

## Métallogenèse du gisement à W-Sn de Monteneme (NW Galice, Espagne)

Y. GOUANVIC

Laboratoire de Pétrologie Structurale et Métallogénie  
ERA n° 1011 du CNRS, Pétrologie des granitoïdes.  
Université de Nancy I  
BP 239, 54506 VANDOEUVRE LES NANCY cedex (France)



### RESUME

Les minéralisations à tungstène-étain du gisement de Monteneme, sont contenues dans un réseau filonien encaissé dans des monzogranites à deux micas faisant partie d'un massif linéamentaire mis en place pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement régionale hercynienne. On montre que les filons minéralisés, organisés en cone-sheet elliptique, proviendraient d'une coupole cachée à caractère endogranitique dont la profondeur de l'apex a pu être estimée. Les monzogranites affleurants, déformés plastiquement et présentant des teneurs en Sn et W de granites précurseurs, ne jouent qu'un rôle d'encaissant.

### SUMMARY

The tungsten-tin mineralizations from the Monteneme ore deposit forms a stockwork enclosed in two micas monzonites, part of a linear granitic body intrusive along with the development of an hercynian shear-zone. The mineralized veins forming an elliptic cone-sheet would proceed from an innergranite cupola whose depth may be estimated. Monzonites, plastically deformed and showing amounts of tungsten and tin similar to precursory granites, play only the rôle of enclosing rocks.

## Introduction

Le gisement à tungstène-étain de Monteneme est situé dans un linéament granitique syntectonique, long de 50 Km et large de 5, avec une forme arquée (fig.1). Cet ensemble linéamentaire et les minéralisations associées ont fait l'objet d'une étude détaillée, (Gouanvic, 1983). La mise en place des granites est contrôlée par le jeu de cisaillements ductiles rapportés à la seconde phase hercynienne. Deux sens de cisaillement sont observés: dextre pour la partie Nord et senestre pour la partie Sud. La forme inhabituelle de ce linéament et ces deux sens de cisaillement ont été expliqués par la présence du complexe basique et ultrabasique d'Ordenes. Lors de la seconde phase hercynienne, ce complexe aurait joué le rôle d'objet résistant, concentrant les déformations à sa bordure et déterminant la position et le sens de fonctionnement des zones de cisaillement, et, la forme arquée du linéament, (Courrioux et Gouanvic, 1982).

## Evolution géochimique des granites du linéament de Monteneme

Dans ce contexte tectonique original, des granites de plus en plus évolués se sont mis en place successivement, sous la forme de lames allongées: granodiorites à biotite, monzogranites à deux micas, granites alcalins à deux micas ou à muscovite seule. Enfin, des filons pegