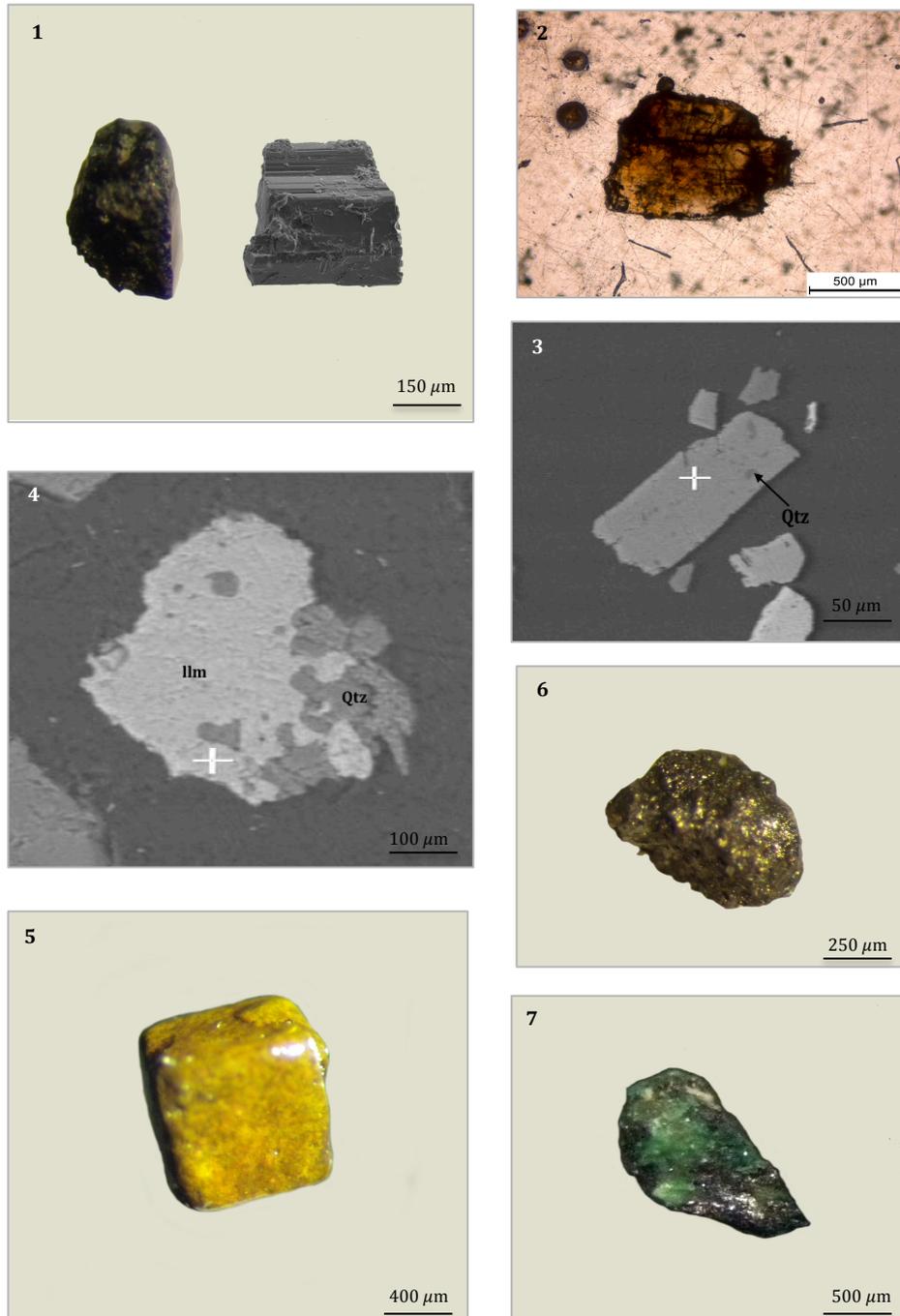


**Fig. 6.12:** Composition chimique des tourmalines reportée dans un diagramme X-vacant/(Na+X-vacant) sur Mg/(Fe+Mg) (d'après Henry & Dutrow, 2001).

## 6. 2. 5. Le rutile

Ce minéral ( $TiO_2$ ) se présente souvent sous la forme de cristaux xénomorphes, striés et souvent allongés, de couleur brun foncé avec des reflets rougeâtres. Celui-ci possède un pléochroïsme jaune-vert à brun-rouge plus ou moins net en lame mince. Les résultats des analyses au diffractomètre à 4 cercles sont disponibles dans le Tableau 5.

## PLANCHE PHOTO 2



- 1 : Tourmaline du ruisseau de Serpont. À gauche, photographie numérique de la section triangulaire courbée. À droite, image MEB en mode SE d'une face latérale.
- 2 : Tourmaline en lame mince (lumière naturelle) montrant un pléochroïsme brun-orangé.
- 3 : Chloritoïde tabulaire possédant des inclusions de quartz. Photo à la microsonde électronique en mode BSE.
- 4 : Ilménite associé avec du quartz. Photo à la microsonde électronique en mode BSE.
- 5 : Pyrite cubique goethitisée du ruisseau de la Barrière.
- 6 : Pyrite framboïdale du ruisseau de la Noire Eau.
- 7 : Cuprite (gris) et malachite (vert) filoniennes.

**Tableau 5:** Tourmalines, rutiles, chloritoïdes, ilménites et pyrites alluvionnaires analysés au diffractomètre à 4 cercles selon le mode « pré-expérimentation ». Cette méthode permet d'obtenir rapidement le système cristallin et les paramètres de maille qui, après l'encodage sur le site Rruff (<http://rruff.info/ima/>), sont souvent suffisants pour déterminer le nom de l'espèce examinée.

| Système cristallin et mode de réseau | Paramètres de maille (Å) |            |           | Angle <sup>1</sup> (°) | Minéral                         |
|--------------------------------------|--------------------------|------------|-----------|------------------------|---------------------------------|
|                                      | <i>a</i>                 | <i>b</i>   | <i>c</i>  |                        |                                 |
| Hexagonal R <sup>2</sup>             | 15,972(19)               | 15,981(16) | 7,201(8)  | $\gamma = 119,85(15)$  | <b>Tourmaline-1<sup>3</sup></b> |
| Hexagonal R                          | 15,931(15)               | 15,924(14) | 7,162(10) | $\gamma = 119,98(19)$  | Tourmaline-2                    |
| Hexagonal R                          | 15,967(18)               | 15,976(17) | 7,187(8)  | $\gamma = 119,92(10)$  | Tourmaline-3                    |
| Tétragonal I                         | 4,605(15)                | 4,579(15)  | 2,972(18) | /                      | <b>Rutile</b>                   |
| Tétragonal I                         | 4,651(22)                | 4,621(20)  | 2,957(18) | /                      | Rutile                          |
| Tétragonal I                         | 4,633(10)                | 4,592(14)  | 2,961(12) | /                      | Rutile                          |
| Monoclinique C                       | 9,471(8)                 | 5,510(6)   | 18,184(8) | $\beta = 100,71(14)$   | <b>Chloritoïde-1</b>            |
| Monoclinique C                       | 9,478(7)                 | 5,494(10)  | 18,152(9) | $\beta = 101,12(7)$    | Chloritoïde-2                   |
| Monoclinique C                       | 9,486(11)                | 5,506(9)   | 18,172(8) | $\beta = 101,54(13)$   | Chloritoïde-3                   |
| Hexagonal R                          | 5,078(7)                 | 5,096(5)   | 13,941(8) | $\gamma = 119,96(6)$   | <b>Ilménite</b>                 |
| Hexagonal R                          | 5,101(6)                 | 5,106(9)   | 14,074(8) | $\gamma = 120,07(12)$  | Ilménite                        |
| Hexagonal R                          | 5,112(10)                | 5,111(8)   | 14,119(9) | $\gamma = 120,10(6)$   | Ilménite                        |
| Cubique P                            | 5,403(12)                | 5,415(12)  | 5,440(10) | /                      | <b>Pyrite</b>                   |
| Cubique P                            | 5,399(13)                | 5,414(15)  | 5,439(17) | /                      | Pyrite                          |
| Cubique P                            | 5,412(15)                | 5,432(23)  | 5,431(10) | /                      | Pyrite                          |

<sup>1</sup> L'angle est noté dans ce tableau si  $\alpha$ ,  $\beta$  ou  $\gamma$  diffère de 90°.

<sup>2</sup> Réseau de Bravais : I= centré, P= primitif, R= rhomboédrique primitive, F= faces centrées, C= face (001) centrée.

<sup>3</sup> Numéro correspondant à l'analyse chimique disponible dans le Tableau 6 pour les tourmalines et les chloritoïdes.

**Tableau 6** : Analyses chimiques de tourmalines et chloritoïdes alluvionnaires du massif de Serpont.

|   | Tourmalines        |       |       | Chloritoïdes |       |       |
|---|--------------------|-------|-------|--------------|-------|-------|
|   | 1 (3) <sup>1</sup> | 2 (2) | 3 (2) | 1 (2)        | 2 (3) | 3 (3) |
| <i>Oxydes en % poids</i>                        |                    |       |       |              |       |       |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>                          | 34,57              | 36,30 | 35,29 | 24,01        | 24,05 | 23,96 |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>                          | 0,47               | 0,59  | 0,42  | -            | -     | 0,02  |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>              | 33,46              | 32,15 | 33,09 | 39,84        | 40,15 | 39,96 |
| <b>B<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>2</sup></b>   | 10,10              | 10,48 | 10,09 | -            | -     | -     |
| <b>FeO</b>                                      | 13,36              | 5,82  | 12,48 | 24,19        | 23,84 | 23,52 |
| <b>MnO</b>                                      | 0,14               | 0,04  | 0,17  | 0,70         | 1,50  | 1,97  |
| <b>MgO</b>                                      | 2,19               | 7,66  | 2,56  | 1,36         | 1,65  | 1,56  |
| <b>CaO</b>                                      | 0,24               | 0,46  | 0,18  | 0,04         | 0,01  | 0,01  |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>                          | 1,94               | 2,58  | 1,90  | 0,03         | 0,03  | 0,04  |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>                           | 0,05               | 0,02  | 0,02  | -            | 0,01  | -     |
| <b>H<sub>2</sub>O<sup>2</sup></b>               | 3,48               | 3,48  | 3,48  | 7,04         | 7,13  | 7,12  |
| <b>Total</b>                                    | 99,99              | 99,58 | 99,68 | 98,22        | 98,37 | 98,16 |
| <i>Nombre de cations calculés sur base de :</i> |                    |       |       |              |       |       |
|   | 16 cations         |       |       | 4 cations    |       |       |
| <b>Si<sup>4+</sup></b>                          | 5,948              | 6,021 | 6,078 | 1,022        | 1,023 | 1,020 |
| <b>Ti<sup>4+</sup></b>                          | 0,061              | 0,073 | 0,054 | -            | -     | 0,001 |
| <b>Al<sup>3+</sup></b>                          | 6,786              | 6,284 | 6,717 | 1,999        | 2,014 | 2,004 |
| <b>B<sup>3+</sup></b>                           | 3,000              | 3,000 | 3,000 | -            | -     | -     |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>                          | 1,922              | 0,808 | 1,798 | 0,861        | 0,849 | 0,837 |
| <b>Mn<sup>2+</sup></b>                          | 0,020              | 0,005 | 0,025 | 0,045        | 0,095 | 0,125 |
| <b>Mg<sup>2+</sup></b>                          | 0,562              | 1,893 | 0,658 | 0,049        | 0,060 | 0,056 |
| <b>Ca<sup>2+</sup></b>                          | 0,044              | 0,082 | 0,033 | 0,004        | 0,001 | 0,001 |
| <b>Na<sup>+</sup></b>                           | 0,646              | 0,829 | 0,633 | 0,003        | 0,003 | 0,004 |
| <b>K<sup>+</sup></b>                            | 0,012              | 0,004 | 0,005 | -            | Tr.   | -     |
| <b>OH<sup>-</sup></b>                           | 4,000              | 4,000 | 4,000 | 2,000        | 2,000 | 2,000 |

<sup>1</sup> Nombre d'analyses ponctuelles effectuées.

<sup>2</sup> Les teneurs en B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et H<sub>2</sub>O ont été calculées à partir de la composition idéale des minéraux.

### 6. 2. 6. Le chloritoïde

Les chloritoïdes ( $\text{FeAl}_2[(\text{OH})_2\text{O}|\text{SiO}_4]$ ) sont des néosilicates constitués de petits cristaux lamellaires pseudo-hexagonaux, de couleur noire ou gris verdâtre très foncée. Ils apparaissent en lame mince sous l'aspect de sections prismatiques généralement faiblement pléochroïque variant du bleu au vert. Ce minéral possède parfois des inclusions composées essentiellement de quartz (planche photo 2).

Suite aux analyses au diffractomètre à 4 cercles, les paramètres de maille moyens obtenus sont  $a = 9,477 \text{ \AA}$ ,  $b = 5,500 \text{ \AA}$ ,  $c = 18,165 \text{ \AA}$  (Tableau 5) et le système cristallin est monoclinique ( $\beta = 101,12^\circ$ ). Des polymorphes tricliniques ont également été décrits par Fransolet (1978).

Les analyses à la microsonde électronique ont révélé de très faibles teneurs en magnésium et manganèse sur le site du fer (II) (Fig. 6.13). Le premier est disponible en proportion constante ( $\pm 1,5 \%$  en poids de  $\text{MgO}$ ), contrairement au second qui varie fortement selon l'échantillon (0,7 à 2 % en poids de  $\text{MnO}$ ). Les teneurs en  $\text{H}_2\text{O}$  ont été calculées afin de correspondre aux 2(OH) de la composition idéale (Tableau 6).

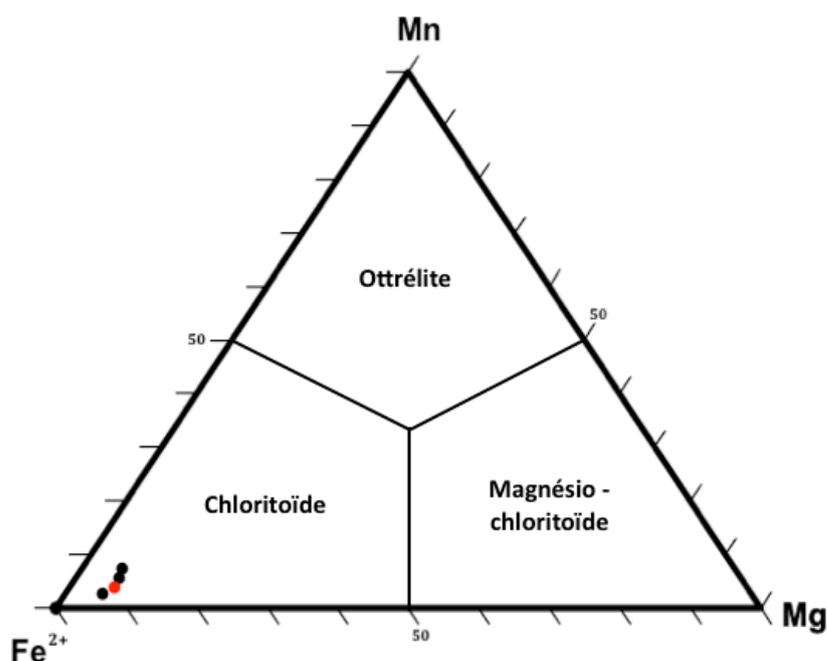


Fig. 6. 13. : Diagramme triangulaire  $\text{Fe}^{2+}$ -Mn-Mg des chloritoïdes alluvionnaires (noir) et arkosiques (rouge).

### 6. 2. 7. L'ilménite

Ce minéral rhomboédrique ( $\text{FeTiO}_3$ ) forme des cristaux tabulaires ou des masses plus compactes, parfois associées au quartz (planche photo 2). Il possède des cassures conchoïdales, un éclat métallique, ainsi qu'une couleur et une trace noires. Il est également très faiblement magnétique. Les paramètres de maille moyens sont  $a = 5,097 \text{ \AA}$ ,  $b = 5,104 \text{ \AA}$  et  $c = 14,045 \text{ \AA}$  (Tableau 5).

Les ilménites étudiées contiennent des teneurs entre 3 et 4 % de MnO, excepté pour un échantillon prélevé dans le ruisseau de la Barrière dans lequel la proportion en MnO s'élève à presque 10 %. Ces minéraux incorporent parfois aussi du calcium et du magnésium en pourcentage non négligeable, ainsi que du silicium et de l'aluminium essentiellement pour le ruisseau de la Noire Eau (Tableau 7).

**Tableau 7** : Ilménites alluvionnaires du massif de Serpont.

|   | 1 (2) <sup>1</sup> | 2 (3) | 3 (2) | 4 (3) | 5 (2) |
|---|--------------------|-------|-------|-------|-------|
| <i>Oxydes en % poids</i>                                |                    |       |       |       |       |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>                                  | 0,07               | 0,28  | 7,77  | 0,09  | 2,98  |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>                                  | 55,38              | 52,07 | 47,70 | 53,55 | 50,14 |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>                      | 0,02               | 0,10  | 0,31  | 0,05  | 1,94  |
| <b>FeO</b>  | 35,71              | 42,13 | 39,56 | 42,43 | 38,27 |
| <b>MnO</b>  | 9,66               | 3,46  | 3,31  | 3,39  | 3,75  |
| <b>MgO</b>  | -                  | 0,10  | 0,17  | 0,06  | 0,68  |
| <b>CaO</b>  | 0,01               | 0,16  | 0,34  | 0,10  | 0,23  |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>                                  | -                  | 0,05  | 0,08  | 0,06  | -     |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>                                   | 0,03               | 0,03  | -     | 0,03  | 0,03  |
| <b>Total</b>  | 100,88             | 98,38 | 99,25 | 99,75 | 98,01 |
| <i>Nombre de cations calculés sur base de 2 cations</i> |                    |       |       |       |       |
| <b>Si<sup>4+</sup></b>                                  | 0,002              | 0,007 | 0,193 | 0,002 | 0,075 |
| <b>Ti<sup>4+</sup></b>                                  | 1,044              | 1,004 | 0,891 | 1,020 | 0,950 |
| <b>Al<sup>3+</sup></b>                                  | 0,001              | 0,003 | 0,009 | 0,001 | 0,057 |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>                                  | 0,749              | 0,903 | 0,822 | 0,899 | 0,806 |
| <b>Mn<sup>2+</sup></b>                                  | 0,205              | 0,075 | 0,070 | 0,073 | 0,080 |
| <b>Mg<sup>2+</sup></b>                                  | -                  | 0,004 | 0,006 | 0,002 | 0,026 |
| <b>Ca<sup>2+</sup></b>                                  | Tr.                | 0,004 | 0,009 | 0,003 | 0,006 |
| <b>Na<sup>+</sup></b>                                   | -                  | 0,002 | 0,004 | 0,003 | -     |
| <b>K<sup>+</sup></b>                                    | 0,001              | 0,001 | -     | 0,001 | 0,001 |

<sup>1</sup> Nombre d'analyses ponctuelles effectuées.

## 6. 2. 8. La pyrite

La pyrite ( $\text{FeS}_2$ ) est un sulfure de fer cubique de couleur jaune laiton possédant un éclat métallique. Sa morphologie est constituée de petits cristaux cubiques parfois goethitisés, ou d'une masse grenue framboïdale (planche photo 2). Celle-ci se distingue en lumière réfléchie grâce à sa couleur pâle et son pouvoir réflecteur élevé. Les paramètres de maille sont disponibles dans le Tableau 5.

Les six pyrites alluvionnaires contiennent des traces d'arsenic, parfois accompagnées de cuivre, d'argent et d'or, non incluse dans la formule empirique moyenne ( $\text{Fe}_{1,00} \text{S}_{2,00}$ ) au vu des faibles quantités. Concernant les « pyrites aurifères », seul l'échantillon « Pyr1 » possède une teneur en or fiable car sa valeur se situe au-dessus de la limite de détection (0,03 %) (Tableau 8).

**Tableau 8 :** Pyrites alluvionnaires du massif de Serpont.

|              | Pyr1     |       | Pyr2   |       | Pyr3   |       | Pyr4   |       | Pyr5   |       | Pyr6   |       |
|--------------|----------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|
|              | $P(2)^1$ | $3^2$ | $P(3)$ | 3     | $P(3)$ | 3     | $P(3)$ | 3     | $P(2)$ | 3     | $P(2)$ | 3     |
| <b>S</b>     | 52,70    | 1,996 | 53,16  | 2,004 | 52,49  | 1,998 | 52,74  | 2,003 | 52,46  | 1,996 | 52,86  | 2,006 |
| <b>As</b>    | 0,03     | Tr.   | 0,06   | 0,001 | 0,05   | 0,001 | 0,05   | 0,001 | 0,06   | 0,001 | 0,05   | 0,001 |
| <b>Fe</b>    | 46,14    | 1,003 | 45,96  | 0,995 | 45,81  | 1,001 | 45,70  | 0,996 | 45,94  | 1,003 | 45,53  | 0,992 |
| <b>Cu</b>    | 0,03     | 0,001 | 0,01   | Tr.   | -      | -     | -      | -     | 0,01   | Tr.   | 0,03   | 0,001 |
| <b>Ag</b>    | -        | -     | -      | -     | 0,01   | Tr.   | 0,01   | Tr.   | -      | -     | -      | -     |
| <b>Au</b>    | 0,04     | Tr.   | 0,01   | Tr.   | -      | -     | 0,01   | Tr.   | 0,02   | Tr.   | -      | -     |
| <b>Total</b> | 98,94    |       | 99,19  |       | 98,36  |       | 98,51  |       | 98,49  |       | 98,47  |       |

<sup>1</sup> Pourcentage en poids avec, entre parenthèses, le nombre d'analyses ponctuelles effectuées.

<sup>2</sup> Nombres d'atomes calculés sur la base de 3 atomes.

## 6. 3. Les minéraux filoniens

Les minéraux présents dans les filons de la galerie du « Bois la Dame », de Bras et de Serpont ont été récupérés soit après le broyage des blocs de quartz suivit d'une séparation minéralogique via le « Knelson », soit en place sur les échantillons de roches. Ceux-ci ont été ensuite analysés au diffractomètre de poudre ou au diffractomètre à 4 cercles.

Le quartz est le minéral le plus abondant avec une proportion avoisinant les 90-95 %. Celui-ci est accompagné, suivant les endroits, d'un peu de chlorite (clinochlore), de mica (séricite, muscovite et biotite), de tourmaline, de chloritoïde, de pyrite, de magnétite ou encore de cuprite. Des grenats sont également présents dans certaines veines comme à Bertrix (Hermann, 2004). Les caractéristiques morphologiques et les analyses XRD (Tableau 9) de la pyrite, tourmaline, chloritoïde et magnétite sont identiques à celles décrites dans le chapitre concernant les minéraux alluvionnaires (cfr. 6. 2.).

### 6. 3. 1. Le clinochlore

Le clinochlore ( $Mg_5Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8$ ) est un phyllosilicate du groupe des chlorites. Celui-ci possède une couleur verte avec un éclat vitreux, un trait vert pâle à gris, une faible dureté (rayable à l'ongle) et des cristaux le plus souvent sous la forme de feuillets pseudo-hexagonaux. Ce minéral est produit par la décomposition de la biotite avec laquelle il est proche au niveau de la structure et des propriétés physico-chimiques.

### 6. 3. 2. Les micas

Cette famille minérale ( $XY_{2-3}(Z_4O_{10})(OH,F)_2$ ) regroupe certains phyllosilicates dont notamment la biotite ( $K[Mg,Fe]_3[AlSi_3O_{10}][OH]_2$ ), la muscovite ( $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$ ) et la séricite. Ceux-ci sont caractérisés par leurs structures feuilletées et leur éclat métallique.

La biotite possède une couleur variant du vert sombre au noir, tandis que la muscovite est blanche à incolore. La séricite, quant à elle, est une variété de muscovite à grain très fin et à reflets verts.

### 6. 3. 3. La cuprite

Cet oxyde de cuivre ( $Cu_2O$ ) se retrouve sous l'aspect d'une masse grenue brun foncé à noir, parfois associé avec un peu de malachite (planche photo 2). C'est un minéral secondaire formé en zone d'oxydation du cuivre.

### 6. 3. 4. La pyrite

Deux pyrites filoniennes (« Pyr. F1 » et « Pyr. F2 »), provenant respectivement de la galerie minière du « Bois la Dame » et de Bras, ont été analysées à la microsonde électronique. Comme les pyrites alluvionnaires, celles-ci possèdent des traces d'arsenic, de cuivre, d'argent et d'or (Tableau 10).

**Tableau 9** : Sept minéraux filoniens (en haut), cinq arkosiques (au milieu) et trois du massif de Stavelot (en bas), analysés au diffractomètre à 4 cercles selon le même fonctionnement que pour le Tableau 3 et 5.

| Système cristallin<br>et mode de réseau | Paramètres de maille<br>(Å) |            |            | Angle <sup>1</sup><br>(°)  | Minéral                         |
|---|-----------------------------|------------|------------|----------------------------|---------------------------------|
|   | <i>a</i>                    | <i>b</i>   | <i>c</i>   |                            |                                 |
| Cubique F <sup>2</sup>                  | 8,301(10)                   | 8,305(9)   | 8,296(8)   | /                          | <b>Magnétite</b>                |
| Cubique F                               | 8,320(15)                   | 8,294(8)   | 8,301(12)  | /                          | Magnétite                       |
| Hexagonal R                             | 15,978(12)                  | 15,982(15) | 7,206(13)  | $\gamma = 119,93(9)$       | <b>Tourmaline</b>               |
| Hexagonal R                             | 15,990(20)                  | 15,972(18) | 7,196(17)  | $\gamma = 119,97(7)$       | Tourmaline                      |
| Cubique P                               | 5,432(15)                   | 5,424(15)  | 5,441(16)  | /                          | <b>Pyrite</b>                   |
| Cubique P                               | 5,407(12)                   | 5,411(9)   | 5,435(10)  | /                          | Pyrite                          |
| Cubique P                               | 5,421(10)                   | 5,442(12)  | 5,440(9)   | /                          | Pyrite                          |
| Cubique F                               | 8,311(13)                   | 8,306(12)  | 8,289(10)  | /                          | <b>Magnétite</b>                |
| Hexagonal R                             | 15,961(12)                  | 15,946(11) | 7,231(11)  | $\gamma = 119,52(9)$       | <b>Tourmaline-1<sup>3</sup></b> |
| Tétragonal I                            | 6,634(18)                   | 6,608(17)  | 5,967(15)  | /                          | <b>Zircon</b>                   |
| Cubique I                               | 11,643(15)                  | 11,638(18) | 11,648(12) | /                          | <b>Grenat-1</b>                 |
| Monoclinique C                          | 9,483(9)                    | 5,510(8)   | 18,192(7)  | $\beta = 101,90(12)$       | <b>Chloritoïde</b>              |
| Orthorhombique P                        | 10,221(10)                  | 6,003(11)  | 4,756(14)  | /                          | <b>Forstérite</b>               |
| Monoclinique C                          | 9,753(16)                   | 8,902(15)  | 5,278(18)  | $\beta = 105,85^\circ(9)$  | <b>Augite</b>                   |
| Monoclinique C                          | 9,777(14)                   | 8,884(9)   | 5,285(13)  | $\beta = 105,65^\circ(10)$ | Augite                          |

<sup>1</sup> Celui-ci est noté si  $\alpha, \beta$  ou  $\gamma$  diffère de  $90^\circ$ .

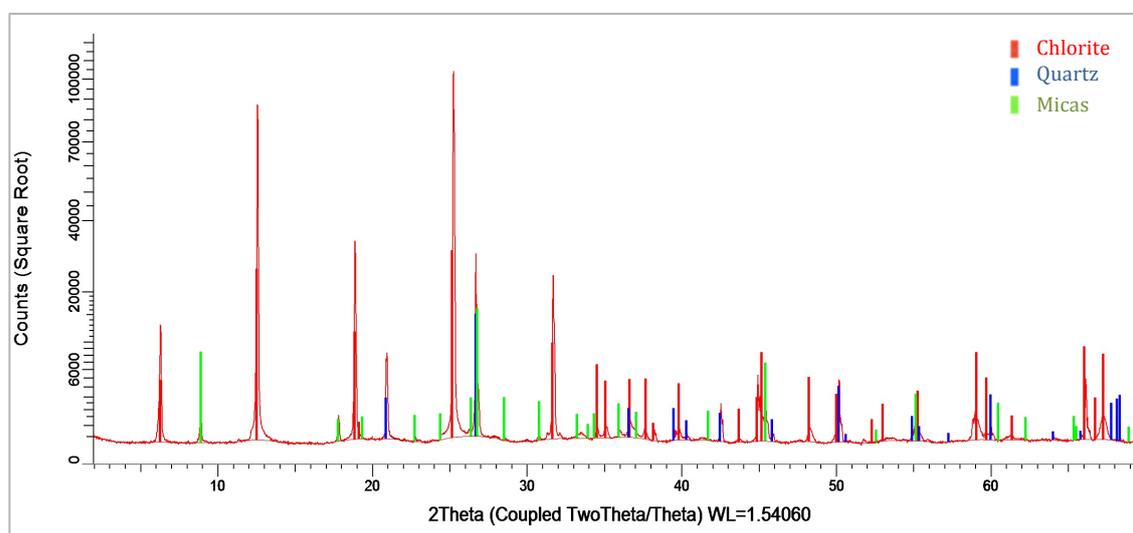
<sup>2</sup> Réseau de Bravais : I= centré, P= primitif, R= rhomboédrique primitive, F= faces centrées, C= face (001) centrée.

<sup>3</sup> Numéro correspondant à l'analyse chimique disponible dans le Tableau 11 pour les grenats et les tourmalines.

**Tableau 10** : Analyses chimiques de deux pyrites filoniennes du massif de Serpont.

|              | Pyr. F1  |       | Pyr. F2 |       |
|--------------|----------|-------|---------|-------|
|              | $P(2)^1$ | $3^2$ | $P(3)$  | $3$   |
| <b>S</b>     | 53,04    | 2,009 | 53,58   | 2,009 |
| <b>As</b>    | 0,04     | 0,001 | 0,04    | 0,001 |
| <b>Fe</b>    | 45,54    | 0,990 | 45,97   | 0,990 |
| <b>Cu</b>    | 0,01     | Tr.   | 0,01    | Tr.   |
| <b>Ag</b>    | 0,02     | Tr.   | 0,02    | Tr.   |
| <b>Au</b>    | 0,01     | Tr.   | 0,01    | Tr.   |
| <b>Total</b> | 98,64    |       | 99,63   |       |

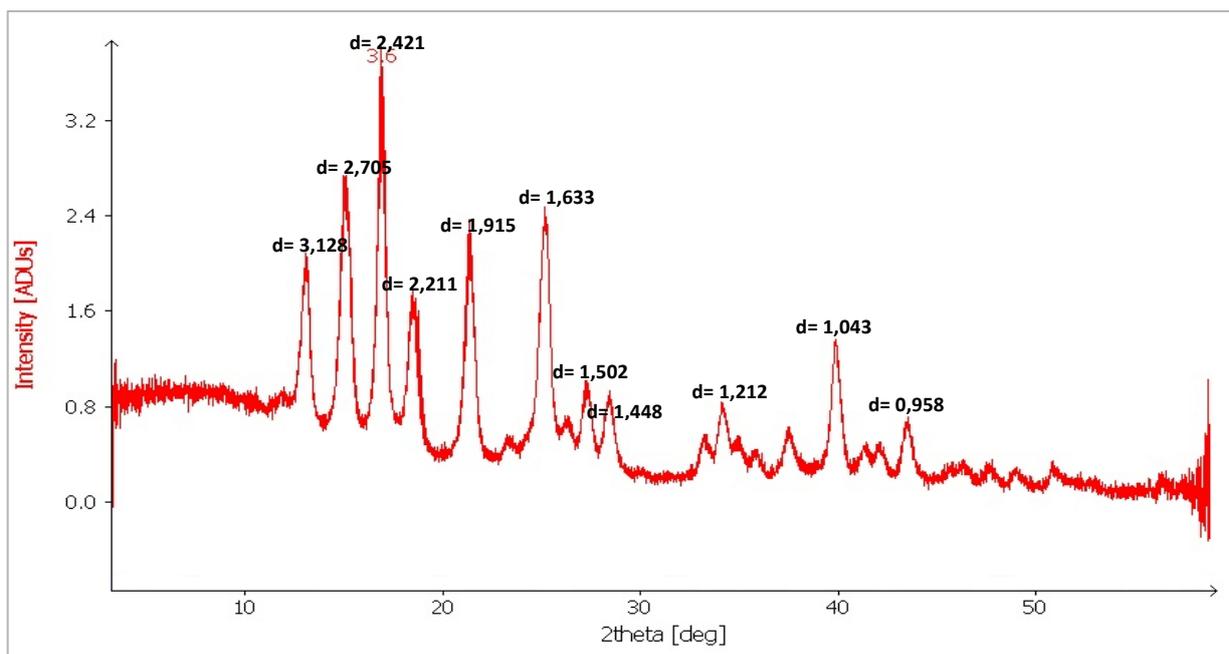
Un mélange de minéraux prélevés sur une veine de quartz (Fig. 6.14), ainsi qu'une pyrite et une cuprite (Fig. 6.15 et 6.16) ont été analysés au diffractomètre sur poudre pour les premiers, et au diffractomètre à 4 cercles selon le mode « Debye-Scherrer » pour les deux autres. Les distances inter-réticulaires « d » ont été comparées avec celles des tables de référence issues du livre : « Mineral powder diffraction file databook, set 1-48, ICDD »



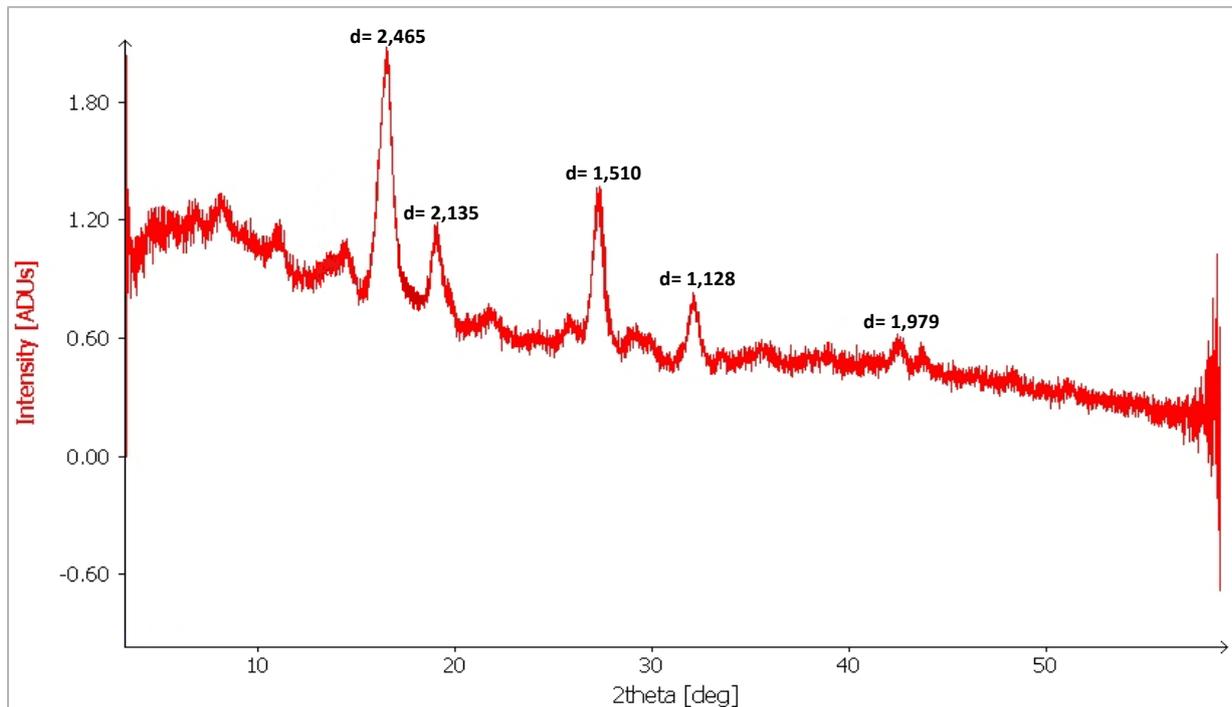
**Fig. 6.14** : Diffractogramme de poudre de rayons X assignant ses pics avec de la chlorite (en rouge) et du mica (en vert).

<sup>1</sup> Pourcentage en poids avec, entre parenthèses, le nombre d'analyses ponctuelles effectuées.

<sup>2</sup> Nombres d'atomes calculés sur la base de 3 atomes.



**Fig. 6.15** : Pyrite prélevé dans les filons de quartz de la galerie minière.



**Fig. 6.16** : Cuprite prélevée dans les filons de quartz de la galerie minière

## 6. 4. Les minéraux denses dans les conglomérats et arkoses

Le conglomérat et l'arkose sont situés tout autour du massif cambro-ordovicien de Serpont (Beugnies, 1984). Ceux-ci, appartenant à la Formation de Fépin (Bultynck & Dejonghe, 2001), se sont mis en place suite à l'érosion de la chaîne calédonienne provoquée par la transgression marine éodévonienne (Boulvain & Pingot, 2012). Les minéraux denses contenus dans ces roches détritiques sont le grenat (spessartine et almandin), la tourmaline, l'ilménite, le rutile, le chloritoïde, le zircon et la magnétite. Les paramètres de mailles de plusieurs espèces sont repris dans le Tableau 9.

La composition chimique du grenat (spessartine et almandin), de la tourmaline (schörl) et de l'ilménite, déterminée à la microsonde électronique, est similaire à celle des minéraux alluvionnaires (Tableau 11).

## 6. 5. Les minéraux alluvionnaires du massif de Stavelot

Les principaux minéraux alluvionnaires denses, en plus de ceux rencontrés dans le massif de Serpont (cfr. 6.1.), sont : la monazite<sup>1</sup>, l'épidote<sup>2</sup> et la titanite<sup>3</sup> (De Rauw, 1920 ; Graulich, 1952 ; Burnotte *et al.*, 1989). Ceux-ci ne sont pas ou peu présents dans le massif de Serpont car les strates riches en phosphates et en calcium sont rares à cet endroit (de Béthune, 1977b ; Burnotte *et al.*, 1989). Autres différences, les grenats sont majoritairement de type spessartine (Fig. 6.17) car les conditions de température et de pression du métamorphisme ont été moins intenses (Hsu, 1968 ; Miyashiron & Shido, 1973 ; Hermann, 2004) et les chloritoïdes, plus riches en manganèse, atteignent par endroit le pôle « otréélite » (Fig. 6.18) (Fransolet, 1978 ; Theye & Fransolet, 1994).

En plus de ces minéraux, de l'augite<sup>4</sup> et de la forstérite<sup>5</sup> ont été récoltées lors d'orpaillages au Sud de Recht (Fig. 6.19 et 6.20). Les analyses au diffractomètre à 4 cercles (Tableau 9) et à la microsonde électronique (Tableau 12) ont permis de les comparer avec celles retrouvées dans les téphras ardennais (chapitre 7.1.9.) (Juvigné, 1999).

---

<sup>1</sup> = (Ce,La,Nd,Th) PO<sub>4</sub> ; <sup>2</sup> = Ca<sub>2</sub>(Al<sub>2</sub>Fe<sup>3+</sup>) [Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>][SiO<sub>4</sub>]O(OH) ; <sup>3</sup> = CaTi(SiO<sub>5</sub>) ; <sup>4</sup> = (Ca,Mg,Fe)<sub>2</sub> Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> ;  
<sup>5</sup> = Mg<sub>2</sub> SiO<sub>4</sub>

**Tableau 11 :** Grenats, ilménites rutilisées et tourmaline contenus dans l'arkose et le conglomérat du massif de Serpont.

|   | Grenats arkoses    |       | Ilménite rutilisée |       | Tourmaline        |
|---|--------------------|-------|--------------------|-------|-------------------|
|   | 1 (3) <sup>1</sup> | 2 (3) | 1 (3)              | 2 (2) | 1 (3)             |
| <i>Oxydes en % poids</i>                        |                    |       |                    |       |                   |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>                          | 36,42              | 36,61 | 0,29               | 0,25  | 34,52             |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>                          | 0,14               | 0,14  | 67,70              | 65,34 | 0,48              |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>              | 20,48              | 20,79 | 0,69               | 0,65  | 33,43             |
| <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>2</sup></b>  | -                  | 0,13  | -                  | -     | -                 |
| <b>B<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>3</sup></b>   | -                  | -     | -                  | -     | 10,10             |
| <b>FeO<sup>2</sup></b>                          | 14,99              | 19,90 | 19,53              | 23,27 | 13,27             |
| <b>MnO</b>                                      | 23,38              | 14,51 | 2,93               | 2,36  | 0,14              |
| <b>MgO</b>                                      | 0,35               | 0,50  | -                  | 0,03  | 2,19              |
| <b>CaO</b>                                      | 3,38               | 6,62  | 0,14               | 0,11  | 0,33              |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>                          | 0,01               | -     | 0,04               | 0,04  | 1,94              |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>                           | 0,01               | -     | 0,02               | 0,02  | 0,06              |
| <b>H<sub>2</sub>O<sup>3</sup></b>               | -                  | -     | -                  | -     | 3,48              |
| <b>Total</b>                                    | 99,16              | 99,18 | 91,35              | 92,07 | 99,94             |
| <i>Nombre de cations calculés sur base de :</i> |                    |       |                    |       |                   |
|   | <i>8 cations</i>   |       | <i>1 cation</i>    |       | <i>16 cations</i> |
| <b>Si<sup>4+</sup></b>                          | 3,000              | 2,989 | 0,004              | 0,003 | 5,942             |
| <b>Ti<sup>4+</sup></b>                          | 0,009              | 0,008 | 0,717              | 0,685 | 0,062             |
| <b>Al<sup>3+</sup></b>                          | 1,988              | 2,000 | 0,011              | 0,011 | 6,783             |
| <b>Fe<sup>3+</sup></b>                          | -                  | 0,002 | -                  | -     | -                 |
| <b>B<sup>3+</sup></b>                           | -                  | -     | -                  | -     | 3,000             |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>                          | 1,032              | 1,357 | 0,230              | 0,271 | 1,911             |
| <b>Mn<sup>2+</sup></b>                          | 1,631              | 1,003 | 0,035              | 0,028 | 0,020             |
| <b>Mg<sup>2+</sup></b>                          | 0,043              | 0,061 | -                  | 0,001 | 0,561             |
| <b>Ca<sup>2+</sup></b>                          | 0,299              | 0,579 | 0,002              | 0,002 | 0,061             |
| <b>Na<sup>+</sup></b>                           | 0,002              | 0,000 | 0,001              | 0,001 | 0,647             |
| <b>K<sup>+</sup></b>                            | 0,001              | 0,000 | Tr.                | Tr.   | 0,013             |
| <b>OH<sup>-</sup></b>                           | -                  | -     | -                  | -     | 4,000             |

<sup>1</sup> Nombre d'analyses ponctuelles effectuées.

<sup>2</sup> Les teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et FeO ont été calculées afin de maintenir l'équilibre des charges.

<sup>3</sup> Les teneurs en B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et H<sub>2</sub>O ont été calculées à partir de la composition idéale des minéraux.

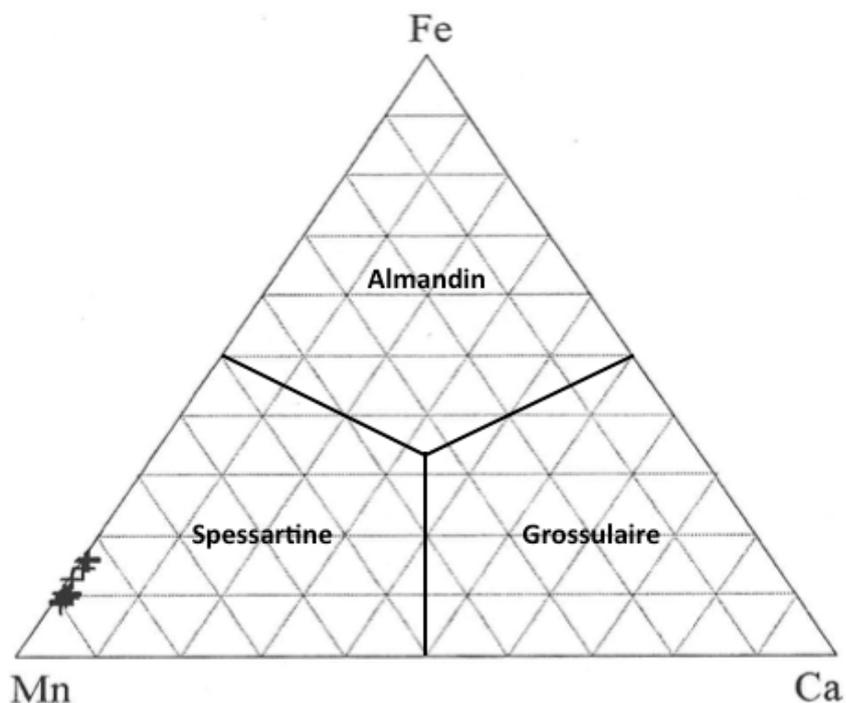


Fig. 6.17: Diagramme triangulaire Fe<sup>2+</sup>-Mn-Ca sur lequel les compositions chimiques des grenats de Salmchâteau (massif de Stavelot) ont été reportées (Hermann, 2004).

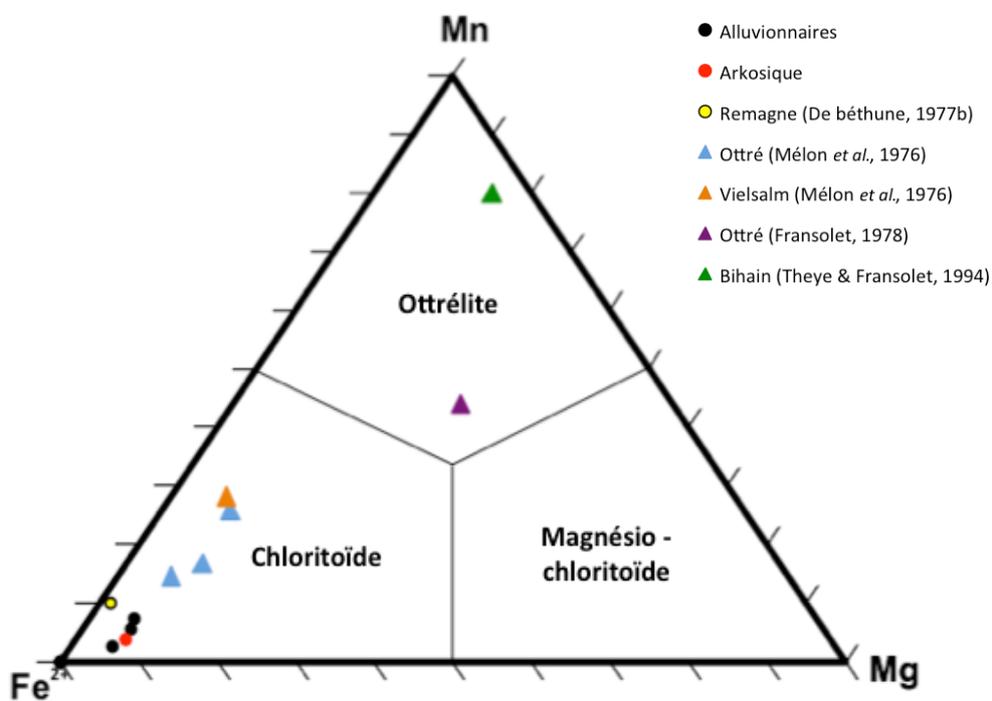
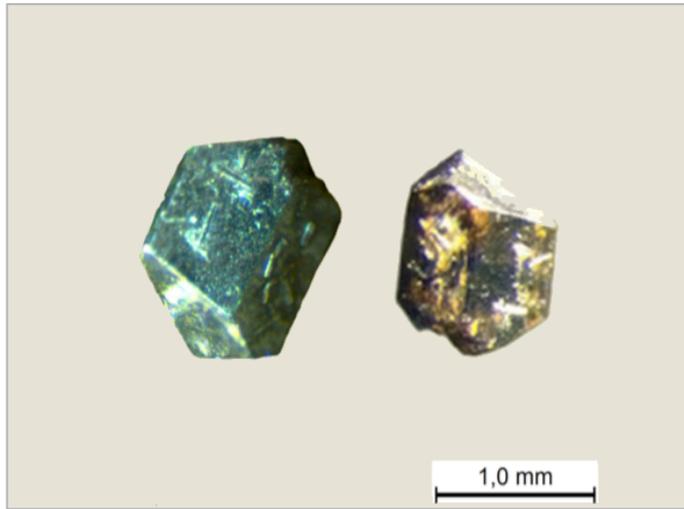


Fig. 6.18: Diagramme triangulaire Mn-Fe<sup>2+</sup>-Mg sur lequel les compositions chimiques des chloritoïdes du massif de Serpont (cercles), ainsi que ceux du massif de Stavelot (triangles) ont été reportées.



**Fig. 6.19:** Forstérite du Goldgrübe au Sud de Recht. Photo numérique sous microscope Leica.



**Fig. 6.20:** Augite du Goldgrübe au Sud de Recht. Photo numérique sous microscope Leica.

**Tableau 12:** Analyses chimiques de deux augites et d'une forstérite, prélevées à Recht dans le massif de Serpont.

|   | <b>Augite</b>            |              | <b>Forstérite</b> |
|---|--------------------------|--------------|-------------------|
|   | <b>1 (2)<sup>1</sup></b> | <b>2 (2)</b> | <b>1 (2)</b>      |
| <i>Oxydes en % poids</i>                        |                          |              |                   |
| <b>SiO<sub>2</sub></b>                          | 51,66                    | 48,85        | 40,48             |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>                          | 0,74                     | 1,52         | 0,01              |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>              | 3,75                     | 6,12         | 0,03              |
| <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>2</sup></b>  | 0,65                     | 2,05         | -                 |
| <b>FeO<sup>2</sup></b>                          | 3,30                     | 4,00         | 12,54             |
| <b>MnO</b>                                      | 0,07                     | 0,09         | 0,20              |
| <b>MgO</b>                                      | 15,72                    | 13,29        | 46,57             |
| <b>CaO</b>                                      | 23,20                    | 23,67        | 0,25              |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>                          | 0,53                     | 0,63         | 0,03              |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>                           | 0,01                     | 0,03         | 0,01              |
| <b>Total</b>                                    | 99,63                    | 100,24       | 100,11            |
| <i>Nombre de cations calculés sur base de :</i> |                          |              |                   |
|   | <i>4 cations</i>         |              | <i>3 cations</i>  |
| <b>Si<sup>4+</sup></b>                          | 1,891                    | 1,788        | 1,004             |
| <b>Ti<sup>4+</sup></b>                          | 0,020                    | 0,042        | Tr.               |
| <b>Al<sup>3+</sup></b>                          | 0,162                    | 0,264        | 0,001             |
| <b>Fe<sup>3+</sup></b>                          | 0,018                    | 0,057        | -                 |
| <b>Fe<sup>2+</sup></b>                          | 0,100                    | 0,122        | 0,260             |
| <b>Mn<sup>2+</sup></b>                          | 0,002                    | 0,003        | 0,004             |
| <b>Mg<sup>2+</sup></b>                          | 0,858                    | 0,726        | 1,722             |
| <b>Ca<sup>2+</sup></b>                          | 0,910                    | 0,929        | 0,007             |
| <b>Na<sup>+</sup></b>                           | 0,038                    | 0,044        | 0,001             |
| <b>K<sup>+</sup></b>                            | 0,001                    | 0,001        | Tr.               |

<sup>1</sup> Nombre d'analyses ponctuelles effectuées.

<sup>2</sup> Les teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et FeO ont été calculées afin de maintenir l'équilibre des charges.

## 7. DISCUSSION

### 7. 1. Cristallochimie et origine(s) des minéraux denses

#### 7. 1. 1. Le grenat

Les roches grenatifères ont été recensées pour la première fois par Cauchy en 1835. Un peu plus tard, Renard (1882) fit une description pétrographique et décéla un mélange grossulaire (Ca) – almandin (Fe<sup>2+</sup>) – spessartine (Mn) en proportions équivalentes. Depuis, les analyses récentes ont révélé la présence d'almandin et de spessartine comme espèces principales, avec des teneurs accessoires en pyrope (Mg) et en grossulaire (de Béthune, 1977b ; Hermann, 2004 ; Deroanne, 2007), concordant avec les analyses effectuées lors de ce mémoire. Ces grenats peuvent contenir, en plus des inclusions de quartz et d'ilménite identifiées, de l'amphibole, de la titanite, du plagioclase, de la clinozoisite (Hermann, 2004) et du graphique (= grenat « pyrénéite »). Ce dernier minéral est aligné selon les axes cristallographiques du grenat car il aurait été refoulé au cours de la croissance (Buttgenbach, 1922 ; de Béthune, 1977b ; Hermann, 2004).

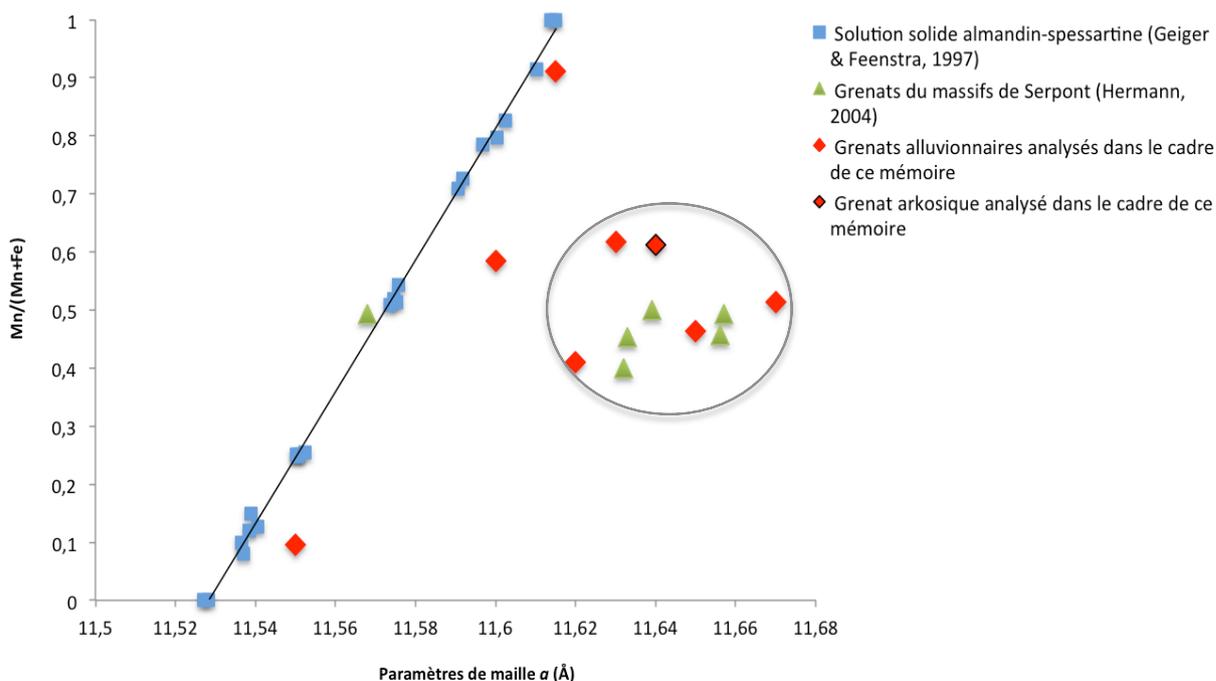
Les grenats de la zone métamorphique de Libramont se forment plus fréquemment dans les roches calciques ou calcopélitiques (*amphibolites* et *épidotites*) que dans les roches pélitiques (de Béthune, 1977b). Le grenat almandin, stable dans un large domaine P-T (Deer *et al.*, 1982), apparaît à plus haute température que la spessartine (Hsu, 1968 ; Miyashiron & Shido, 1973). En effet, Miyashiron & Shido (1973) ont observé une variation des teneurs en MnO selon le degré métamorphique. Ils en ont conclu que cet élément diminuait si le métamorphisme s'accroissait. Ainsi, la spessartine apparaît toujours lorsque le métamorphisme régional est moins intense comme cela pourrait être le cas dans la « zone externe » définie par Beugnies (1986) (Annexe 1). La réaction chimique pouvant expliquer l'apparition de ces grenats est :  $(\text{Fe,Mn,Mg})_9\text{Al}_3(\text{Al}_3\text{Si}_5)\text{O}_{20}(\text{OH})_{16} + 4 \text{SiO}_2 \rightarrow (\text{Fe,Mn,Mg})_9\text{Al}_6\text{Si}_9\text{O}_{36} + 8 \text{H}_2\text{O}$  (Hsu, 1968).

La composante élevée en grossulaire est due à la présence de calcium qui s'est dissocié des carbonates par décarbonatation lors du métamorphisme (Beugnies, 1986 ; de Béthune, 1977a). Cette teneur en grossulaire est donc logiquement plus élevée au sein des grenats formés dans les roches calciques et calcopélitiques (Beugnies 1986). Celle-ci provoquerait l'apparition d'une anisotropie, probablement généralisée à tous les grenats calciques de l'Ardenne (Buttgenbach, 1922 ; de Béthune, 1977a).

De nombreux auteurs ont déjà constaté des variations au sein de la composition chimique des grenats depuis le centre jusqu'à la bordure (de Béthune, 1977b ; Hermann, 2004 ; Deroanne, 2007). De Béthune (1977b) a remarqué que ceux de la zone de Libramont montrent un appauvrissement en manganèse (« en coupole ») et un enrichissement en fer et en calcium (« en calice ») au niveau de la bordure. Ces zonations ont été aussi recensées par Hermann (2004) lors de ses profils sur des grenats originaires de Bertrix, Tillet et Bastogne. Ces résultats montrent également un comportement inverse pour Fe et Mn, tandis que Ca fluctue de façon plus aléatoire. Ce phénomène manifeste probablement une réponse du grenat, lors de sa croissance, à des changements physico-chimiques du métamorphisme. En effet, les variations en calcium peuvent s'expliquer par la formation ou la désagrégation de minéraux calciques tels que la calcite ( $\text{CaO} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{CaCO}_3$ ) (de Béthune, 1977b), tandis que l'appauvrissement en Mn

serait lié à l'augmentation de l'intensité du métamorphisme au cours de la croissance. Cela indiquerait donc que les grenats ont commencé à cristalliser à relativement basse température (Miyashiron & Shido, 1973, Hermann, 2004).

Les paramètres de maille obtenus au diffractomètre à 4 cercles (Tableau 3 et 9) sont similaires à ceux calculés par Billet & Vandendriessche (1937) sur des grenats provenant de Libramont, Bastogne et Morhet (11,62 à 11,66 Å), et par Hermann (2004) sur ceux de Libramont, Bastogne, Morhet, Bertrix, Recogne, Chisogne et Tillet (11,57 à 11,68 Å). La figure 7.1 montre que les paramètres de maille des grenats du massif de Serpont ne concordent pas avec ceux de la solution solide spessartine-almandin. Cette différence s'explique par la présence d'une composante plus ou moins importante en grossulaire qui, à cause du rayon ionique plus élevé du calcium, augmente la taille de la maille<sup>1</sup>. L'identification précise de la composition chimique à l'aide uniquement de ces paramètres cristallographiques est donc impossible en raison des substitutions homovalentes  $Fe^{2+} - Mn - Ca - Mg$  qui interviennent sur le site cubique (Deer *et al.*, 1982 ; Abreal, 2011). Pour y parvenir, les indices de réfraction auraient été nécessaires afin de pouvoir utiliser le diagramme triangulaire de Winchell (1958).



**Fig. 7. 1 :** Diagramme comparant les paramètres de maille des grenats du massif de Serpont, avec ceux de la solution solide almandin-spessartine déterminés par Geiger & Feenstra (1997) sur des grenats synthétiques.

<sup>1</sup> Paramètres de maille du grossulaire = 11,852 Å (Abreal, 2011), de la spessartine = 11,615 Å (Geiger & Feenstra, 1997) et de l'almandin = 11,528 Å (Geiger & Feenstra, 1997) purs.

### 7. 1. 2. La magnétite

La magnétite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) possède une structure spinelle inverse,  $\text{AB}_2\text{O}_4$ , où un des cations B occupe le site tétraédrique tandis que les cations A et B restant se situent sur le site octaédrique. Les cations en traces ( $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ) occupent principalement les sites octaédriques (Stout & Bayliss, 1980 ; Bosi *et al.*, 2009).

Dans les roches ardennaises, la minéralogie ferromagnétique est principalement contrôlée par le métamorphisme. La présence de magnétite au Cambrien et au Lochkovien est probablement due à l'altération de la pyrite en pyrrhotite vers l'isotherme  $300^\circ\text{C}$ , suivie d'une oxydation thermique de la pyrrhotite en magnétite au environ de  $500^\circ\text{C}$  (Beugnies, 1986 ; Dekkers, 1990 ; Bina *et al.*, 1991 ; Robion *et al.*, 1995).

Aux alentours du massif de Serpont, la magnétite se retrouve notamment dans certaines calcopélites de Freux (de Béthune, 1977b), au sein de plusieurs phyllades verts de Remagne (Vandendriessche, 1941 ; de Béthune, 1977b), ainsi que comme minéral accessoire dans des veines de quartz.

### 7. 1. 3. L'ilménite

Les ilménites analysées par de Béthune (1977b) et Deroanne (2007) contiennent des teneurs entre 3 et 7 %  $\text{MnO}$ . Ces minéraux concentrent également du Ca, Mg, Ba<sup>1</sup> (environ 1,5 % en poids d'oxydes) à Libramont, mais aussi du Si et Al à Bastogne (Deroanne, 2007). Le nombre d'analyses n'est cependant pas suffisant pour déceler une éventuelle différence de composition entre ces deux régions. La composition chimique des ilménites alluvionnaires prélevées dans le cadre de ce mémoire se rapproche le plus de celles de Libramont.

Au niveau de la zone métamorphique de Libramont, l'ilménite est un minéral accessoire fréquent. Celui-ci se forme essentiellement au sein des phyllades dont les plus courants sont ceux à chloritoïdes les plus riches en Mn et qui peuvent être parfois partiellement ou totalement rutilisées. L'ilménite peut aussi se développer dans certaines roches calcopélitiques et amphibolites, mais moins fréquemment car le titane se concentre généralement dans la titanite (de Béthune, 1977b).

### 7. 1. 4. Le zircon

Le zircon est un minéral accessoire dans de nombreuses roches de la zone de Libramont. Celui-ci serait d'origine détritique car il ne semble pas avoir été recristallisé durant le métamorphisme. Même s'il se retrouve majoritairement sous la forme de grains isolés, il peut également être à la fois concentré en lits suivant parfois la stratification, ou inclus dans d'autres minéraux tels que la biotite et l'amphibole (de Béthune, 1977b).

---

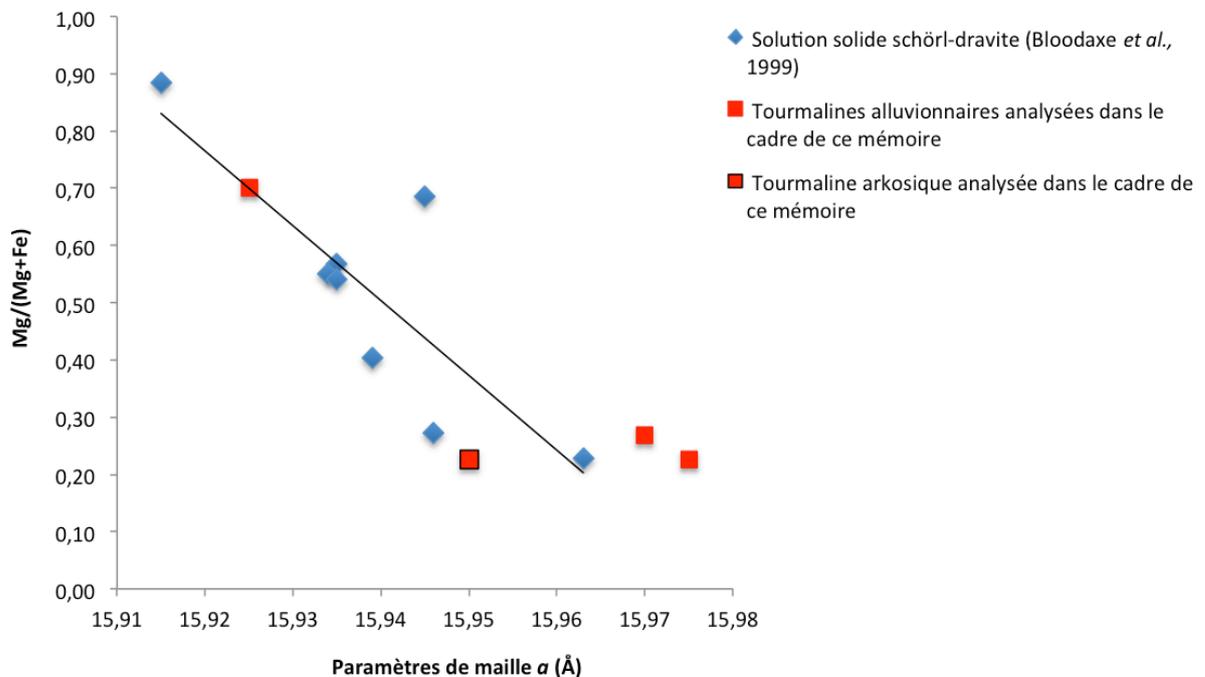
<sup>1</sup> Cet élément n'a pas été pris en compte lors des analyses à la microsonde effectuées dans ce mémoire.

### 7. 1. 5. La tourmaline

Comme en bordure du massif de Stavelot (Fieremans & De Paepe, 1982), les espèces présentes dans le massif de Serpont sont le schörl et la dravite, suite à la substitution homovalente  $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$ . Le paramètre de maille  $a$ , supérieur dans le schörl à cause du rayon ionique plus élevé du fer (II), est proche de la solution solide schörl-dravite « idéale » établie par Bloodaxe *et al.* (1999) (Fig. 7.2).

Les tourmalines se seraient formées soit par métasomatisme, processus consécutif à la circulation de fluides réactifs dans les roches (Fieremans & Paepe, 1982), soit par pneumatolyse, résultant de déplacements en profondeur de vapeurs enrichies en métaux, bore, fluor et chlore. Ce deuxième phénomène aurait provoqué une ségrégation latérale dans le milieu métamorphique, favorisant ainsi la cristallisation des tourmalines dans les veines de quartz plutôt que dans la roche encaissante (Lepersonne, 1934 ; de Béthune, 1977b). Le bore contenu dans ces fluides et vapeurs proviendrait essentiellement des formations sédimentaires riches en argile, telles que les pélites (Robert *et al.*, 1995 ; Van den Bleeken *et al.*, 2007). Certaines tourmalines proviennent également de la recristallisation de grains détritiques (de Béthune, 1977b).

Selon Corin (1931b), la tourmaline est abondante dans les veines de quartz du Moulin de Remagne et de Notre-Dame-de-Lorette. Celle-ci se rencontre aussi dans de nombreuses roches dont par exemple certains phyllades du Moulin de Remagne (de Béthune, 1977b). Lors de ce mémoire, des tourmalines ont été recensées dans les veines de quartz du Bois-la-Dame et de Bras, ainsi que dans les conglomérats et arkoses autour du massif de Serpont.



**Fig. 7.2:** Diagramme maille-cristallochimie comparant les tourmalines du massif de Serpont avec la solution solide schörl-dravite déterminée par Bloodaxe *et al.* (1999) sur des tourmalines naturelles.

### 7. 1. 6. Le chloritoïde

Ce minéral se retrouve notamment dans les phyllades cambriens du massif de Serpont (de Béthune, 1977b), dans les phyllades lochkoviens de Remagne (Gosselet, 1888 : de Béthune, 1977b), ainsi que dans certaines formations aux alentours de Séviscourt (Vandendriessche, 1941). Celui-ci peut également être accessoire dans des veines de quartz où il est considéré comme un minéral hydrothermal symmétamorphique, formé durant l'orogénèse varisque (Fransolet, 1978 ; Schroyen & Muechez, 1999).

Les chloritoïdes contenus dans les phyllades cambriens contiennent plus ou moins 1,3 % en poids MgO et 2 % en poids MnO. Les inclusions sont peu nombreuses et formées le plus souvent de quartz, de graphite en trainées orientées, d'ilménite et peut-être de rutile. Comme pour les ilménites de ces roches, les chloritoïdes sont orientés obliquement par rapport à la schistosité, formant ainsi des halos d'étirement. Ceux-ci sont donc aussi probablement pré- ou syntectonique (de Béthune, 1977b).

Au sein des phyllades lochkoviens, les chloritoïdes sont légèrement plus riches en fer et en manganèse (3 % en poids MnO). Le MgO atteint environ 0,5 % en poids (de Béthune, 1977b). Les analyses chimiques de Vandendriessche (1941), effectuées dans les environs de Séviscourt, ont décelé des teneurs supérieures en MgO (2 % en poids) et inférieures en MnO (1,2 % en poids).

Les chloritoïdes alluvionnaires récoltés dans le cadre de ce mémoire possèdent une proportion constante en magnésium ( $\pm 1,5$  % en poids de MgO), et variant de 0,7 à 2 % en poids MnO. Cette composition se rapproche le plus des chloritoïdes issus des phyllades cambriens. Bustamante-Santa Cruz (1974) a également analysé quelques grains alluvionnaires prélevés dans le ruisseau de Serpont. Les teneurs obtenues sont de 1 % en poids MgO et de 1,1% en poids MnO.

Dans le massif de Stavelot, les chloritoïdes sont plus riches en manganèse (Fransolet, 1978 ; Theye & Fransolet, 1994). En comparant la maille à la cristallographie, on remarque que le paramètre de maille  $a$  est supérieur dans l'ottrélite, à cause du rayon ionique plus élevé du manganèse (Fig. 7.3).

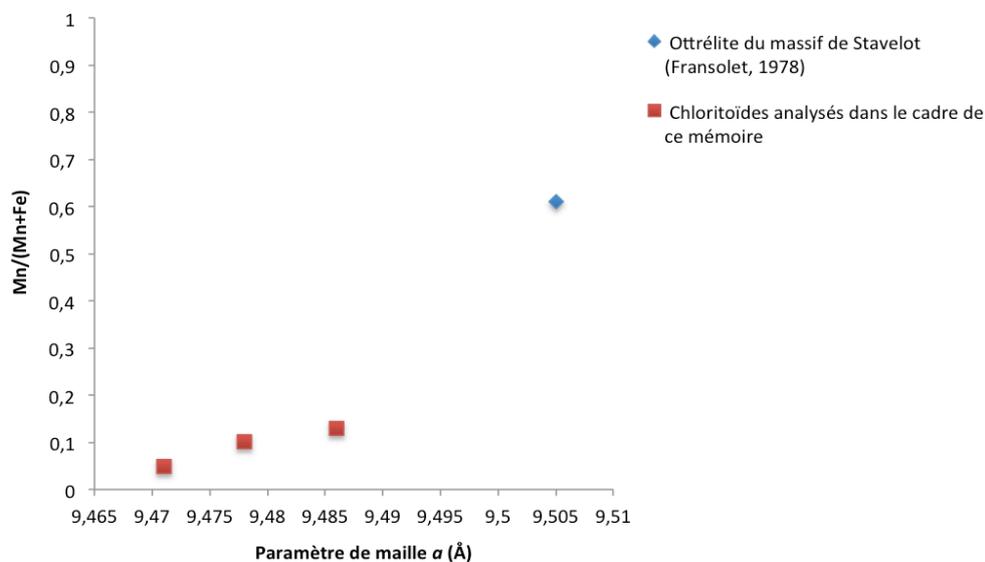


Fig. 7.3 : Diagramme maille-cristallographie comparant les chloritoïdes du massif de Serpont (rouge) avec l'ottrélite d'ottré (Fransolet, 1978).

### 7. 1. 7. Le rutile

Le rutile est un minéral accessoire de nombreuses roches pélitiques. Il se retrouve principalement dans les phyllades à ilménite du massif de Serpont, en pseudomorphoses partielles ou totales de l'ilménite (De Béthune, 1977b ; Hatert *et al.*, 2000). Celui-ci s'observe plus rarement dans les zones à biotite car il peut réagir soit pour former de l'ilménite ou de la titanite, soit pour entrer dans la composition de la biotite (de Béthune, 1977b).

### 7. 1. 8. La pyrite

Le métamorphisme de la zone de Libramont a développé une paragenèse composée de l'association pyrite – pyrrhotite (à exsolutions de pentlandite) – chalcopyrite, à partir de sulfures primaires comme les pyrites sédimentaires. Ces minéraux sont contenus dans les quartzites et les phyllades à biotite de Serpont, ainsi que dans les quartzites à plagioclase, amphibole et grenat du Praguien inférieur de Libramont. Au sein de ces roches, ces sulfures se rencontrent en petites lentilles, en paramorphose de cubes de pyrite ou disséminées parmi les silicates (Antun, 1954 ; de Béthune, 1977b).

La pyrite peut contenir de l'or soit en inclusions microscopiques, soit dans son réseau cristallin (Bonnemaison, 1986 ; Maddox *et al.*, 1998 ; Tauson, 1999 ; Chen *et al.*, 2014) grâce à plusieurs mécanismes détaillés ci-dessous (Chen *et al.*, 2014).

**a)** Dans une pyrite pure, l'or est intégré à la structure cristalline soit sur les sites du fer ou du soufre (les avis divergent concernant sa présence en position de cations ou d'anions), soit dans les cavités interstitielles (Annexe 13). Néanmoins, ces cavités, ainsi que les sites du soufre, seraient privilégiés car ils sont énergétiquement plus favorables. Dans tous les cas, cela a entraîné une extension de la maille, légèrement supérieure pour les sites interstitiels, suite aux différences de rayons ioniques entre les atomes<sup>1</sup>. Cette extension, ainsi que la formation éventuelle de liaisons ioniques fortes entre les atomes Au et S contribuent à la stabilité du minéral (Chen *et al.*, 2014).

**b)** La présence d'arsenic sur les sites du soufre est très favorable à l'incorporation d'or dans la pyrite ou l'arsénopyrite. Il existe une corrélation positive entre ces deux éléments (Arehart *et al.*, 1993 ; Chen *et al.*, 2013). Dans ce cas-ci, en plus que de pouvoir s'intégrer préférentiellement sur les sites du soufre et interstitiels (Chen *et al.*, 2014), l'or peut également se substituer à l'arsenic (Annexe 13). Comme précédemment, le réseau va alors s'agrandir avec une intensité plus importante pour les sites interstitiels, ainsi que se déformer davantage avec l'augmentation de la teneur en arsenic (Chen *et al.*, 2013). Ces pyrites contiendraient des concentrations en or variables en fonction des températures et pressions environnantes (Tauson, 1999 ; Tauson *et al.*, 2008).

**c)** La limite d'incorporation de l'or dans la pyrite peut également augmenter de manière significative si celle-ci contient une teneur élevée en Mn (plus de deux fois supérieure à celle de la pyrite pure), probablement en raison de la substitution  $2\text{Fe}^{2+} = \text{Mn}^{3+} + \text{Au}^+$  (Tauson *et al.*, 2013).

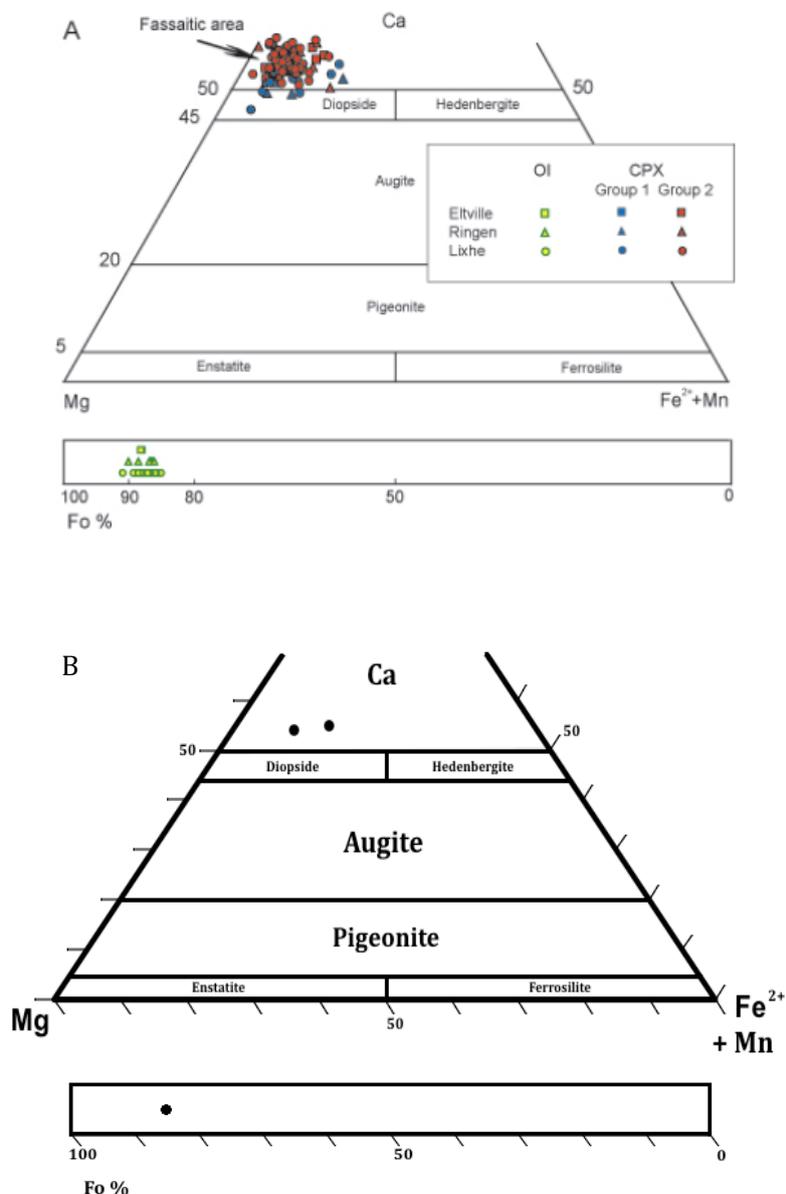
---

<sup>1</sup> Au= 1.34 Å ; As= 1.21 Å ; Fe= 1.17 Å ; and S= 1.02 Å (Chen *et al.*, 2013)

### 7. 1. 9. L'augite et la forstérite du massif de Stavelot

L'augite (variété fassaïte – clinopyroxène) et la forstérite (Fig. 7.4 B) ont été récoltées lors d'orpaillages au Sud de Recht. Ces minéraux se forment dans les téphras mis en place lors d'éruptions volcaniques (Juvigné, 1999 ; Pouclet & Juvigné, 2009).

Quatre retombées volcaniques ont été identifiées dans les Formations du Pléistocène supérieur de Belgique : le téphra du Laacher see, d'Eltville, de Remouchamps et de Rocourt. La seconde semble le mieux correspondre aux analyses car c'est la seule contenant à la fois des augites fassaïtiques et des forstérites (Fig. 7.4 A). Ce téphra, daté de plus ou moins 20 ka, provient de volcans au magma primitif ou très peu différencié localisés en Eifel occidentale (Juvigné, 1999 ; Pouclet & Juvigné, 2009).



**Fig. 7.4:** A = Classification des pyroxènes et pourcentage en forstérite dans la téphra d'Eltville retrouvée à Eltville, Ringen et Lixhe (Pouclet & Juvigné, 2009) ; B = Classification des pyroxènes et pourcentage en forstérite dans les minéraux alluvionnaires de Recht.

## 7. 2. L'origine de l'or

L'or est un élément sidérophile qui, lors de la formation de la Terre, a migré jusqu'à proximité de son noyau. Sa teneur dans la croûte terrestre et le manteau supérieur est donc naturellement très faible (Fleet *et al.*, 1999) – plus ou moins 1,3 ppb de moyenne (Pitcairn, 2012) – expliquant ainsi son intérêt et son prix élevés (Blaber *et al.*, 2009). Ce métal précieux peut cependant s'accumuler en surface grâce à différents mécanismes de transport et de concentration (Arndt & Ganino, 2012). Sa teneur atteint alors des proportions jusqu'à 1 000 fois supérieures à la moyenne (Tilling *et al.*, 1973).

### 7. 2. 1. Les origines potentielles en Ardenne

Les découvertes aurifères par divers auteurs ont entraîné la publication de plusieurs hypothèses concernant son origine primaire. Quelques-unes d'entre elles sont reprises ci-dessous:

- a) De Rauw (1920) supposa deux genèses sans véritables preuves. Selon lui, l'or provient soit de la désintégration de l'arkose lochkovienne et, dans ce cas, son origine primaire devrait se situer au niveau des roches ou filons plus anciens dont la désintégration a fourni les éléments composant l'arkose, soit celui-ci serait contenu dans les veines de quartz qui traversent l'arkose. Son origine serait alors exclusivement filonienne.
- b) En 1921, Moressée a signalé la présence d'or dans la diabase<sup>1</sup> de Challes près de Stavelot (12 gr/tonne) et dans du schiste métamorphique cambrien de Vielsalm. Cependant, cette teneur miraculeuse n'a pas été confirmée par Emile Gérard lors de ses analyses sur cette diabase. Celui-ci n'a constaté que d'infimes traces d'or (Detaille & Van Eerdenbrugh, 2014).
- c) Lepersonne (1934) a identifié l'or dans des filons quartz dans la région de Bovigny, qui traversent verticalement des quartzites gris-verdâtres d'âge Praguien.
- d) Legraye (1941) a trouvé 0,4 gr/tonne d'or dans un quartzite du Ninglinspo.
- e) Selon Wéry (1948) et Gillet (1973), l'or proviendrait des filons de quartz. Pour le second auteur, ces filons aurifères traversent l'arkose lochkovienne.
- f) À partir de leur échantillonnage systématique au niveau du bord sud du Massif de Stavelot (Annexe 7), Hanssen & Viaene (1979) ont conclu que les paillettes d'or, de forme plutôt arrondie, provenaient des paléo-placers lochkoviens.
- g) Nonnon (1984) a déduit de ses analyses que l'or provient des filons de quartz et des pyrites, tous deux situés dans le socle cambrien.
- h) Suite à l'étude du Trou des Massotais, le groupe GEMEAU a conclu qu'il s'agit le plus souvent « d'une imprégnation d'or dans des phyllades, en association avec du quartz

---

<sup>1</sup> « Dolérites altérées et de teinte verte » (Foucault & Raoult, 2010)

ou avec des résidus d'hydroxydes de fer issus de l'altération des pyrites » (Grailet, 2001a).

- i) De l'or natif a été découvert à Bastogne dans des filons de quartz recoupant les quartzites et les schistes du Siegenien (= Praguien) inférieur (Hatert *et al.*, 2000), ainsi que dans une veine de quartz à chloritoïdes de Salmchâteau (Van Der Meersche, 2001).
- j) De l'or a été identifié à Hourt dans le massif de Stavelot. Celui-ci se retrouve dans les cavités obtenues suite à la dissolution d'arsénopyrite, signifiant que l'or était soit contenu dans le réseau de ce minéral, soit présent à l'état natif dans l'arsénopyrite. Cette seconde hypothèse semblerait la plus probable dans ce cas-ci (Lefèvre & Hatert, 2003).

Au vu de toutes ces hypothèses, l'origine primaire de l'or peut donc être : détritique, c'est-à-dire qu'il est contenu dans un paléo-placer composé d'arkose et de conglomérat ; diagénétique, dont l'or est inclus principalement dans les pyrites et les arsénopyrites ; filonienne, émanant d'un pluton magmatique et/ou de fluides métamorphiques d'âge cambro-ordovicien ou dévono-carbonifère ; issu directement d'une roche magmatique affleurante (Fig. 7.5).

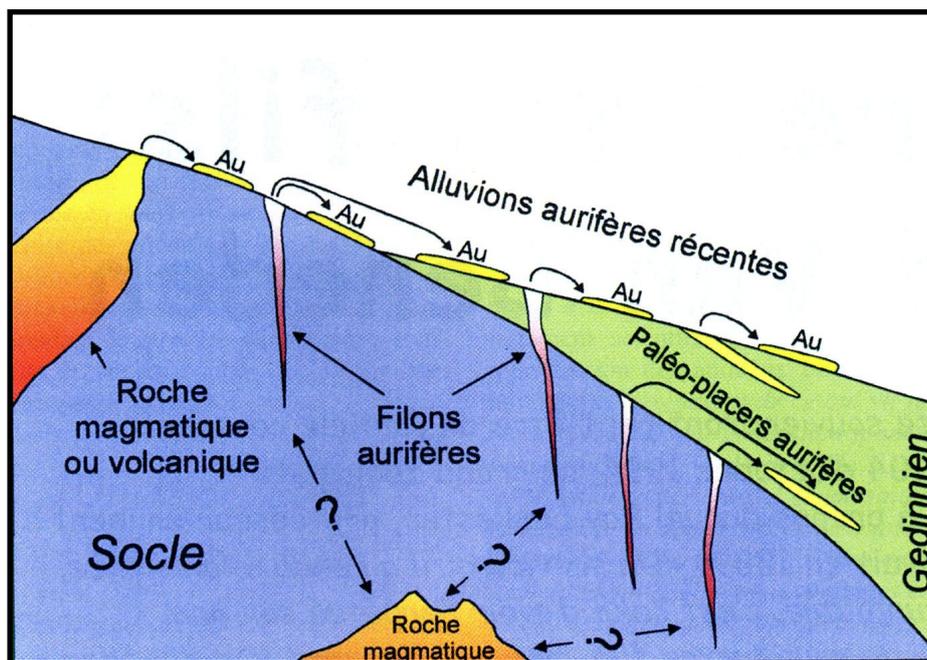


Fig. 7.5: Schéma reprenant les différentes des hypothèses sur l'origine de l'or (Dejonghe, 2000).

## 7. 2. 2. Le massif de Serpont

La genèse de l'or va être discutée hypothèses par hypothèses selon les différents résultats obtenus. Notons que la présence de ce métal précieux dans des roches magmatiques peut d'ores et déjà être exclue car ce massif, ainsi que ses alentours, ne font pas affleurer ce type de roche (cfr. carte géologique 3.4.).

### Origine détritique

Selon cette hypothèse, l'or se serait concentré dans les roches détritiques éodévoniennes de la Formation de Fépin – composées d'arkoses et de conglomérats (Bultynck *et al.*, 2001) – suite à la dégradation des filons aurifères primaires. Ces roches, disposées autour du massif cambro-ordovicien de Serpont (Beugnies, 1984), auraient agit tel un paléo-placer aurifère libérant les particules d'or lors de son érosion.

À l'exception des sites au Sud du ruisseau de la Noire Eau et au Nord de celui de Serpont, les différents points où l'or a été découvert sont tous dans ou à proximité de cette Formation de Fépin (Fig. 7.6), tout comme les tertres d'orpaillage recensés par Gillet (1973) et Detaille & Van Eerdenbrugh (2014) (Fig. 7.7). De plus, certains grains possèdent des contours arrondis (= « reshaped ») typique de l'or détritique.

Les analyses à la microsonde effectuées au centre, en périphérie et au bord de quelques grains de différentes formes ont montré des teneurs entre 4 et 7 % d'argent et de  $\pm 0,1$  % de cuivre. Les compositions dans ces trois parties étant à chaque fois similaires, le déplacement effectué par l'or, corrélé à son lessivage externe, serait donc assez limité (Knight *et al.*, 1999 ; Bendall, 2003). Ce résultat, ajouté à la présence de quartz sur certains grains, pourrait s'expliquer par la faible distance séparant les roches détritiques et les filons primaires.

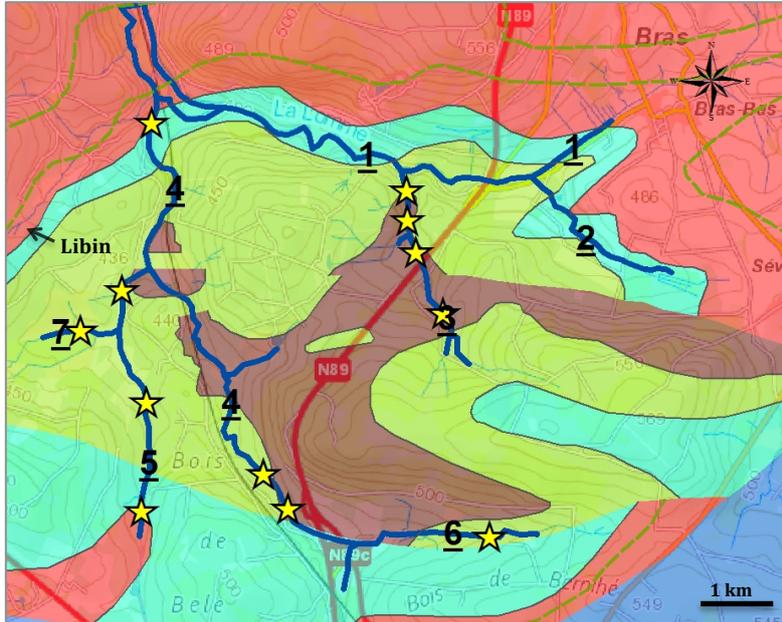
À noter que les échantillons d'arkoses, grès et conglomérats ne contenaient aucun grain ou paillette d'or. Ces prélèvements n'ont cependant pas une importance suffisante pour discréditer cette théorie car, la concentration en or étant très faible, ceux-ci auraient pu échapper à des tests effectués sur seulement quelques dizaines de kilos d'échantillons.

### Origine diagénétique

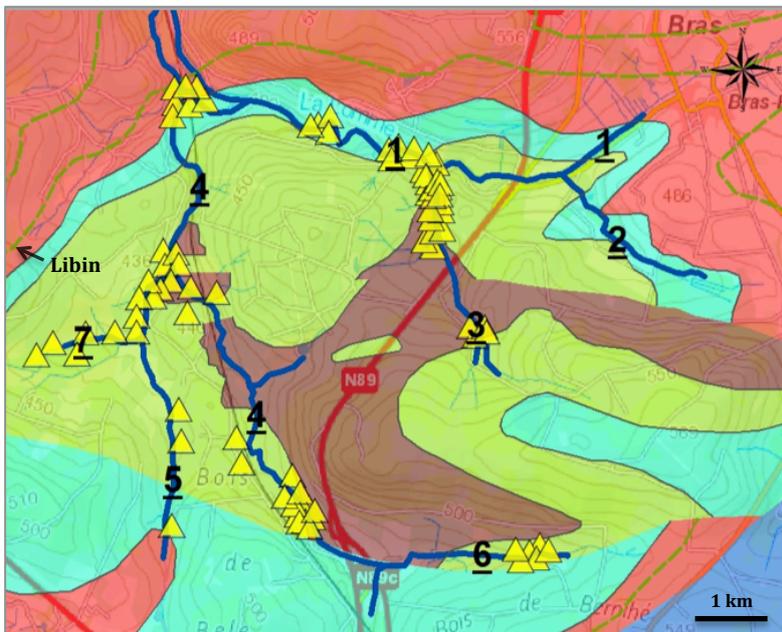
L'or peut se déposer non seulement de manière visible dans des fractures ou des terrains géologiques, mais également de façon invisible (Arehart *et al.*, 1993 ; Simon *et al.*, 1999 ; Tauson *et al.*, 2008), c'est-à-dire que ce métal se retrouve incorporé soit au sein du réseau cristallin d'un minéral, soit en inclusions microscopiques avec celui-ci. Ce phénomène se produit dans certains sulfures, dont les plus courants sont la pyrite et l'arsénopyrite (Bonnemaison, 1986 ; Maddox *et al.*, 1998 ; Tauson, 1999 ; Chen *et al.*, 2014).

En plus des traces d'arsenic, de cuivre et d'argent, les pyrites filoniennes contiennent parfois une faible teneur en or (cfr. 6. 2. 8. et 6. 3.). Une constatation similaire avait été faite par J.P. Denis dans les années 1980. Ce dernier avait analysé à la microsonde et par flottation des pyrites provenant d'une carrière de Bras-Haut. Celles-ci contenaient presque toutes de très faibles teneurs en or (2 à 3 ppm) (Detaille & Van Eerdenbrugh, 2014). Selon Dimanche &

Sterpin (2001), l'érosion chimique induite par les conditions acides en milieux fagnards ardennais aurait engendré la libération de cet or. Un tel phénomène a été observé dans une arsénopyrite du massif de Stavelot (Lefèvre & Hatert, 2003).



**Fig. 7.6 :** L'or (étoile) associé à la Formation de Fépin (en vert). 1= La Lomme ; 2= Ruisseau du Golo ; 3= Ruisseau de la Barrière ; 4= Ruisseau de Serpont ; 5= Ruisseau de La Noire Eau ; 6= Ruisseau de Bernihé ; 7= Ruisseau de Large Fontaine.

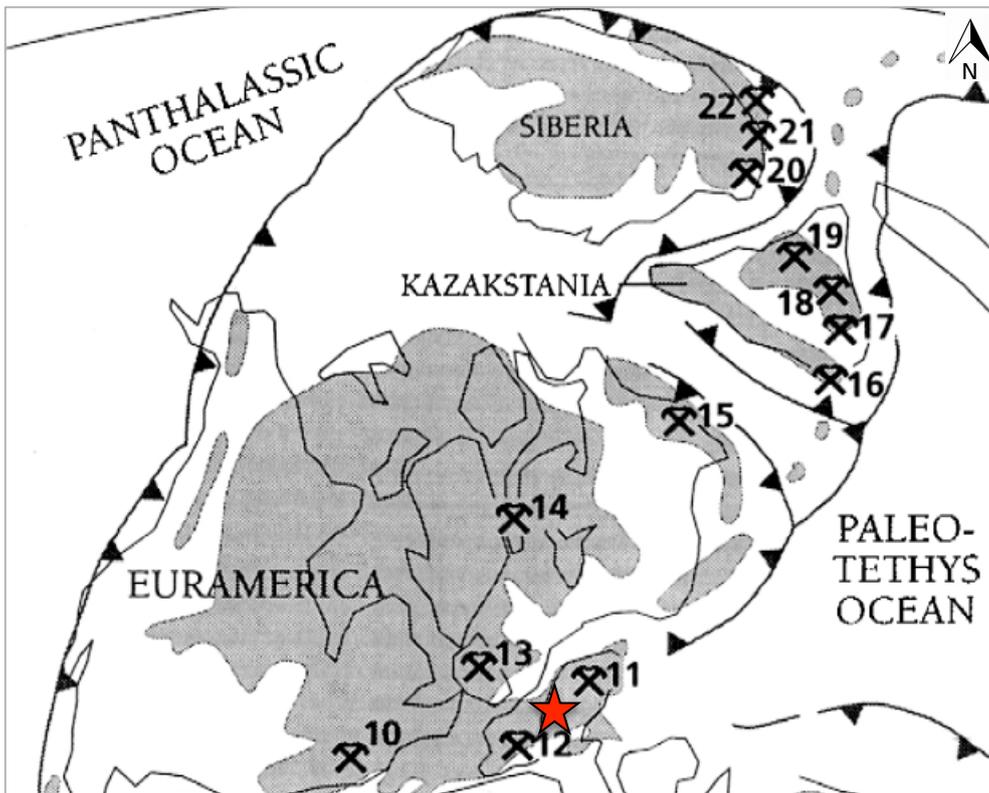


**Fig. 7.7:** Localisation des terres (triangle jaune) du massif de Serpont par Gillet (1973) et Detaille & Van Eerdenbrugh (2014), concordant avec l'or prélevé à la figure précédente.

## Origine filonienne

Cette hypothèse semble la plus courante dans la littérature (Annels & Roberts, 1989 ; Hatert *et al.*, 2000 ; Van Der Meersche, 2001). Les orogènes calédonienne et varisque seraient distinctement impliquées dans la formation de certaines zones aurifères filoniennes selon un mécanisme de mise en place similaire (Goldfarb *et al.*, 2000).

Durant le paléozoïque, de nombreuses collisions continentales eurent lieu dont celles engendrant les orogènes calédonienne et varisque. Ces dernières ont entraîné un magmatisme plutonique intense et continu ainsi que le développement de failles (Goldfarb *et al.*, 2000). Ces événements tectono-thermiques sont diachroniques et caractérisés par la formation de fluides à la fois ignés, émanant de plutons magmatiques (Kontak *et al.*, 1990), et métamorphiques, libérés lors des réactions de déshydratation et de décarbonatation (Kontak *et al.*, 1990 ; Schroyen & Muchez, 1990), provoquant la formation d'importants districts aurifères filoniens. Lorsque ces fluides sont originaires de l'orogène calédonienne, ils sont généralement peu étendus et localisés au niveau de l'Ecosse et de la terrane « Meguma » à l'Est du Canada, tandis que ceux issus de l'orogène varisque sont plus vastes et situés du Sud de l'Europe jusqu'au Nord-Ouest de la Chine (Goldfarb *et al.*, 2000). Comme le montre la Figure 7.8, l'Ardenne se situe à proximité de quelques événements aurifères majeurs.



**Fig. 7.8:** L'Ardenne (étoile rouge) positionnée par rapport à la distribution des provinces aurifères majeures formées lors de l'orogène calédonienne (10-13-14) et varisque (11-12), ainsi qu'au niveau de l'Oural (15) et de l'Asie centrale actuelle (16-22). Ces provinces ont été positionnées sur une reconstruction paléogéographique du Carbonifère inférieur (356 Ma) réalisée par Scotese (2000) (Goldfarb *et al.*, 2000, modifié).

En plus de cette proximité, le massif de Serpont a lui aussi été affecté par ces deux orogénèses (Fourmarier, 1931 ; Demoulin & Ek, 1995), ainsi que par un métamorphisme intense (Theye & Fransolet, 1993 ; Deroanne, 2007). Les études réalisées dans les massifs de Stavelot (Schroyen & Muchez, 1999 ; Dewaele *et al.*, 2014) et de Rocroi (Potdevin *et al.*, 1994) ont montré que la haute température et la faible salinité des fluides hydrothermaux présents dans les failles correspondent à une origine métamorphique. En supposant qu'il existe une corrélation entre ces deux massifs et celui de Serpont, les fluides présents à cet endroit seraient donc également d'origine métamorphique et se seraient formés suite aux réactions de déshydratation (Schroyen & Muchez, 1999 ; Dewaele *et al.*, 2014) durant la période varisque car le métamorphisme y a été daté du varisque pré-orogénique (Lambert & Bellière, 1976 ; de Béthune, 1977a ; Jongmans & Cosgrove, 1993 ; Dewaele *et al.*, 2014), et que cet évènement est associé à une migration intensive de fluides conduisant à la formation de différentes générations de veines (Fielitz & Mansy, 1999 ; Schroyen & Muchez, 1999 ; Dewaele *et al.*, 2014). Ce métamorphisme aurait ensuite persisté (de Béthune, 1977a) jusqu'à la fin de l'orogénèse, où les conditions de température et de pression ont alors diminué (Hatert, 1998 ; Hatert & Theye, 2005).

La minéralisation aurifère apparaît préférentiellement dans les zones ayant subi un broyage intensif au cours de phénomènes de cisaillement (= « shear zones »). En effet, ce broyage favorise la circulation des solutions minéralisantes, ainsi que leur piégeage (Bonnemaison, 1986). Contrairement aux gîtes filoniens classiques, les « shear zones » résultent non pas du remplissage d'une fracture par du minerai mais de l'imprégnation d'anciens filons de quartz stériles par une minéralisation aurifère tardive, c'est-à-dire lors de la transition d'un système compressif à extensif (Bonnemaison, 1986 ; Dewaele *et al.*, 2014). Le massif de Serpont est traversé par plusieurs failles majeures qui sont celles du Serpont et de Bras au niveau de la zone aurifère, bordées par celles de Vencimont au Nord et d'Opont au Sud. Ce système de failles, formant probablement une « shear zone <sup>1</sup> », aurait donc pu favoriser la migration de fluides métamorphiques tardifs (Bonnemaison, 1986 ; Robert *et al.*, 1995 ; Schroyen & Muchez, 1999) correspondant à une phase d'extension (Hatert & Theye, 2005). L'or transporté dans ces fluides aurait ensuite précipité lors de la diminution des conditions de pression et de température (Boyle, 1979).

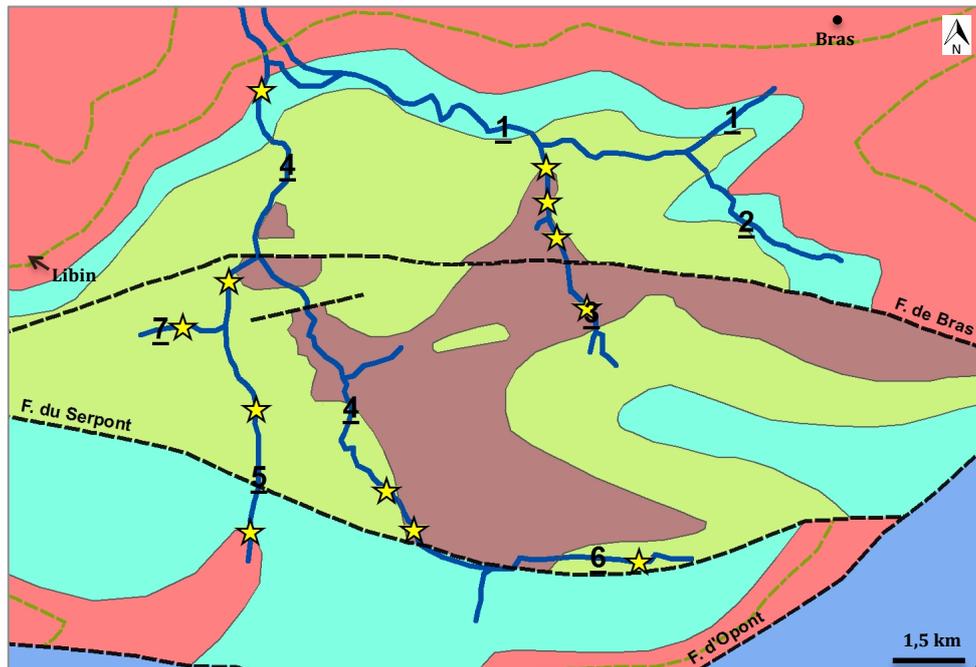
Comme le montre la Figure 7.9, les sites où l'or a été recensé sont aussi proches des failles principales du Serpont et de Bras que de la Formation éodévoniennne de Fépin. Leur localisation ne permet donc pas de se prononcer sur son origine. Cependant, une certaine quantité de grains et de paillettes d'or anguleux, parfois associés à des inclusions de quartz, ont été récoltés sur place. Ceux-ci impliqueraient une assez courte distance entre leur position d'origine et de dépôt.

Le broyage des échantillons de quartz n'a révélé aucun grain ou paillette d'or. Ces prélèvements, comme pour l'arkose et le conglomérat, n'ont cependant pas une importance suffisante pour être pris en compte vu les faibles quantités analysées, surtout que de l'or filonien en place a déjà été découvert à proximité (Hatert *et al.*, 2000), et que certains grains

---

<sup>1</sup> Cette hypothèse repose sur la similitude de mise en place et d'âge entre les failles du massif de Serpont et celle d'Herbeumont un peu plus au Sud, dont une étude récente l'a identifiée comme étant une « shear zone » (Schavemaker *et al.*, 2012).

alluvionnaires contiennent encore des fragments de quartz ou de micas témoignant d'un passé filonien.



**Fig. 7.9:** L'or (étoile) associé aux failles. 1= La Lomme ; 2= Ruisseau du Golo ; 3= Ruisseau de la Barrière ; 4= Ruisseau de Serpont ; 5= Ruisseau de La Noire Eau ; 6= Ruisseau de Bernihé ; 7= Ruisseau de Large Fontaine.

Ce mécanisme de mise en place se retrouve à plusieurs endroits à travers le monde comme par exemple au niveau de la mine d'or de « Dolaucothi » (Annels & Hellewell, 1987 ; Annels & Roberts, 1989). Cette mine, aussi connue sous le nom « d'Ogofau », est située près de la ville de Pumsaint (ou Pumpsaint) au Pays de Galles. Celle-ci fût initialement exploitée durant l'époque romaine comme en témoigne les datations sur plusieurs objets en bois bien préservés (Annels & Hellewell, 1987 ; Jones & Maude, 1991 ; Burnham, 1997). Elle fût développée à la fois en surface (époque romaine) et en souterrain (XVIII<sup>e</sup> - XIX<sup>e</sup> siècle), afin de récupérer l'or contenu dans des filons de quartz aurifères associés aux « shear zones ». Ces veines, issues de fluides métamorphiques (345-450°C), ont d'abord lessivé l'or inclus dans des roches magmatiques profondes avant de se mettre en place durant la fin de l'orogénèse calédonienne suite aux déformations et à la réactivation de failles (Annels & Roberts, 1989). L'histoire aurifère à cet endroit ressemble donc fortement à celle survenue en Ardenne.

### 7. 2. 3. Comparaison avec le massif de Stavelot

L'or est seulement localisé au niveau de la bordure Sud du massif de Stavelot, car c'est à cet endroit que le métamorphisme et la tectonique ont été les plus intenses (Kramm *et al.*, 1985 ; Bless *et al.*, 1990 ; Ferket *et al.*, 1998 ; Geukens, 1999), favorisant ainsi la formation et la migration des fluides hydrothermaux (Boyle, 1979). Ce métal précieux peut être retrouvé dans les alluvions des ruisseaux (Hanssen & Viaene, 1979 ; Detaille & Van Eerdenbrugh, 2014), ou en place dans différents environnements qui seront détaillés par la suite (Van Der Meersche, 1993 ; Van Der Meersche, 2001 ; Lefèvre & Hatert, 2003).

L'or alluvionnaire provient soit directement de l'érosion des filons primaires, soit des paléoplacers aurifères lochkoviens, composés d'arkoses et de conglomérats<sup>1</sup> (Bultynck *et al.*, 2001), qui ont « remobilisé » l'or après la dégradation des filons primaires. Celui-ci se retrouve en paillettes, en grains et en petites pépites sous les trois formes décrites par Dilabio (1991) – « pristine », « modified » et « reshaped » (Detaille & Van Eerdenbrugh, 2014) – et non pas uniquement arrondies comme l'avaient publié Hanssen & Viaene (1979). Le degré d'arrondissement est cependant plus important que dans le massif de Serpont. Les analyses chimiques effectuées par Hanssen & Viaene (1979) ont identifié de l'argent et du cuivre en concentrations inférieures à 6 % et 0,1 % en poids, respectivement.

Concernant l'or en place, des occurrences ont été observées au « Trou des Massotais » (communication F. Hatert), à Hourt (Lefèvre & Hatert, 2003) et à Vielsalm-Salmchâteau (Van Der Meersche, 1993 ; Van Der Meersche, 2001). Ces découvertes ont également été réalisées à proximité du massif de Serpont (Paliseul<sup>2</sup> et Bastogne<sup>3</sup>) mais jamais en son sein.

#### **Le « Trou des Massotais »**

Le mystère autour de ce lieu fut percé par Lambert Grailet en 1998 lorsque ce dernier découvrit l'entrée d'une ancienne galerie minière datant du Bas-Empire romain (cfr. 4. 1. 2.) (Grailet, 2000 ; Cauuet, 2005). Ce vestige, situé au Sud du massif de Stavelot, fut creusé dans les phyllades de la Formation des Petites Tailles (Fig. 3.10) datés entre l'Ordovicien moyen et le Lochkovien supérieur (Geukens, 1999 ; Verniers *et al.*, 2001).

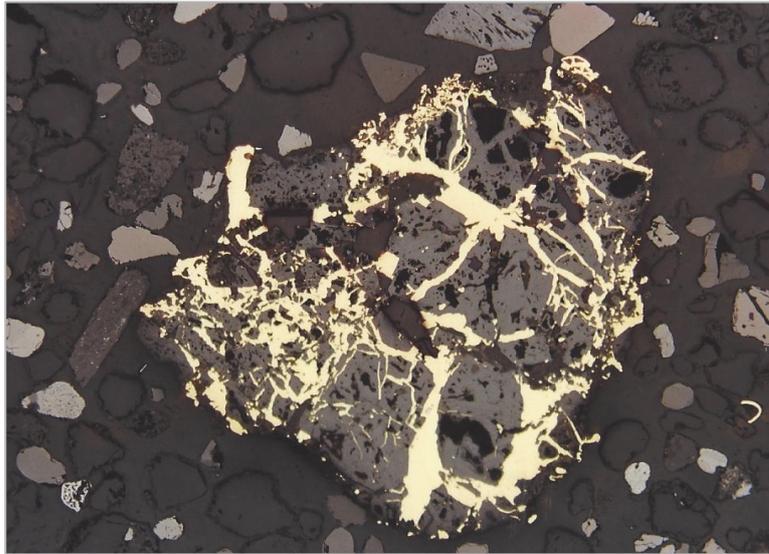
L'étude réalisée en 2000 par le groupe GEMEAU indique qu'il s'agit le plus souvent « d'une imprégnation d'or dans des phyllades, en association avec du quartz et des résidus d'hydroxydes de fer issus de l'altération de la pyrite » (Grailet, 2001a) avec lesquels ils forment une structure « spongieuse » (Fig. 7.10). Cette hypothèse fut confirmée par la présence d'or incorporé en très petite quantité dans le réseau cristallin des pyrites ( $\text{Fe}_{0,99}\text{Au}_{0,01}\text{S}_{2,01}$ ) (communication de F. Hatert), ainsi que par la couleur brunâtre de l'or alluvionnaire prélevé autour (Detaille & Van Eerdenbrugh, 2014), dont la composition chimique est  $\text{Au}_{0,92}\text{Ag}_{0,08}$  avec d'infimes traces de cuivre (communication de F. Hatert). L'origine de l'or à cet endroit serait donc probablement à la fois diagénétique et filonienne.

---

<sup>1</sup> Aucune paillette ou grain d'or n'a été découvert dans l'arkose prélevée avec F. Hatert autour du « Trou des Massotais » (16 kg), et au Sud de Recht (11 kg). Ces prélèvements n'excluent cependant en rien cette hypothèse étant donné les faibles quantités prélevées.

<sup>2</sup> Wéry, 1948

<sup>3</sup> Hatert *et al.*, 2000



**Fig. 7.10 :** Or en structure « spongieuse » associé à des hydroxydes de fer (photo communiquée par F. Hatert).

### ***La carrière de Hourt***

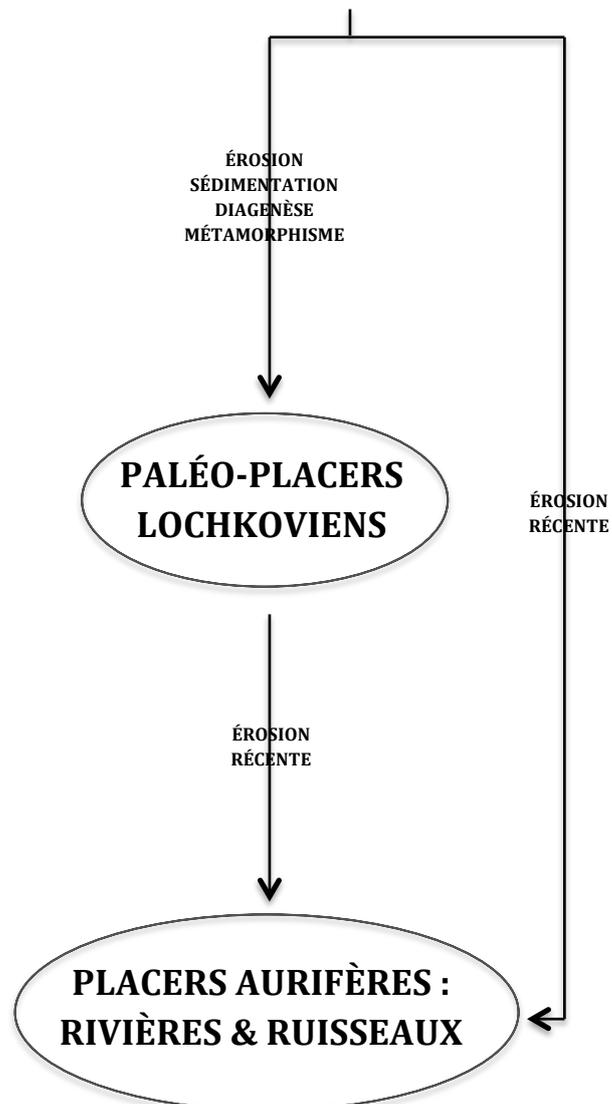
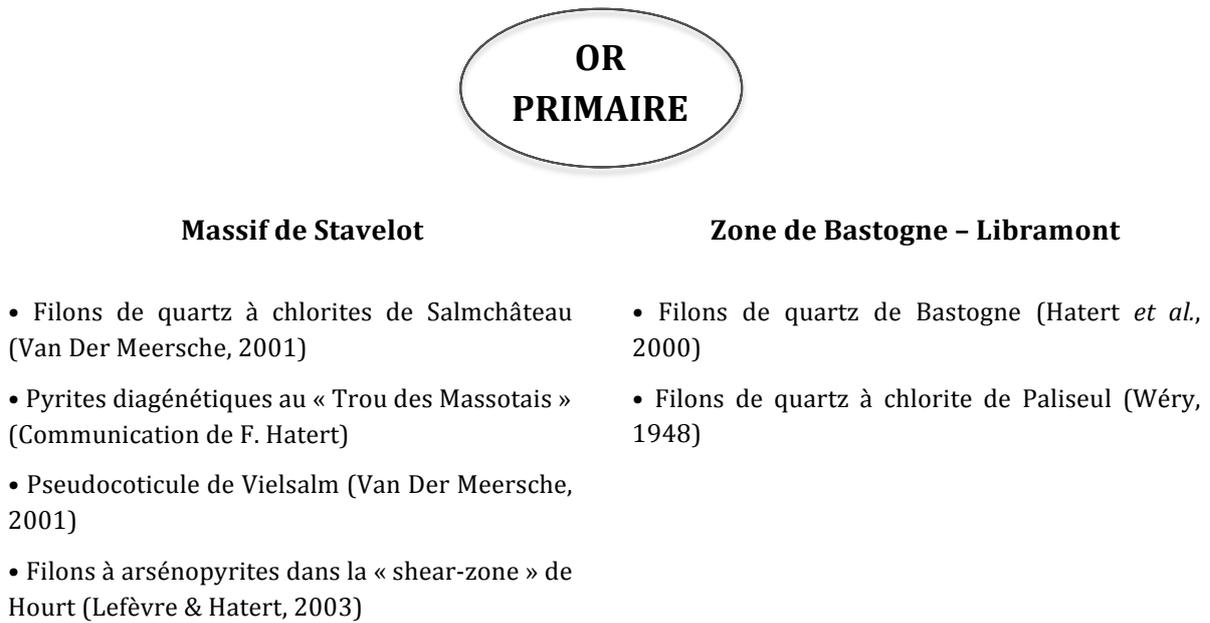
Située entre Vielsalm et Grand-Halleux, cette carrière a été creusée dans des quartzites clairs appartenant à la Formation cambrienne de Hourt (Groupe de Deville) (Fig. 3.10) (Geukens, 1999 ; Verniers *et al.*, 2001). De nombreux minéraux ont été recensés à cet endroit parmi lesquels l'or et l'arsénopyrite, retrouvés à proximité de la faille de Coirnoumont (Hanson *et al.*, 1999 ; Lefevre & Hatert, 2003).

L'or, découvert par Hanson *et al.* (1999), se présente sous l'aspect de petits grains irréguliers déposés dans les cavités formées par la dissolution des sulfures. Étant donné que les analyses chimiques à la microsonde des pyrites et des arsénopyrites n'ont révélé aucune trace d'or, ce métal était probablement présent à l'état natif à l'intérieur de celles-ci (Lefevre & Hatert, 2003). L'or de Hourt serait donc issu de filons à arsénopyrite dans un système de « shear zone ».

### ***L'or de Vielsalm–Salmchâteau***

Deux occurrences d'or ont été réalisées à Cahay et Salmchâteau, au Sud de Vielsalm (Fig. 3.10). Il s'agit de lamelles retrouvées en place dans des pseudocoticules (Baijot *et al.*, 2011) et des filons de quartz à chloritoïdes (Annexe 14) (Van Der Meersche, 1993 et 2001).

## 7. 2. 4. Schéma récapitulatif sur l'origine de l'or en Ardenne



## 8. CONCLUSION

Les observations minéralogiques et les mesures effectuées dans le cadre de ce mémoire permettent d'apporter un complément d'information sur le recensement des espèces minérales denses au niveau du massif de Serpont, ainsi que sur l'origine de l'or à cet endroit ; étude jusqu'à présent réalisée seulement dans les massifs cambro-ordoviciens de Stavelot (Hanssen & Viaene, 1979 ; Lefevre & Hatert, 2003) et de Rocroi (Nonnon, 1984).

L'or ardennais fut exploité de l'époque celte à franque, puis à la fin des années 1800 (Grailet, 1998), période durant laquelle l'esclavage ou les bas salaires le permettaient. À l'heure actuelle, le massif de Serpont recèle encore de faibles quantités d'or sous la forme de paillettes et de grains alluvionnaires plus ou moins arrondis, parfois associés à du quartz, répartis sur tout le pourtour du massif. Ce métal précieux se retrouve au sein de petits placers mis en place suite à l'érosion à la fois de filons de quartz constitués d'une multitude de petits filons aurifères, quelquefois sulfurés, qui se sont formés lors de la remontée de fluides métamorphiques tardi-varisques dans un complexe de « shear zone », et de roches détritiques éodévoniennes de la Formation de Fépin composées de conglomérats et d'arkoses. Néanmoins, ces deux origines potentielles ne seraient peut-être pas les uniques sources d'or au sein de ce massif. En effet, celles-ci pourraient être associées à un apport nettement moindre provenant des filons de quartz calédoniens et des pyrites aurifères. Les abords des massifs cambro-ordoviciens ardennais seraient donc probablement les lieux de convergence des différentes sources aurifères, expliquant ainsi l'emplacement préférentiel des nombreux vestiges aurifères à ces endroits.

Les minéraux denses alluvionnaires prélevés avec l'or sont : le grenat (spessartine – almandin – grossulaire), la magnétite, la tourmaline (schörl – dravite), le zircon, le chloritoïde, l'ilménite, le rutile et la pyrite. Leur morphologie et cristallographie sont similaires aux études précédentes réalisées dans la zone métamorphique de Libramont (*e.g.* : de Béthune, 1977b ; Hermann, 2004). Par rapport au massif de Stavelot, les grenats et les chloritoïdes possèdent ici des teneurs plus faibles en manganèse. De plus, les minéraux alluvionnaires tels que la titanite, la monazite, l'épidote, ainsi que parfois l'augite et la forstérite, ne sont pas présents.

Une perspective intéressante serait de récupérer une quantité suffisante d'or au niveau des massifs cambro-ordoviciens ardennais et de les analyser au PIXE ; méthode d'analyse chimique précise (quelques ppm) basée sur la détection des rayons X caractéristiques émis suite à l'interaction de protons accélérés avec la matière. Les résultats, comparés avec ceux de l'or utilisé sur certains objets historiques de la région, permettront peut-être d'améliorer la compréhension concernant l'utilisation de l'or récolté en Ardenne.

## BIBLIOGRAPHIE

- ABREAL A.** 2011. Les grenats : nature, structure et propriétés. *J. of Pers. Mineralogist*, 11, 151-199.
- AGILENT** 2012. *Crysalis PRO data collection and processing software for agilent X-ray diffractometers*, user manual, Agilent technologies, Abingdon, Oxfordshire, England, 54 p.
- ANDRE L. & DEUTSCH S.** 1985. Very low-grade metamorphic Sr isotopic resettings of magmatic rocks and minerals: evidence for a late Givetian strike-slip division of the Brabant Massif, Belgium. *Journal of the Geological Society*, 142, 911-923.
- ANNELS A.E. & HELLEWELL E.G.** 1987. The orientation of bedding, veins and joints in core – a new method and case history. *International journal of mining and geological engineering*, 5, 307-320.
- ANNELS A.E. & ROBERTS D.E.** 1989. Turbidite-hosted gold mineralization at the Dolaucothi gold mines, Dyfed, Wales, United Kingdom. *Economic geology*, 84, 1293-1312.
- ANTUN P.** 1954. Sur des paramorphoses de cubes de pyrite et le mode de formation métamorphique de quelques sulfures de l'Ardenne. *Annales de la société géologique de Belgique*, n°77, B343-B358 p.
- AREHART G.B., CHRYSOLIS S.L. & KESLER S.E.** 1993. Gold and arsenic in iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits : implications for depositional processes. *Economic geology*, 88, 171-185.
- ARNDT N. & GANINO C.,** 2012. *Metals and society: An introduction to economic geology*. Springer, Berlin, Springer geochemistry/mineralogy, 160 p.
- ASSELBERGHS E.** 1926. Le Gedinnien au sud du massif cambrien de Serpont. *Bulletin de la société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie*, 36, 60-66.
- ASSELBERGHS E.** 1946 *Carte géologique de l'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines*. 1 : 200 000. In : Louvain, Mémoire de l'institut de géologie de l'Université de Louvain, 14, 597 p.
- BAIJOT M., HATERT F. & FRANSOLET A-M.** 2011. Mineralogical and geochemical study of pseudocoticule from the Stavelot Massif, Ardennes (Belgium), and redefinition of coticule. *European Journal of Mineralogy*, 23, 633-644.
- BARRETT C.S.** 1957. *Structure des métaux: méthodes, principes et résultats cristallographiques*. Hachette, Paris, Traduit par C. Leymonie et préface de P. Lacombe, 618 p.
- BASTIN J.** 1911. *Anciennes mines d'or dans l'Ardenne septentrionale*. J'ose, Spa, 25 p., Réédition de 1942.
- BENDALL C.** 2003. *The application of trace element and isotopic analyses to the study of Celtic gold coins and their metal sources*. Johann Wolfgang Goethe University, Frankfurt, 282 p.
- BEUGNIES A.** 1960. Stratigraphie comparée du Cambrien des massifs ardennais. *Bulletin de la société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie*, 69, 91-106.
- BEUGNIES A.** 1964. Essai de synthèse du géodynamisme paléozoïque de l'Ardenne. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 6 (4), 269-277.
- BEUGNIES A.** 1976. Structure et métamorphisme du Paléozoïque de la région de Muno, un secteur-clef du domaine hercynien. *Annales des Mines de Belgique*, 6, 481-509.
- BEUGNIES A.** 1984. Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret. *Annales de la société géologique du Nord*, 54, 87-95.
- BEUGNIES A.** 1986. Le métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne. *Hercynica*, 2 (1), 17-33.

- BILLIET V. & VANDENDRIESSCHE A.** 1937. Grenats de la région de Bastogne-Libramont. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 47, 222-244.
- BINA M., CORPEL J., DALY L. & DEBEGLIA N.** 1991. Transformation de la pyrrhotite sous l'effet de la température : une source d'anomalies magnétiques. *Comptes rendu de l'académie des Sciences de Paris*, 313, 487-494.
- BLABER M.G., FORD M.J. & CORTIE M.B.** 2009. The physics and optical properties of gold. In: Corti C. et Holliday R., *Gold: science and applications*, Taylor et Francis group, CRC press, USA, 1-12.
- BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., CAMELBEECK T., DEJONGHE L., DEMOULIN A., DUPUIS C., FELDER P.J., GEUKENS F., GULLENTOPS F., HANCE L., JAGT J.W.M., JUVIGNE E., KRAMM U., OZER A., PISSART A., ROBASZYNSKI F., SCHUMACKER R., SMOLDEREN A., SPAETH G., STEEMANS PH., STREEL M., VANDENVEN G. VANGUESTAINE M., WALTER R. & WOLF M.** 1990. The Stavelot massif from Cambrian to recent : a survey of the present state of knowledge. *Annales de la société géologique de Belgique*, 113 (2), 53-73.
- BLOODAXE E.S., HUGHES J.M., DYAR M.D., GREW E.S. & GUIDOTTI C.V.** 1999. Linking structure and chemistry in the Schorl-Dravite series. *American Mineralogist*, 84, 922-928.
- BONNEMAISON M.** 1986. Les « filons de quartz aurifère » : un cas particulier de shear zone aurifère. *Chronique de la recherche minière*, 482, 55-66.
- BORMANN M.** 1841. *Beitrag zur Geschichte der Ardennen*. Druck und Commissions- Debit der Fr. Lintz'schen Buchhandlung, Trier, 298 p.
- BOSI F., HÅLENIUS U. & SKOGBY H.** 2009. Crystal chemistry of the magnetite-ulvöspinel series. *American Mineralogist*, 94, 181-189.
- BOUEZMARM M. & DEBBAUT V.** 2010. Libin-Bras: notice explicative, *Carte hydrogéologique de Wallonie: 1/25 000*, 64 (3-4), 70 p.
- BOULVAIN F. & PINGOT J-L.** 2012. *Genèse du sous-sol de la Wallonie*. Académie royale de Belgique, Bruxelles, Mémoire de la Classe des Sciences, 2082, 190 p.
- BOYLE R.W.** 1979. *The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element)*. Canadian Government Publishing Centre, Ottawa, Geological survey of Canada bulletin, 280, 584 p.
- BRAGG L.** 1937. *Atomic structure of minerals*. Ithaca (New-York), Cornell university press, The George Fisher Baker non-resident lectureship in chemistry at Cornell university, XIII, 292 p.
- BRAGG W.L.** 1933. *The crystalline state: a general survey*. Bell, London, Bragg W.H., Tome 1, 352 p.
- BULTYNCK P. & DEJONGHE L.** 2001. Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4 (1-2), 39-69.
- BURNHAM B.C.** 1997. Roman mining at Dolaucothi : The implication of the 1991- 3 excavations near the Carreg Pumsaint. *Society for the promotion of roman studies*, 28, 325-336.
- BURNOTTE E., PIRARD E. & MICHEL G.** 1989. Genesis of gray monazites : Evidence from the Paleozoic of Belgium. *Economic geology*, 84, 1417-1429.
- BUSTAMANTE-SANTA CRUZ L.** 1974. Contribution à l'étude des chloritoïdes belges. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 97, 273-279.
- BUTTGENBACH H.** 1922. Les grenats de Bastogne et de Salm-Château. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 45, B249-B260.

- CAHEN-DELHAYE A.** 1970. Tombelles celtiques de la région de Bovigny: fouilles J. Breuer dans trois groupes de sépultures en 1930. *Archaeologia belgica*, 122, 139-174.
- CAHEN-DELHAYE A.** 1997. Sites d'habitat et fortifications de la Tène en Ardenne. *Bulletin de l'ASLIRA*, 11, 4-30.
- CAUCHY E.** 1835. Sur une roche renfermant des grenats. *Bulletin de l'Académie royale des Sciences de Bruxelles*, 2, 332.
- CAUJET B.** 1994. Les mines d'or des Lémovices. *Archeologia*, 306, 16-25.
- CAUJET B.** 2005. Les mines d'or antiques d'Europe hors péninsule Ibérique, état des connaissances et travaux récents. *Pallas*, 67, 241-291.
- CHEN J-H., LI Y-Q., ZHONG S-P. & Guo J.** 2013. DFT simulation of the occurrences and correlation of gold and arsenic in pyrite. *American mineralogist*, 98, 1765-1771.
- CHEN J-H., LI Y-Q. & ZHAO C.** 2014. First principles study of the occurrence of gold in pyrite. *Computational materials science*, 88, 1-6.
- CORIN F.** 1931a. Découverte d'or sur le pourtour du Massif de Serpont. *Annales de la société géologique de Belgique*, 54, B342-B343.
- CORIN F.** 1931b. Le métamorphisme de l'Ardenne. *Annales de la société géologique de Belgique*, 54, B99-B115.
- DE BETHUNE P.** 1961. Géologie. In: *Atlas de Belgique: planche 8*, Comité National de Géographie, Commission de l'Atlas National, Bruxelles, 47 p.
- DE BETHUNE P.** 1985. Esquisse historique des théories sur le métamorphisme en Ardenne. *Annales de la société géologique du Nord*, 55, 115-119.
- DE BETHUNE S.** 1977a. Le métamorphisme de Libramont. Thèse de doctorat, Louvain-la-Neuve, Université catholique de Louvain, 131 p.
- DE BETHUNE S.** 1977b. *Les minéraux de la zone métamorphique de Libramont*. Service géologique de Belgique, Bruxelles, Professional paper, 142, 155 p.
- DE BLOCK G.** 1999. Découverte d'une galerie minière à Libramont-Chevigny. *Subterranea belgica*, 44, 5-16.
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J.** 1982. Garnet Group. In: *Rock-forming minerals, orthosilicates, Volume 1A*. 2<sup>nd</sup> ed. USA, The Geological Society, 468-700.
- DEJONGHE L.** 1984. Les gisements de fer du Benelux. In: *Métallogénie de la Belgique, des Pays-Bas et du Luxembourg*, UNESCO, Sciences de la Terre, Paris, 17, 171-173.
- DEJONGHE L.** 2000. L'or des Ardennes. *Athena* 164, 14, 69-71.
- DEKKERS M.J.** 1990. Magnetic monitoring of pyrrhotite alteration during thermal demagnetization. *Geophysical Research Letters*, 17 (6), 779-782.
- DEMOULIN A. & EK C.** 1995. La naissance de l'Ardenne, mise en place du massif paléozoïque de l'Ardenne. In: Demoulin A., *L'Ardenne: essai de géographie physique*, Liège (ULg), Département de Géographie physique et quaternaire, 15-30.
- DEPEYROT G.** 1987. *Le Bas Empire romain: économie et numismatique (284-491)*. Errance, Paris, Collection des Hespérides, 139 p.
- DE RAUW H.** 1913. L'or en Ardenne. *Annales de la société géologique de Belgique*, 40, B104-B114.

- DE RAUW H.** 1920. Les alluvions aurifères de la Haute Belgique. *Annales de la société géologique de Belgique*, 43, B270-B278.
- DEROANNE C.** 2007. Les amphiboles de la zone métamorphique de Libramont : caractérisation minéralogique et estimation des conditions P-T qui régnaient lors de leur cristallisation. Mémoire, Liège, Université de Liège, 69 p.
- DETAILLE J. & VAN EERDENBRUGH B.** 2014. *Chercheurs d'or en Belgique*. Les miettes des miettes, 127 p.
- DEWAELE S., BOVEN A., THYS T. & MUCHEZ P.** 2014. Timing of veining and Variscan deformation in the Stavelot-Venn Massif (Belgium). *Geologica Belgica*, 17 (3-4), 244-251
- DILABIO R.N.W.** 1991. Classification and interpretation of the shapes and surface textures of gold grains from till. In : *Gisements alluviaux d'or*, Herail G. et Fornari M., ORSTOM, La Paz, 297-313 p.
- DIMANCHE F. & STERPIN M.** 2001. Les concentrations minérales utiles en milieux fagnards ardennais. *Hautes Fagnes*, 241 (1), 9-14.
- DINNEBIER R.E. & BILLINGE S. J-L.** 2008. *Powder diffraction: theory and practice*. Cambridge, RSC Publishing, The royal society of chemistry, 582 p.
- DUMONT A.** 1847. *Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz*. Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique, Bruxelles, 20, 628 p.
- DUMONT J-M.** 1979. Première datation d'un tertre d'orpaillage en Ardenne. *Glain et Salm, Haute-Ardenne*, 10, 87-88.
- DUMONT J-M.** 1980. Orpaillage celtique à l'époque de la Tène au Plateau des Tailles. *Glain et Salm, Haute-Ardenne*, 13, 42-45.
- FERKET H., MUCHEZ P., SCHROYEN K. & SINTUBIN M.** 1998. Metamorphism in the Stavelot-Venn massif: a study of quartz veins in the basal Devonian conglomerates (Lochkovian). *Aardkundige Mededelingen*, 9, 7-16.
- FIELITZ W. & MANSY J-L.** 1999. Pre- and synorogenic burial metamorphism in the Ardenne and neighbouring areas (Rhenohercynian zone, central European Variscides). *Tectonophysics*, 309, 227-256.
- FIEREMANS M. & DE PAEPE P.** 1982. Genesis of tourmalinites from Belgium: petrographical and chemical evidence. *Mineralogical magazine*, 46, 95-102.
- FLEET M.E., MENGHUA L. & CROCKET J.H.** 1999. Partitioning of trace amounts of highly siderophile elements in the Fe-Ni-S system and their fractionation in nature. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 63 (17), 2611-2622.
- FOUCAULT A. & RAOULT J-F.** 2010. *Dictionnaire de géologie*. Dunod, Paris, UniverSciences, 7<sup>e</sup> édi., 388 p.
- FOURMARIER P.** 1931. Les plissements calédoniens et les plissements hercyniens en Belgique. *Annales de la société géologique de Belgique*, 54, B364-B384.
- FRANSOLET A-M.** 1978. Données nouvelles sur l'ottrélite d'Otré, Belgique. *Bulletin de minéralogie*, 101, 548-557.
- FREY M., DE CAPITANI C. & LIOU J.G.** 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 497-509.
- GAIBAR-PUERTAS C. & HOGE E.** 1951. Description et interprétation provisoire de quelques observations géomagnétiques et géologiques effectuées sur le massif de Serpont. *Bulletin de la société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie*, 60, 374-397.

- GEIGER** C.A. & FEENSTRA A. 1997. Molar volumes of mixing of almandine-pyrope and almandine-spessartine garnets and the crystal chemistry and thermodynamic-mixing properties of the aluminosilicate garnets. *American Mineralogist*, 82, 571-581.
- GEUKENS** F. & RICHTER D. 1961. Problèmes géologiques dans le massif de Serpont (Ardennes). *Bulletin de la société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie*, 70, 196-212.
- GEUKENS** F. 1986. Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 3, 15-30.
- GEUKENS** F. 1999. Notes accompagnant une révision de la carte structurale du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 9, 183-190.
- GILLET** J-C. 1970. Les gisements aurifères de Belgique, les oppidas. *Bulletin de la SREGA « Les chercheurs de Wallonie »*, 21, 156-159.
- GILLET** J-C. 1973. Les antiques exploitations aurifères du Massif cambrien de Serpont. *Bulletin de la SREGA « Les chercheurs de Wallonie »*, 22, 307-313.
- GILLET** J-C. 1976. *Les chercheurs d'or en Ardenne*. Duculot, Gembloux, Wallonie, art et histoire, 32, 69 p.
- GODEFROID** J. 1980. Etude géomorphologique des vestiges d'orpaillage dans le bassin de la haute Amblève. Mémoire de licence, Liège, Université de Liège, 141 p.
- GOLDFARB** R.J., GROVES D.I. & GARDOLL S. 2000. Orogenic gold and geologic time : a global synthesis. *Ore geology reviews*, 18, 1-75.
- GOSSELET** J. 1888. *L'Ardenne*. Baudry, Paris, Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, 889 p.
- GRAILET** L. 1986. Le partage de l'Ardenne avant Jules César. *Bulletin du Cercle d'Histoire et d'Archéologie SEGNA*, 11 (2), 31 p.
- GRAILET** L. 1998. *De l'or en Ardenne*. Grailet, Tongres, 112 p.
- GRAILET** L. 2000. Sur les traces du filon d'or ardennais. *Glain et Salm, Haute-Ardenne*, 53, 3-12.
- GRAILET** L. 2001a. Un éclairage nouveau sur la question de l'Or en Ardenne. *Bulletin du Cercle d'Histoire et d'Archéologie SEGNA*, 26 (1), 1-26.
- GRAILET** L. 2001b. Qui exploita l'or en Ardenne: De l'âge du Fer au Bas-Empire. *Bulletin du Cercle d'Histoire et d'Archéologie SEGNA*, 26 (2), 50-74.
- GRAILET** L. 2002a. L'or, mobile du pillage de l'Ardenne. *Bulletin du Cercle d'Histoire et d'Archéologie SEGNA*, 27 (2), 41-72.
- GRAILET** L. 2002b. Sans fouille ni orpaillage, sur les traces des anciennes galeries. *Bulletin du Cercle d'Histoire et d'Archéologie SEGNA*, 27 (4), 115-140.
- GRAULICH** J-M. 1952. Note préliminaire sur les minéraux denses des terrains cambriens du massif de Stavelot. *Annales de la société géologique de Belgique*, 75, B195-B198.
- GRIMBERIEUX** J., EK C. & OZER A. 1995. Introduction. In: Demoulin A., *L'Ardenne: essai de géographie physique*, Liège (ULg), Département de Géographie physique et quaternaire, 7-14.
- GUIOLLARD** P-C. 1988. *Mines d'or: Petite histoire des grandes mines d'or française*. P-C Guiollard, 232 p.
- HANSON** A., DEHOVE J., DEBBAUT V. & BRUNEL J. 1999. La découverte d'or natif dans le quartzite devillien de Hourt autorise un autre regard sur le site de « Rompt-le-Cou ». *Glain et Salm, Haute Ardenne*, 51, 4-10.

- HANSSEN E. & VIAENE W.** 1979. Données minéralogiques sur les paillettes d'or de la bordure S. et S.E. du massif de Stavelot. *Bulletin de la société belge de géologie*, 88 (3), 225-235.
- HATERT F., FRANSOLET A-M. & HOUSSA M.** 1996. La titanite de Bastogne (Belgique) et les minéraux associés. *Bulletin de la société royale des Sciences de Liège*, 65 (6), 387-397.
- HATERT F.** 1998. Données nouvelles sur la laumontite de la zone métamorphique de Libramont, Belgique. *Geologica Belgica*, 1, 3-7.
- HATERT F., DELIENS M., HOUSSA M. & COUNE F.** 2000. Native gold, native silver, and secondary minerals in the quartz veins from Bastogne, Belgium. *Bulletin de l'institut royal des sciences naturelles de Belgique Abstracts*, 70, 223-229.
- HATERT F., DELIENS M., FRANSOLET A-M & VAN DER MEERSCH E.** 2002. *Les minéraux de Belgique*, Museum des Sciences Naturelles, 2<sup>ème</sup> édition, 304 p.
- HATERT F. & THEYE T.** 2005. Zeolites, prehnite, and pumpellyite from Bertrix, Belgian Ardennes. *Geologica Belgica*, 8 (1-2), 33-42.
- HATERT F., PASERO M., PERCHIAZZI N. & THEYE T.** 2007. Pumpellyite-(Al), a new mineral from Bertrix, Belgian Ardennes. *European Journal of Mineralogy*, 19, 247-253.
- HENRY D.J. & DUTROW B.L.** 2001. Compositional zoning and element partitioning in nickeloan tourmaline from a metamorphosed karstbauxite from Samos, Greece. *American Mineralogist*, 86, 1130-1142.
- HERMANN C.** 2004. Cristallographie des grenats des massifs ardennais. Mémoire de licence, Liège, Université de Liège, 50 p.
- HOLLAND T.J.B. & POWELL R.** 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
- HSU L.** 1968. Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H : A model for garnet equilibria. *Journal of Petrology*, 9, 40-83.
- HUANG W.** 2007. Contribution à l'analyse par diffractométrie X des déformations et des contraintes à l'échelle des grains. Thèse de doctorat, Paris, ENSAM, 142 p.
- JANSSENS U.** 2008. *Ces belges, « les plus braves », Histoire de la Belgique gauloise*. Racines, Bruxelles, 266 p.
- JONES G.D.B. & MAUDE K.** 1991. Dating and Dolaucothi. *Britannia*, 22, 210-211.
- JONGMANS D. & COSGROVE J.W.** 1993. Observations structurales dans la région de Bastogne. *Annales de la société géologique de Belgique*, 116, 129-136.
- JUVIGNE E.** 1999. Téphrostratigraphie du Quaternaire en Belgique. *Geologica Belgica*, 2/3-4, 73-87.
- KNELSON B. & JONES R.** 1994. « A new generation of Knelson concentrators », a totally secure system goes on line. *Minerals engineering*, 7 (2/3), 201-207.
- KNIGHT J.B., MORISON S.R. et MORTENSEN J.K.** 1999. The relationship between placer gold particle shape, rimming, and distance of fluvial transport as exemplified by gold from the Klondike district, Yukon territory, Canada. *Economic Geology*, 94, 635-648.
- KONTAK D.J., SMITH P.K., REYNOLDS P. & TAYLOR K.** 1990. Geological and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronological constraints on the timing of quartz vein formation in Meguma Group lode-gold deposits, Nova Scotia. *Atlantic geology*, 26, 201-227.

- KRAMM U., SPAETH G. & WOLF M.** 1985. Variscan metamorphism in the NE Stavelot-Venn, Ardennes : A new approach to the question of regional dynamothermal or contact metamorphism. *Neues Jahrbuch für geologie und paläontologie*, 171, 311-327.
- LAMBERT A. & BELLIERE J.** 1976. Caractères structuraux de l'Eodévonien aux environs de Bastogne. *Annales de la société géologique de Belgique*, 99, 283-297.
- LAPLANTE A.R., SHU Y. & MAROIS J.** 1996. Experimental characterization of a laboratory centrifugal separator. *Canadian metallurgical quarterly*, 35 (1), 23-29.
- LEFÈVRE P. & HATERT F.** 2003. Or natif, arsénopyrite et minéraux secondaires dans les quartzites devilliens de Hourt, Massif de Stavelot, Belgique. *Geologica Belgica*, 6 (3-4), 193-200.
- LEGRAYE M.** 1942. Un quartzite cambrien minéralisé du ravin du Ninglinspo (Nonceveux, Province de Liège). *Annales de la société géologique de Belgique*, 65, B54-B56.
- LEPERSONNE J.** 1934. Contribution à l'étude des filons de l'Ardenne. *Annale de la société géologique de Belgique*, 57, B74-B79
- LOHEST M.** 1896. Sur les recherches d'or en Ardenne. *Annales de la société géologique de Belgique*, 23, 85-86.
- MADDOX, L.M., BANCROFT G.M., SCAINI M.J. & LORIMER J.W.** 1998. Invisible gold : Comparison of Au deposition on pyrite and arsenopyrite. *American Mineralogist*, 83, 1240-1245.
- MALAISE C.** 1901. *Carte géologique de la Belgique : Libin-Bras (n°203)*. 1 :40 000. Institut cartographique militaire.
- MALAISE C.** 1911. Observations sur le Gédinnien du pourtour du massif de Serpont. *Annales de la société géologique de Belgique*, 38, B310-B314.
- MANSY J-L., EVERAERTS M. et DE VOS W.** 1999. Structural analyses of the adjacent Acadian and Variscan fold belts in Belgium and northern France from geophysical and geological evidence. *Tectonophysics*, 309, 99-116.
- MEADER N.** 2009. Gold supply and demand. In: Corti C. et Holliday R., *Gold: science and applications*, Taylor et Francis group, CRC press, USA, 13-30.
- MEILLIEZ F.** 1983. La formation de Fépin (Gédinnien de l'Ardenne) : un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Annales de la société géologique du Nord*, 103, 37-53.
- MEILLIEZ F., ANDRE L. BLIECK A., FIELITZ W., GOFFETTE O., HANCE L., KHATIR A., MANSY J-L., OVERLAU P. & VERNIERS J.** 1991. Ardenne-Brabant. *Science géologique Bulletin*, 44, 3-29.
- MÉLON J., BOURGUIGNON P. & FRANSOLETT A.-M.** 1976. *Les minéraux de Belgique*. G. Lelotte., Dison (Belgique), 280 p.
- MEUNIER M.** 1964. La villa belgo-romaine de "Fin-de-Ville" (commune de Mont-lez-Houffalize). *Archaeologia belgica*, 78, 154-172.
- MIYASHIRON A. & SHIDO F.** 1973. Progressive compositional change of garnet in metapelite, *Lithos*, 6/1, 13-20.
- MORESSEE G.** 1921. Sur la présence de métaux précieux en Ardenne. *Annales de la société géologique de Belgique*, 44, B202-B205.
- NONNON M.** 1984. Découverte de monazite grise en nodules et d'or alluvionnaire dans le massif de la Croix-Scaille. *Bulletin de la société belge de géologie*, 93 (4), 307-314.
- PERROUD H., VAN DER VOO R. & BONHOMMET N.** 1984. Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic date. *Geology*, 12, 579-582.

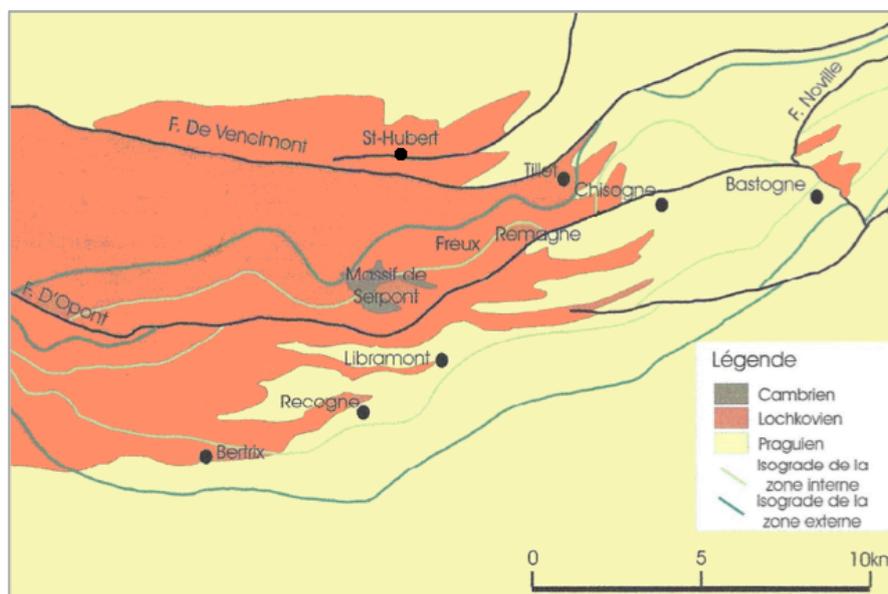
- PITCAIRN I.K.**, 2012. Background concentrations of gold in different rock types. Transactions of the institutions of mining and metallurgy, section B: Applied Earth Science, 120 (1), 31-38.
- POTDEVIN J.-L., GOFFETTE O. & SANTALLIER D.** 1994. Les différences minéralogiques, chimiques et texturales entre cœur et bordures du filon de diabase de la Grande Commune (massif de Rocroi, Ardenne): des marqueurs d'un épisode d'infiltration par un fluide à CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O lors d'un métamorphisme varisque synchisteux en faciès schistes verts. *Bulletin de la société géologique de France*, 165 (3), 249-260.
- POUCHOU J.L. & PICHOR F.** 1984a. Extension des possibilités quantitatives de la microanalyse par une formulation nouvelle des effets de matrice. *Journal de la physique*, 45 (C2), 17-20.
- POUCHOU J.L. & PICHOR F.** 1984b. Analyse d'échantillons stratifiés à la microanalyse électronique. *Journal de la physique*, 45 (C2), 47-50.
- POUCLET A. & JUVIGNE E.** 2009. The Eltville tephra, a late Pleistocene widespread tephra layer in Germany, Belgium and the Netherlands ; symptomatic compositions of the minerals. *Geologica Belgica*, 12/1-2, 93-103.
- PRICK A. & OZER A.** 1995. Les paysages physiques de l'Ardenne In: Demoulin A., *L'Ardenne: essai de géographie physique*, Liège (ULg), Département de Géographie physique et quaternaire, 31- 52.
- REED S.J.B.** 2005. *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. 2<sup>e</sup> edi., Cambridge, Cambridge University Press, 189 p.
- RENARD A.** 1882. Les roches grenatifères et amphibolitiques de la région de Bastogne. *Bulletin du musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 1, 1-47, Planche I-III
- ROBERT F., BOULLIER A-M & FIRDAOUS K.** 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of geophysical research*. 100 (B7), 12 861- 12 879.
- ROBION P., FRIZON DE LAMOTTE D., KISSEL C. & AUBOURG C.** 1995. Tectonic versus mineralogical contribution to the magnetic fabrics of epimetamorphic slaty rocks: an example from the Ardennes Massif (France-Belgium). *Journal of structural geology*, 17 (8), 1111- 1124.
- ROOSENS H.** 1968. Laeti, Foederati und andere spätrömische Bevölkerungs niederschläge im belgischen Raum. *Archaeologia Belgica*, 104, 89-109.
- ROUSSEAU J.-J. & GIBAUD A.** 2007a. Méthode du cristal tournant. In: *Cristallographie géométrique et radiocristallographie*, Dunod, Paris, 3<sup>e</sup> édi., 147-157.
- ROUSSEAU J.-J. & GIBAUD A.** 2007b. Méthodes de diffraction sur poudres. In: *Cristallographie géométrique et radiocristallographie*, Dunod, Paris, 3<sup>e</sup> édi., 158-174.
- SCHAVEMAKER Y., DE BRESSER J.H.P., VAN BAELEN H. & SINTUBIN M.** 2012. Geometry and kinematics of the low-grade metamorphic « Herbeumont shear zone » in the High-Ardenne slate belt (Belgium). *Geologica belgica*, 15/3, 126-136.
- SCHROYEN K. & MUCHEZ P.** 1999. Evolution of metamorphic fluids at the Variscan fold-and-thrust belt in eastern Belgium. *Sedimentary geology*, 131, 163-180.
- SCOTESE C.R., VAN DER VOO R. & BARRETT S.** 1985. Silurian and Devonian base maps. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 309, 57-77.
- SCOTESE C.R.** 2000. Earth history. Paleomap project. <http://www.scotese.com/newpage4.htm>. Consulté le 06/03/15
- SEN S.** 2010. Gold recovery by KC from grinding circuit of Bergama CIP plant. *Revista escola de Minas*, 63 (3), 539-545.

- SILVA M.** 1986. *Placer gold recovery methods*. California department of conservation, Californie USA, Division of mines and geology, 32 p.
- SIMON G., KESLER S.E. & CHRYSOULIS S.** 1999. Geochemistry and textures of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Creeks, Nevada : Implications for deposition of gold in Carlin-type deposits. *Economics geology*, 94, 405-422.
- SINTUBIN M., DEBACKER T.N. et VAN BAELEN H.** 2009. Early Palaeozoic orogenic events north of the Rhenic suture (Brabant, Ardenne) : A review. *Comptes rendus Geosciences*, 341, 156-173.
- SPAETH, G., FIELITZ, W. & FRANK, B.,** 1985. Caledonian deformation and very low-grade metamorphism in the northeastern part of the Stavelot-Venn Massif. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie/Abhandlungen*, 171, 297-310.
- STAINIER X.** 1926. Les mines d'or de l'Ardenne. *Bulletin de la société belge de géologie de paléontologie et d'hydrologie*, 36, 121-124.
- STOUT M.Z. & BAYLISS P.** 1980. Crystal structure of two ferrian ulvöspinels from British Columbia. *Canadian Mineralogist*, 18, 339-341.
- TAUSON V.L.** 1999. Gold solubility in the common gold-bearing minerals : experimental evaluation and application to pyrite. *European Journal of Mineralogy*, 11, 937-947.
- TAUSON V.L., SMAGUNOV N.V., AKIMOV V.V. & DATKOV V.A.** 2008. Mechanismes and species of gold incorporation into crystals of cadmium, lead, and iron sulfides. *Russian geology and geophysics*, 49, 594-601.
- TAUSON V.L., BABKIN D.N., AKIMOV V.V., LIPKO S.V., SMAGUNOV N.V. & PARKHOMENKO I.Y.** 2013. Trace elements as indicators of the physicochemical conditions of mineral formation in hydrothermal sulfide systems. *Russian geology and geophysics*, 54, 526-543.
- THEUNISSEN K.** 1970. L'Andalousite et ses phases de transformation dans la région de Vielsalm. *Annales de la société géologique de Belgique*, 93, 363-381.
- THEUNISSEN K.** 1971. Verband tussen de tectonische vervorming en de metamorfe rekristallisatie in het doorbraakdal van de Salm te Salm-Château. Thèse de doctorat, Louvain-la-Neuve, Université catholique de Louvain, 229 p.
- THEYE T. & FRANSOLET A.-M.** 1993. Amphibolitfazielle Metamorphite im Rhenoherynikum der Ardenne. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beiheft zum European Journal of Mineralogy*, 5 : 255.
- THEYE T. & FRANSOLET A.-M.** 1994. Virtually pure ottrelite from the region of Ottré, Belgium. *European Journal of Mineralogy*, 6/4, 547-556.
- THORENT M.** 1838. Mémoire sur la constitution géologique de la partie nord du département de l'Aisne, touchant au royaume de Belgique, et de l'extrémité sud du département du Nord. *Mémoire de la société géologique de France*, 3, 239-260.
- TILLING R.I., GOTTFRIED D. & ROWE J.J.** 1973. Gold abundance in igneous rocks : bearing on gold mineralization. *Economic geology*, 68, 168-186.
- TOPOMAPVIEWER.** 2015. Nationaal geografisch instituut (NGI), Belgique, IGN, <http://www.ngi.be/topomapviewer/public?lang=fr&>.
- TORSVIK T.H., VAN DER VOO R., PREEDEN U., MAC NIOCAILL C., STEINBERGER B., DOUBROVINE P.V., VAN HINSBERGEN D.J.J., DOMEIER M., GAINA C., TOHVER E., MEERT J.G., Mc CAUSLAND P.J.A. & COCKS L.R.M.** 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114, 325-368.

- VAN DEN BLEEKEN G., CORTEEL C. & VAN DEN HEUTE P.** 2007. Epigenetic to low-grade tourmaline in the Gdoulmont metaconglomerates (Belgium): A sensitive probe of its chemical environment of formation. *Lithos*, 95, 165-176.
- VANDERDRIESSCHE A.** 1941. *Bijdrage tot de petrographie der metamorphe gesteenten van de streek van Bastogne-Libramont*. Hoste, Gent, 140 p.
- VAN DER MEERSCHE E.** 1993. Or, (Cahay) Vielsalm. *Mineralcolor*, 1-2
- VAN DER MEERSCHE E.** 2001. Or, Salmchâteau. *Mineralcolor*, 13-14
- VAN DER VOO R. & JOHNSON R.J.E.** 1985. Paleomagnetism of the dunn point Formation (Nova Scotia): high paleolatitudes for the Avalon terrane in the late Ordovician. *Geophysical Research Letters*, 12 (6), 337-340.
- VANGUESTAINE M.** 1991. Datation par acritarches des couches cambro-trémadociennes les plus profondes du sondage de Lessines (bord méridional du Massif du Brabant, Belgique). *Annales de la société géologique de Belgique*, 114, 213-231.
- VERNIERS J., HERBOSCH A., VANGUESTAINE M., GEUKENS F., DELCAMBRE B., PINGOT J-L., BELANGER I., HENNEBERT M, DEBAKER T., SINTUBIN M. & DE VOS W.** 2001. Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4, (1-2), 39-69.
- WAVREILLE B.** 1987. Contribution à l'étude géomorphologique du massif de Serpont: les vestiges d'orpaillage dans le bassin de la Lomme supérieur. Mémoire de licence, Liège, Université de Liège, 121 p.
- WÉRY A.** 1948. Résultats de récentes recherches pour or primaire dans le paléozoïque du Sud de la Belgique. *Bulletin de la société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie*, 54, 280-297.
- WINCHELL H.** 1958. The composition and physical properties of garnet. *The American Mineralogist*, 43, 595-600.
- ZIEGLER A.M., SCOTESE C.R., Mc KERROW W.S., JOHNSON M.E. et BAMBACH R.K.** 1979. Paleozoic Paleogeography. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 7, 473-502.
- ZIEGLER A.M.** 1992. European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208, 91-111.

# ANNEXES

## 1) Carte géologique et zonation métamorphique de la zone de Libramont d'après Beugnies (1986, modifié).



## 2) Lithologies des formations géologiques du massif de Serpont et ses alentours, décrites en suivant un ordre chronostratigraphique :

- Formation de **Serpont** (Groupe de Revin - Cambrien supérieur): Alternance de schistes métamorphiques riches en chloritoïdes et ilménites et de phyllades plus grossiers noirs, d'une épaisseur totale de minimum 250 m (Beugnies, 1960 ; Verniers *et al.*, 2001).

- Formation de **Warinsart** (Groupe de Revin et de la Salm - Cambrien supérieur et Ordovicien inférieur): Schistes métamorphiques finement grenus de couleur noire, avec intercalation de quelques bancs de quartzites gris. L'épaisseur totale est de maximum 600 m (Beugnies, 1960 ; Verniers *et al.*, 2001).

- Formation de **Fépin** (Lochkovien inférieur): Succession composée de conglomérats et d'arkoses à la base, surmontés de grès et de shales de couleurs variées. Cette formation, d'une épaisseur de 70 m maximum, s'est mise en place suite à l'érosion de la chaîne calédonienne, lors de la transgression marine du Dévonien inférieur (Gosselet, 1880 ; Meilliez, 1983 ; Bultynck & Dejonghe, 2001 ; Boulvain & Pingot, 2012).

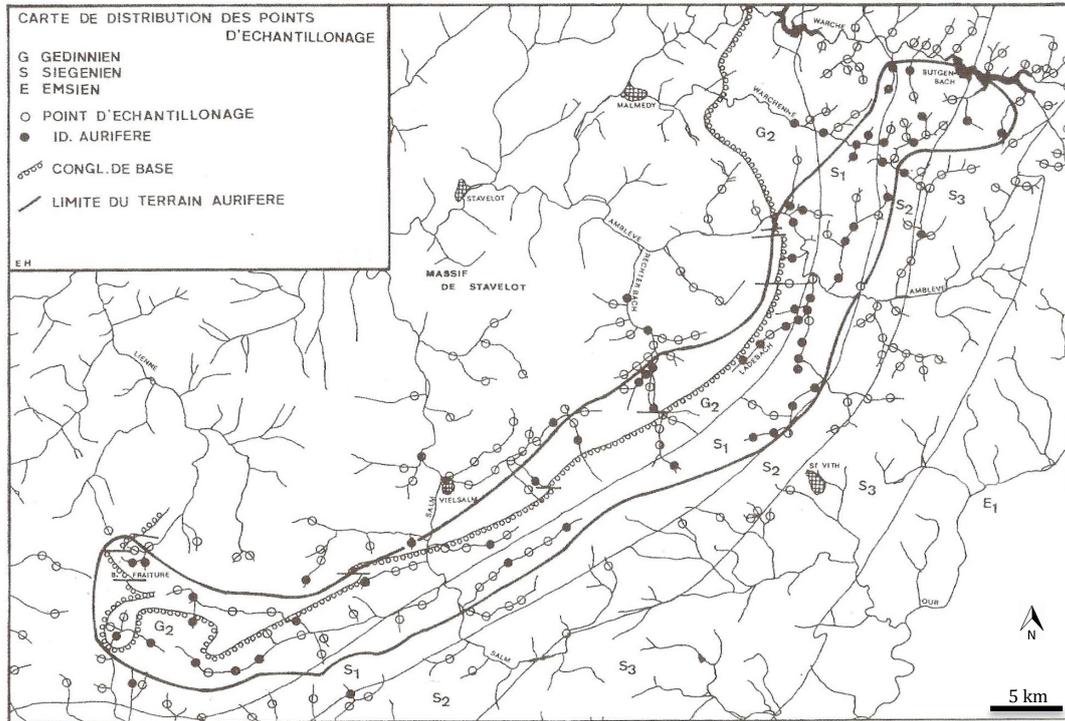
- Formation de **Mondrepuits** (Lochkovien moyen): Shales grossiers verdâtres et fossilifères (crinoïdes, brachiopodes,...), d'une épaisseur d'une centaine de mètres. Quelques bancs de grès bleutés peuvent également s'intercaler de temps en temps (Thorent, 1838 ; Gosselet, 1880 ; Bultynck & Dejonghe, 2001).

- Formation de **Oignies** (Lochkovien supérieur): Formation de teinte lie-de-vin ou vert clair, parfois bigarrée. Celle-ci est constituée de grès à la base, suivie de siltites et de shales. Plusieurs couches d'arkoses sont également présentes. L'épaisseur totale est de plus ou moins 750 m (Gosselet, 1880 ; Bultynck & Dejonghe, 2001).

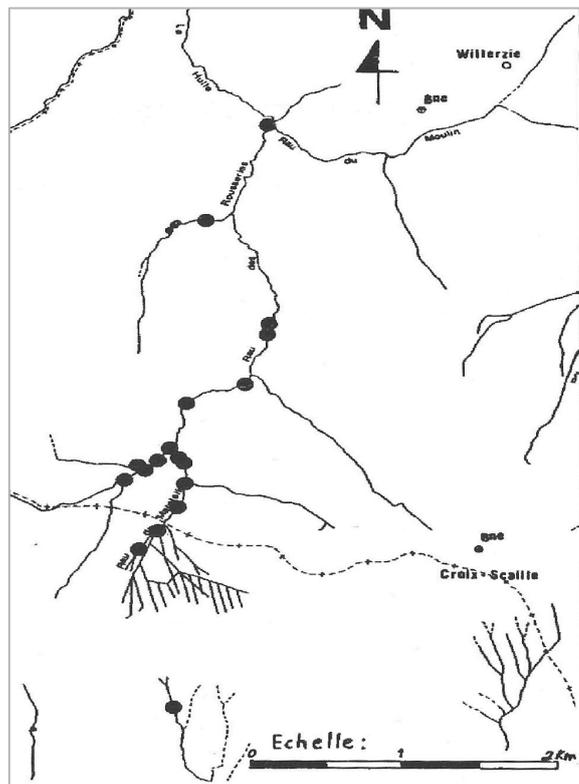




7) Carte des lieux d'échantillonnage dans le Massif de Stavelot (Hanssen & Viaene, 1979).



8) Orpillage aurifère dans le massif Rocroi (Croix-Scaille) (Nonnon, 1984).



## 9) Descriptions et principes de fonctionnement des différentes méthodes analytiques :

### La batée et le pan :

L'or est libéré dans la nature lors de l'érosion de sa roche mère. Celui-ci est ensuite directement transporté par l'eau de pluie vers les ruisseaux aux alentours. Comme c'est un métal dense, il va rapidement sédimenter surtout lorsque le courant est faible. L'or alluvionnaire ne se retrouve donc généralement pas très loin de sa roche originelle (Dejonghe, 2000).

La batée et le pan sont deux instruments destinés à récolter cet or alluvionnaire déposé au fond des rivières. Ceux-ci sont conçus en métal ou en plastique, de forme généralement circulaire et de taille variable. Cette méthode est certainement la plus ancienne et la plus largement utilisée au cours de l'histoire. Elle permet de concentrer les minéraux denses au fond de ces instruments tandis que les matériaux les plus légers sont évacués au sommet. Son faible prix, sa disponibilité immédiate et sa portabilité en font un outil indispensable pour l'orpaillage (Silva, 1986).

Le maniement de la batée et du pan est relativement simple. Tout d'abord, il faut remplir le tamis situé au dessus de la batée avec les sédiments récoltés au fond du ruisseau. Ensuite, après avoir cassé les mottes d'argile et nettoyé ces sédiments dans une eau claire de préférence, il faut retirer le tamis afin de ne garder que les grains les plus fins. Pour la batée, le plus gros du travail consiste alors à incliner légèrement la batée et à l'agiter vigoureusement de droite à gauche avec un mouvement circulaire tout en la maintenant juste en dessous de la surface de l'eau. Ce geste se poursuit jusqu'à ce qu'il ne reste que les minéraux les plus denses dans le fond (Silva, 1986).

L'utilisation du pan est légèrement différente de celle de la batée. Dans ce cas-ci, le pan est incliné pour que les sédiments soient immergés. Ensuite, il faut lui imprimer un mouvement d'avant en arrière afin d'évacuer les sédiments les plus légers. Il faut également secouer régulièrement le pan pour faire tomber les minéraux les plus denses dans le fond (Silva, 1986).

### La loupe binoculaire et le microscope optique :

Le stéréomicroscope Leica MZ6 dispose d'un zoom 6:3:1 permettant d'observer, sous un faible grossissement, les minéraux denses récoltés à la batée et au pan. Celui-ci va permettre de les classer selon leurs espèces et d'éventuellement estimer leurs abondances.

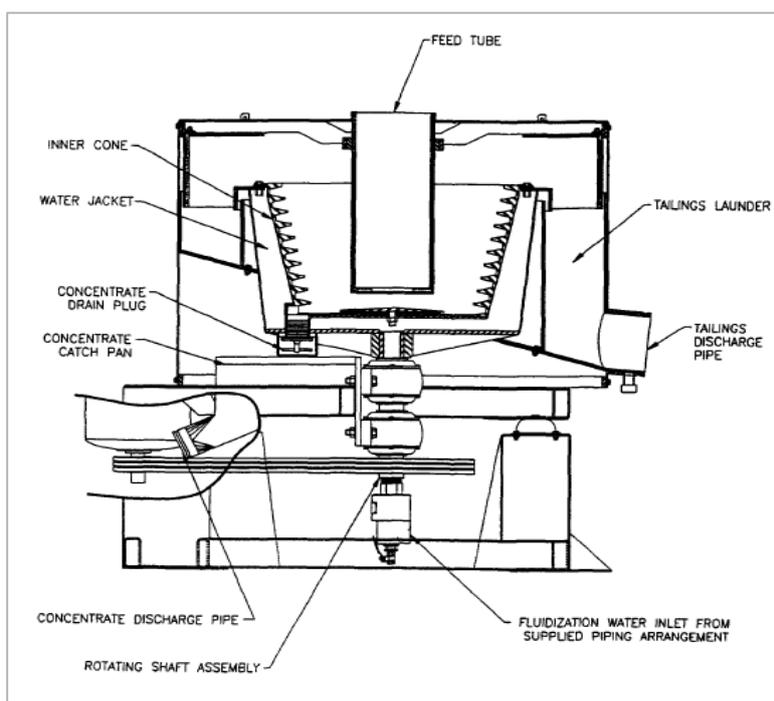
Le microscope optique utilisé ici est un Leica équipé d'une caméra Leica DFC320. Celle-ci, reliée au programme informatique « Leica application suite (LAS) Core » version 3.6.0., permet de photographier les échantillons et les minéraux.

### Les broyeurs et le concentrateur « Knelson » :

Les échantillons de roches récoltés sur le terrain, d'une taille maximum d'environ 10 x 10 x 10 cm, sont tout d'abord concassés dans un broyeur à mâchoire. Après quelques cycles de broyage et de tamisage, les fragments obtenus sont inférieurs à 5 mm. Ces derniers vont ensuite être fragmentés à plusieurs reprises dans un broyeur à cylindre et tamisés jusqu'à ce que les morceaux obtenus soient inférieurs à 1 mm. À partir de ce moment là, ceux-ci peuvent être analysés dans le « Knelson » ou à la batée.

Le concentrateur « Knelson » (KC) standard est une centrifugeuse de 60 G permettant de classer un flux de sédiments par gravité spécifique. Celui-ci est essentiellement utilisé dans les exploitations aurifères. Son développement en 1978 a permis d'améliorer les performances opérationnelles, notamment celles de faciliter le processus de séparation des particules selon leur densité afin de pouvoir récolter des paillettes d'or libres extrêmement fines (Knelson & Jones, 1994 ; Laplante *et al.*, 1996 ; Sen, 2010).

Les échantillons broyés sont introduits dans le concentrateur à l'aide d'un tube vertical leur permettant de se loger à la base d'un bol rotatif à grande vitesse. Grâce à la force centrifuge induite par la rotation, les sédiments vont être immédiatement plaqués sur les bords de la cuvette provoquant un tassement de la matière dans les anneaux du Knelson. Cette force centrifuge est compensée par l'injection d'une pression d'eau (0,3 bar) à travers les orifices placés le long de chaque rainure. Ce flux, tangentiel et de direction opposée à la rotation du bol, maintient un lit de particules fluidisées dans lequel les plus lourdes peuvent être concentrées de manière efficace (Fig. 1). Étant donné que le KC tourne à vitesse constante, la pression de l'eau est le seul facteur modifiable permettant de sélectionner les minéraux à récupérer (Knelson & Jones, 1994 ; Laplante *et al.*, 1996).



**Fig. 1 :** Schéma de la constitution d'un Knelson (Knelson & Jones, 1994).

C'est dans cet environnement en constante agitation que le classement est effectué entre les particules de différentes densités. En effet, les matériaux plus légers se déplacent vers le sommet où ils sont continuellement évacués par débordement tandis que les minéraux denses se retrouvent piégés dans les rainures où ils sont périodiquement récupérés par rinçage de la cuvette avec de l'eau (Knelson & Jones, 1994).

Selon une étude réalisée sur cet appareil, le taux de récupération maximum est d'environ 90 %. Cependant, cette valeur décroît lorsque la densité de la gangue ou le taux d'alimentation augmente ou lorsque la pression en eau diminue. La durée, variant de quinze à trente minutes pour un volume d'une douzaine de kg, est également un facteur de qualité (Laplante *et al.*, 1996).

### Le diffractomètre à 4 cercles :

Les rayons X, découverts par Röntgen en 1895, furent diffractés pour la première fois par Laue en 1912 (Barrett, 1957). Un peu plus tard, Bragg développa ce concept afin que les clichés de diffraction puissent servir à l'identification des structures cristallines de divers matériaux (Bragg, 1933). Ensuite, en 1975, Bolshakov et ses associés ont mis en place un diffractomètre à 3 cercles dans le but de pouvoir utiliser les rayons X sur des minéraux monocristallins. Cette méthode fut par la suite perfectionnée avec l'invention d'un système à 4 cercles accompagné de plusieurs améliorations technologiques (Huang, 2007). Ces 4 cercles vont former différents angles (Fig. 2) (Rousseau & Gibaud, 2007a):

- Le premier, appelé  $2\theta$ , correspond à un angle formé entre la rotation du détecteur dans le plan horizontal et le faisceau direct.
- Le second est dû à la rotation de l'armature circulaire contenant le monocristal autour d'un axe vertical. Celui-ci est nommé  $\omega$ .
- Le troisième,  $\chi$ , permet une rotation du cristal à l'intérieur de l'armature circulaire, selon un axe de rotation horizontal.
- Le dernier correspond à la rotation du cristal sur lui-même et est appelé  $\varphi$ .

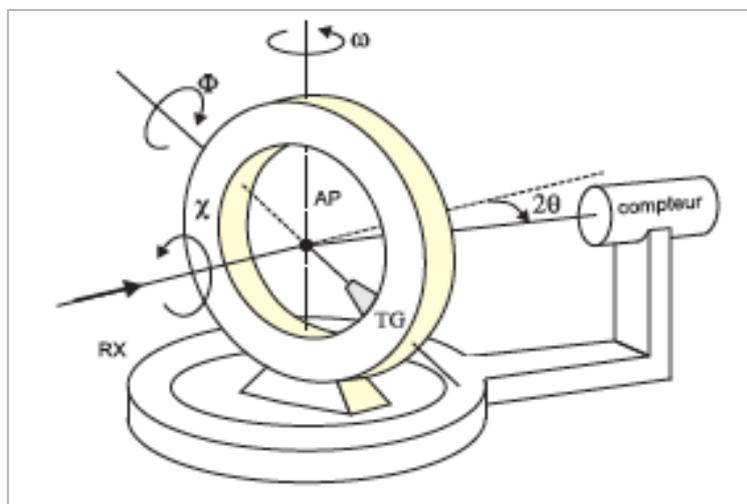


Fig. 2 : Schéma du diffractomètre à 4 cercles (Rousseau et Gibaud, 2007a).

Le diffractomètre à 4 cercles utilisé dans le cadre de ce mémoire est un « Agilent Technologies-Xcalibur », équipé d'un détecteur CCD EOS (40 kV, 40 mA) et utilisant la radiation  $\text{MoK}\alpha$  ( $WL= 0,7093 \text{ \AA}$ ), appartenant au laboratoire de Minéralogie de l'Université de Liège. Cette technique d'analyse va permettre de déterminer les espèces minérales non identifiées à l'aide du binoculaire. L'appareil va mesurer l'intensité des réflexions diffractées soit par un monocristal, soit par une très petite quantité de matière sous forme de poudre (inférieures à 1 mg) selon la méthode de Debye-Scherrer. Pour ce faire, il faut préalablement coller l'échantillon sur une tige en verre qui, après cela, va être introduite dans un support en laiton lui-même fixé sur une tête goniométrique, placée au centre de l'appareil afin de pouvoir lui donner toutes les orientations possibles. Cela va permettre de positionner n'importe quel pôle réciproque en condition de réflexion sur la sphère d'Ewald. Après cela, l'appareil va procéder à un balayage rapide d'environ 5 à 10 minutes selon la taille du cristal. L'enregistrement de ces données s'effectue à l'aide d'un programme informatique relié au diffractomètre qui va, à la fin de l'analyse, produire un diffractogramme de rayon X pour une poudre ou indiquer le système cristallin ainsi que les paramètres de maille pour un monocristal. Dans ce deuxième cas, les variables obtenues vont être ensuite encodées sur le site Rruff (<http://rruff.info/ima/>) afin d'obtenir le nom du minéral examiné.

### La microscopie électronique :

#### **a) Le microscope électronique à balayage**

Le microscope électronique à balayage (MEB ou SEM) est constitué d'un canon permettant d'envoyer un faisceau d'électrons à grande vitesse sur un échantillon (Reed, 2005). Ce dernier doit être préalablement collé sur une lame en verre à l'aide d'un ruban carboné double face et métallisé au platine à l'aide d'un évaporateur à plasma (excepté pour l'or) afin d'assurer une bonne évacuation de ce flux d'électrons. Cet appareil permet d'effectuer des photographies et des analyses chimiques qualitatives des échantillons.

Les images des minéraux sont réalisées grâce à la mesure d'une partie des électrons secondaires (SE) de faible énergie ré-émis par la surface de l'échantillon. Ces SE sont analysés par un détecteur à scintillations positionné sur un côté du MEB. Cette disposition latérale permet de détecter les électrons ne provenant que d'une partie de l'échantillon et ainsi produire des zones d'ombres, accentuant l'effet de relief caractéristique des photographies MEB. Une autre méthode consiste à mesurer la quantité d'électrons rétrodiffusés parvenant au détecteur suite à leur déviation de trajectoire (diffusion élastique) au sein de l'échantillon. Cette quantité dépend fortement du numéro atomique « Z » si bien que l'image sera plus lumineuse lorsque le « Z » augmente car le nombre d'électrons rétrodiffusés sera plus élevé. Dans ce cas-ci, le détecteur est localisé juste au-dessus de l'échantillon (Reed, 2005).

Lorsque le faisceau d'électron incident possède une énergie cinétique suffisante, il va pouvoir éjecter les électrons situés sur les orbitales atomiques internes « K ». Par conséquent, les électrons des couches supérieures (L ou M) vont venir occuper cette lacune en émettant des rayons X. Ce rayonnement X, caractéristique de chaque atome, va être ensuite analysé par un détecteur EDS ou EDX (« Energy Dispersive X-Ray Spectrometry ») composé d'un matériau semi-conducteur sensible aux photons X. L'avantage de ce détecteur est qu'il permet d'obtenir un spectre de rayons X complet en quelques minutes (Reed, 2005).

Les images et analyses au microscope électronique à balayage (MEB) ont été effectuées sur un « Philips XL30-ESEM-FEG » CAT $\mu$  à 15 kV. Le détecteur des rayons X est un « Brucker 129 eV SDD » de 10 mm de diamètre. Les spectres sont analysés à l'aide du logiciel « Brucker QUANTAX 800 esprit 1.9. » et quantifiés selon la méthode PBZAF sans témoin avec suppression automatique du bruit de fond. Cet appareil est localisé dans le bâtiment de chimie de l'Université de Liège.

## **b) La microsonde électronique**

La microsonde électronique permet d'effectuer des analyses chimiques quantitatives à haute résolution et non destructrices, directement sur une lame mince polie et métallisée au carbone. Cet appareil est constitué d'un microscope optique, d'un ou plusieurs spectromètres WDS (« wavelength dispersive spectrometer »), ainsi que d'un microscope électronique à balayage permettant d'envoyer un faisceau d'électrons à grande vitesse sur l'échantillon à analyser. Comme pour le MEB, ce flux va pouvoir éjecter les électrons des couches électroniques internes et ainsi émettre des rayons X caractéristiques. Dans ce cas-ci, ces derniers vont être isolés par un cristal analyseur inclus dans le détecteur WDS, permettant une quantification proportionnelle à l'intensité des pics obtenus (Reed, 2005).

Les mesures ont été effectuées à la faculté polytechnique de Mons sur une microsonde électronique CAMECA SX50 équipée de quatre spectromètres WDS. Les corrections matricielles sont effectuées avec la méthode PAP (Pouchou & Pichoir, 1984a et b). Pour les oxydes et les silicates, le potentiel d'accélération est de 15 kV, le courant de faisceau de 20 nA et les standards servant à calibrer les mesures sont la wollastonite (Si-Ca), le saphire (Al), la leucite (K), le rutile (Ti), l'hématite (Fe), la rhodonite (Mn), l'oligoclase (Na) et le périclase (Mg). Pour l'or et les sulfures, le potentiel d'accélération est de 25 kV, le courant de faisceau de 60 nA et les standards utilisés sont la pyrite (Fe-S) et les métaux purs As, Au, Cu et Ag. Les limites de détection sont de 0,011 % pour le cuivre, 0,006 % pour l'arsenic, 0,046 % pour l'argent, 0,031 % pour l'or dans les pyrites et 0,012 % pour le fer contenu dans l'or.

### Le diffractomètre de poudres :

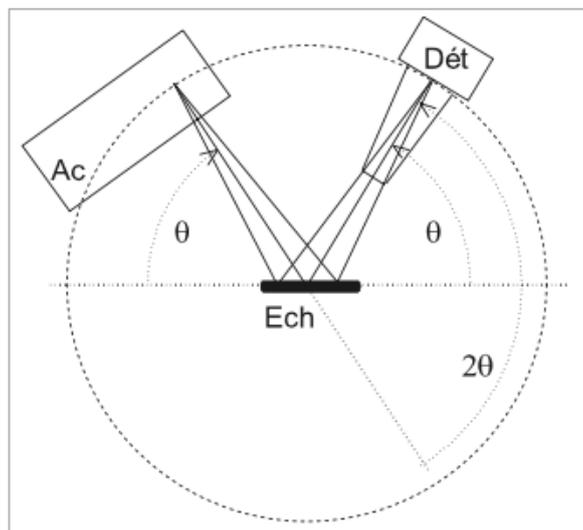
Cette méthode, inventée par Debye et Scherrer, consiste à projeter un faisceau de rayon X monochromatique sur un échantillon préalablement broyé sous la forme d'une poudre et déposé sur un support « zero background » en silicium. Cette poudre se compose donc d'une infinité de petits monocristaux d'orientations aléatoires, dont une partie aura toujours des plans  $hkl$  en position satisfaisant la loi de Bragg ( $2d \cdot \sin \theta = n\lambda$ <sup>1</sup> (Bragg, 1937)). Chaque microcristal correctement orienté produit ainsi un faisceau diffracté formant un angle  $2\theta$  par rapport au rayon X incident (Rousseau & Gibaud, 2007b).

Le diffractomètre est composé d'un tube à rayon X et d'un détecteur (Fig. 3). Ceux-ci sont montés sur des bras mobiles leur permettant de balayer progressivement toute la gamme angulaire définie. Le détecteur va mesurer l'intensité (nombre de coups) des faisceaux diffractés. Il est directement relié à un ordinateur reportant sur un diffractogramme l'intensité reçue en ordonnée, et l'angle parcouru en abscisse. L'identification s'effectue à l'aide des

---

<sup>1</sup>  $d$  = distance entre les plans réticulaires;  $\theta$  = angle de Bragg ;  $n$  = ordre de diffraction ;  $\lambda$  = longueur d'onde

valeurs «  $d_{hkl}$  » des pics les plus intenses du diffractogramme calculés grâce à la loi de Bragg. Chaque espèce minérale possédant son propre diffractogramme, l'ordinateur va pouvoir assigner automatiquement les pics obtenus, correspondant à une distance réticulaire «  $d_{hkl}$  », avec la base de donnée de l'ICDD<sup>1</sup>, si la teneur est suffisante (Rousseau & Gibaud, 2007b ; Dinnebier & Billinge, 2008).



**Fig. 3:** Fonctionnement du diffractomètre sur poudre. Ac= anticathode émettant des rayons X; Dét.= détecteur; Ech.= échantillon fixe.

Le modèle utilisé lors de ce mémoire est un Bruker D8-ECO utilisant la radiation  $\text{CuK}\alpha$  ( $\text{WL}=1.518 \text{ \AA}$ ) et balayant un angle compris entre  $2$  et  $70^\circ$   $2\theta$  avec un pas de  $0.02^\circ$  et un temps de comptage par pas de 1 seconde. La radiation est filtrée grâce à un filtre Ni afin de limiter la contribution de la raie  $\text{K}\beta$ . Cet appareil se trouve au Laboratoire de Minéralogie de l'Université de Liège.

Les diffractogrammes de poudres ont été interprétés à l'aide du programme EVA 3.2. Les phases ont été identifiées par comparaison avec la base de données ICDD, version PDF-2. Ensuite, les diffractogrammes ont été analysés grâce au programme TOPAS 4.2. afin de quantifier les proportions des phases présentes. Ce programme utilise la méthode de Rietveld pour modéliser les diffractogrammes des phases présentes, et en estimer les proportions. Les erreurs sur les quantifications sont de  $\pm 5\%$ .

---

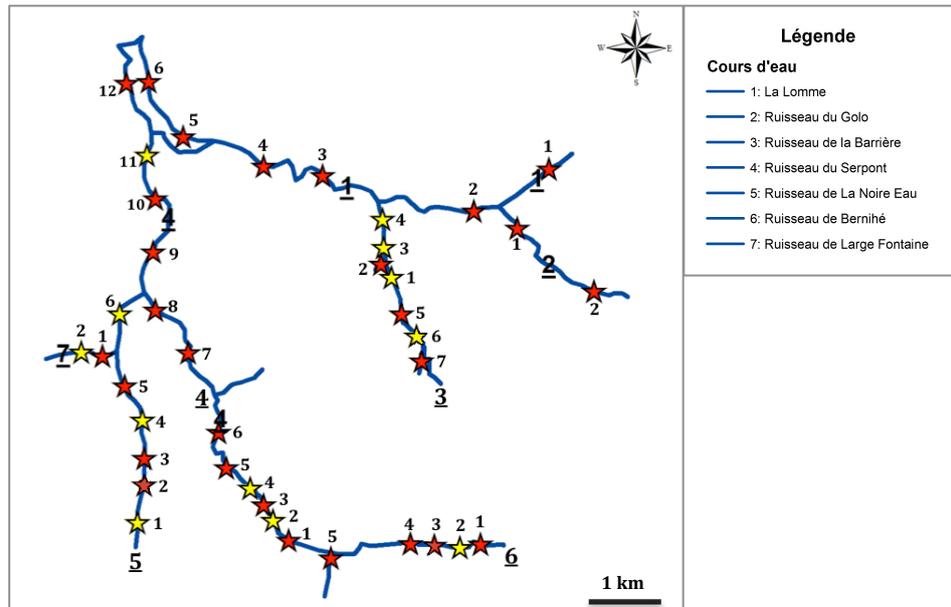
<sup>1</sup> International Center for Diffraction Data

10) Poids approximatif des sédiments récoltés lors des quatre batées à chaque arrêt. Cette mesure a été effectuée sur le terrain à l'aide d'un pèse bagage. Le poids de la batée (ou du pan) a été soustrait.

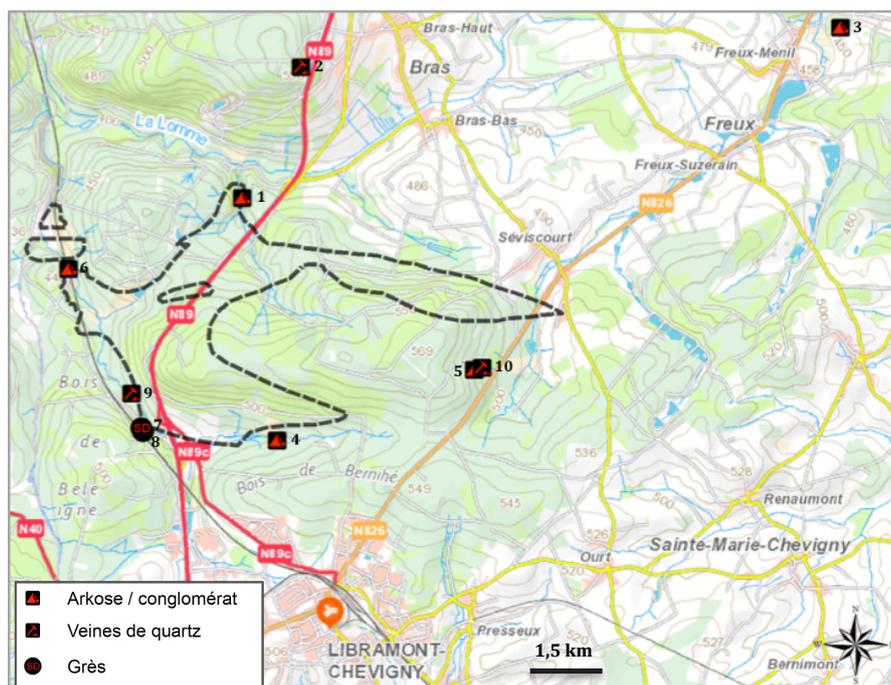
| Ruisseaux           | Poids des sédiments récoltés avant l'orpaillage (en Kg) |     |     |     |
|---------------------|---|-----|-----|-----|
|                     | 1   | 2   | 3   | 4   |
| <b>Barrière</b>     |   |     |     |     |
| 1 <sup>1</sup>      | 1,2   | 1,4 | 1,2 | 1,7 |
| 2                   | 0,9   | 1,2 | 1,2 | 1,4 |
| 3                   | 0,4   | 0,7 | 0,4 | 1,2 |
| 4                   | 0,7   | 0,4 | 0,7 | 0,4 |
| 5                   | 1,4   | 1,7 | 1,7 | 1,4 |
| 6                   | 1,2   | 1,7 | 1,2 | 1,7 |
| 7                   | 1,2   | 1,2 | 1,2 | 1,4 |
| <b>Serpont</b>      |   |     |     |     |
| 1                   | 1,2   | 1,4 | 1,7 | 1,4 |
| 2                   | 1,1   | 1,3 | 1,2 | 1,4 |
| 3                   | 1,4   | 1,7 | 1,4 | 1,4 |
| 4                   | 0,7   | 1,2 | 1,5 | 1,2 |
| 5                   | 0,4   | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| 6                   | 1,2   | 1,4 | 1,7 | 1,2 |
| 7                   | 1,9   | 1,7 | 1,8 | 1,7 |
| 8                   | 1,0   | 1,2 | 1,3 | 1,2 |
| 9                   | 1,2   | 1,0 | 1,3 | 1,1 |
| 10                  | 0,9   | 0,8 | 1,1 | 1,0 |
| 11                  | 1,1   | 1,2 | 1,1 | 1,3 |
| 12                  | 1,4   | 1,1 | 1,1 | 1,1 |
| <b>Bernihé</b>      |   |     |     |     |
| 1                   | 0,2   | 0,2 | 0,4 | 0,2 |
| 2                   | 0,2   | 0,4 | 0,7 | 0,4 |
| 3                   | 0,2   | 0,2 | 0,4 | 0,2 |
| 4                   | 1,2   | 1,4 | 1,2 | 0,8 |
| 5                   | 0,5   | 0,2 | 0,4 | 0,2 |
| <b>Golo</b>         |   |     |     |     |
| 1                   | 1,2   | 1,0 | 1,1 | 0,9 |
| 2                   | 0,7   | 0,8 | 0,7 | 1,0 |
| <b>Lomme</b>        |   |     |     |     |
| 1                   | 0,2   | 0,4 | 0,7 | 0,4 |
| 2                   | 0,2   | 0,2 | 0,4 | 0,2 |
| 3                   | 1,2   | 1,4 | 1,2 | 0,8 |
| 4                   | 0,5   | 0,2 | 0,4 | 0,2 |
| 5                   | 0,2   | 0,2 | 0,4 | 0,2 |
| 6                   | 0,2   | 0,4 | 0,7 | 0,4 |
| <b>La Noire Eau</b> |   |     |     |     |
| 1                   | 1,0   | 1,0 | 1,2 | 0,9 |

<sup>1</sup> Numéro correspondant à son emplacement sur la carte disponible à la page suivante.

|                       |     |     |     |     |
|-----------------------|-----|-----|-----|-----|
| 2                     | 1,5 | 1,0 | 1,2 | 1,1 |
| 3                     | 1,2 | 1,4 | 1,2 | 0,8 |
| 4                     | 1,0 | 0,8 | 0,8 | 0,9 |
| 5                     | 1,0 | 1,3 | 1,2 | 1,2 |
| 6                     | 1,2 | 1,2 | 1,3 | 1,1 |
| <b>Large fontaine</b> |     |     |     |     |
| 1                     | 1,2 | 1,3 | 1,4 | 1,2 |
| 2                     | 1,4 | 1,5 | 1,1 | 1,2 |



11) Localisation des échantillons de roches et de veines de quartz récoltés sur le terrain (Topomapviewer, 2015). Limites du M. de Serpont tracées selon Beugnies (1984).



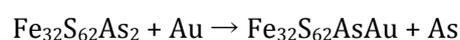
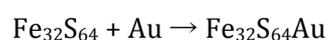
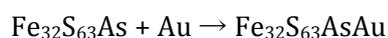
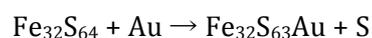
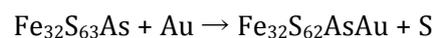
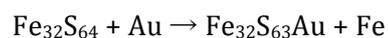
**12) Formules empiriques correspondant aux différentes analyses à la microsonde électronique.**

| <b>Minéral</b>         | <b>Formules empiriques</b>   |
|------------------------|--|
| <b>Or1</b>             | $(Au_{0,91}Ag_{0,09})_{1,00}$  |
| <b>Or2</b>             | $(Au_{0,89}Ag_{0,11})_{1,00}$  |
| <b>Or3</b>             | $(Au_{0,88}Ag_{0,12})_{1,00}$  |
| <b>Or4</b>             | $(Ag_{0,59}Au_{0,41})_{1,00}$  |
| <b>Or5</b>             | $(Au_{0,91}Ag_{0,08})_{0,99}$  |
| <b>1 - Almandin</b>    | $(Fe^{2+}_{1,21}Mn_{1,06}Ca_{0,65}Mg_{0,10})_{3,02}(Al_{1,97}Fe^{3+}_{0,02}Ti_{0,01})_{2,00}Si_{2,98}O_{12}$   |
| <b>2 - Spessartine</b> | $(Mn_{2,28}Ca_{0,38}Fe^{2+}_{0,22}Mg_{0,08})_{2,96}Al_{2,01}Si_{3,02}O_{12}$   |
| <b>3 - Spessartine</b> | $(Mn_{1,15}Fe^{2+}_{1,08}Ca_{0,68}Mg_{0,09})_{3,00}(Al_{1,99}Ti_{0,01})_{2,00}Si_{2,99}O_{12}$   |
| <b>4 - Spessartine</b> | $(Mn_{1,43}Fe^{2+}_{1,02}Ca_{0,46}Mg_{0,11})_{3,02}(Al_{1,98}Ti_{0,01})_{1,99}Si_{3,00}O_{12}$   |
| <b>5 - Spessartine</b> | $(Mn_{1,45}Fe^{2+}_{0,90}Ca_{0,55}Mg_{0,11})_{3,01}(Al_{1,95}Ti_{0,01})_{1,96}Si_{3,03}O_{12}$   |
| <b>6 - Almandin</b>    | $(Fe^{2+}_{2,19}Ca_{0,41}Mn_{0,23}Mg_{0,19})_{3,02}(Al_{1,96}Fe^{3+}_{0,01}Ti_{0,01})_{1,98}Si_{3,01}O_{12}$   |
| <b>7 - Almandin</b>    | $(Fe^{2+}_{1,35}Mn_{0,94}Ca_{0,63}Mg_{0,19})_{2,98}(Al_{1,98}Ti_{0,01})_{1,99}Si_{3,02}O_{12}$   |
| <b>1 - Schörl</b>      | $(Na_{0,65}Fe^{2+}_{0,30}Ca_{0,04}K_{0,01})_{1,00}(Fe^{2+}_{1,62}Al_{0,74}Mg_{0,56}Ti_{0,06}Mn_{0,02})_{3,00}Al_{6,00}(BO_3)_{3,00}[(Si_{5,95}Al_{0,05})_{6,00}O_{18}](OH)_{4,00}$ |
| <b>2 - Dravite</b>     | $(Na_{0,83}Ca_{0,08})_{0,91}(Mg_{1,89}Fe^{2+}_{0,81}Al_{0,28}Ti_{0,07}Mn_{0,01})_{3,06}Al_{6,00}(BO_3)_{3,00}(Si_{6,02}O_{18})(OH)_{4,00}$   |
| <b>3 - Schörl</b>      | $(Na_{0,63}Fe^{2+}_{0,26}Ca_{0,03}K_{0,01})_{0,93}(Fe^{2+}_{1,54}Al_{0,72}Mg_{0,66}Ti_{0,05}Mn_{0,03})_{3,00}Al_{6,00}(BO_3)_{3,00}(Si_{6,08}O_{18})(OH)_{4,00}$                   |
| <b>1 - Chloritoïde</b> | $(Fe^{2+}_{0,86}Mn_{0,05}Mg_{0,04})_{0,95}Al_{2,00}(Si_{1,02}O_5)(OH)_{2,00}$  |
| <b>2 - Chloritoïde</b> | $(Fe^{2+}_{0,85}Mg_{0,09}Mn_{0,06})_{1,00}Al_{2,01}(Si_{1,02}O_5)(OH)_{2,00}$  |
| <b>3 - Chloritoïde</b> | $(Fe^{2+}_{0,84}Mg_{0,12}Mn_{0,06})_{1,00}Al_{2,00}(Si_{1,02}O_5)(OH)_{2,00}$  |
| <b>1 - Ilménite</b>    | $(Fe^{2+}_{0,75}Mn_{0,21})_{0,96}Ti_{1,04}O_3$   |
| <b>2 - Ilménite</b>    | $(Fe^{2+}_{0,90}Mn_{0,08})_{0,98}Ti_{1,00}O_3$   |
| <b>3 - Ilménite</b>    | $(Ti_{0,89}Fe^{2+}_{0,82}Si_{0,19}Mn_{0,07}Mg_{0,01}Ca_{0,01})_{1,99}O_3$  |

|                               |   |
|-------------------------------|---|
| 4 - Ilménite                  | $(\text{Fe}^{2+}_{0,90}\text{Mn}_{0,07})_{0,97}\text{Ti}_{1,02}\text{O}_3$  |
| 5 - Ilménite                  | $(\text{Ti}_{0,95}\text{Fe}^{2+}_{0,81}\text{Mn}_{0,08}\text{Si}_{0,07}\text{Al}_{0,06}\text{Mg}_{0,03})_{2,00}\text{O}_3$  |
| Pyr1-3-4-5                    | $\text{Fe}_{1,00}\text{S}_{2,00}$   |
| Pyr2-6                        | $\text{Fe}_{0,99}\text{S}_{2,01}$   |
| Pyr. f1                       | $\text{Fe}_{0,99}\text{S}_{2,01}$   |
| Pyr. f2                       | $\text{Fe}_{0,99}\text{S}_{2,01}$   |
| 1 - Grenat arkose             | $(\text{Mn}_{1,63}\text{Fe}^{2+}_{1,03}\text{Ca}_{0,30}\text{Mg}_{0,04})_{3,00}(\text{Al}_{1,99}\text{Ti}_{0,01})_{2,00}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{12}$  |
| 2 - Grenat arkose             | $(\text{Fe}^{2+}_{1,36}\text{Mn}_{1,00}\text{Ca}_{0,58}\text{Mg}_{0,06})_{3,00}(\text{Al}_{2,00}\text{Ti}_{0,01})_{2,01}\text{Si}_{2,99}\text{O}_{12}$  |
| 1 - Ilménite rutilisée arkose | $(\text{Ti}_{0,71}\text{Fe}^{2+}_{0,23}\text{Mn}_{0,04}\text{Al}_{0,01})_{0,99}\text{O}_2$  |
| 2 - Ilménite rutilisée arkose | $(\text{Ti}_{0,69}\text{Fe}^{2+}_{0,27}\text{Mn}_{0,03}\text{Al}_{0,01})_{1,00}\text{O}_2$  |
| 1 - Tourmaline arkose         | $(\text{Na}_{0,65}\text{Fe}^{2+}_{0,27}\text{Ca}_{0,06}\text{K}_{0,01})_{0,99}(\text{Fe}^{2+}_{1,64}\text{Al}_{0,72}\text{Mg}_{0,56}\text{Ti}_{0,06}\text{Mn}_{0,02})_{3,00}\text{Al}_{6,00}(\text{BO}_3)_{3,00}[(\text{Si}_{5,94}\text{Al}_{0,06})_{6,00}\text{O}_{18}](\text{OH})_{4,00}$ |
| 1 - Forstérite                | $(\text{Mg}_{1,72}\text{Fe}^{2+}_{0,26})_{1,98}\text{Si}_{1,00}\text{O}_4$  |
| 1 - Augite                    | $(\text{Ca}_{0,91}\text{Mg}_{0,86}\text{Fe}^{2+}_{0,10}\text{Al}_{0,05}\text{Na}_{0,04}\text{Fe}^{3+}_{0,02}\text{Ti}_{0,02})_{2,00}(\text{Si}_{1,89}\text{Al}_{0,11})_{2,00}\text{O}_6$  |
| 2 - Augite                    | $(\text{Ca}_{0,93}\text{Mg}_{0,73}\text{Fe}^{2+}_{0,12}\text{Fe}^{3+}_{0,06}\text{Al}_{0,05}\text{Na}_{0,04}\text{Ti}_{0,04})_{1,97}(\text{Si}_{1,79}\text{Al}_{0,21})_{2,00}\text{O}_6$  |

13) *À gauche* : Incorporation de l'or dans une pyrite par substitution du fer, du soufre et en position interstitielle (Chen *et al.*, 2014).

*À droite* : Incorporation de l'or dans une arsénopyrite par substitution du soufre, de l'arsenic et en position interstitielle (Chen *et al.*, 2013). Les réactions ont été réalisées avec une taille super-cellulaire 2x2x2 ( $\text{Fe}_{32}\text{S}_{64}$ ) car celle-ci est suffisante pour garantir des résultats fiables (Chen *et al.*, 2014).



**14) Photographie d'une paillette d'or associée à du quartz retrouvée dans le massif de Stavelot (Van Der Meersche, 1993).**

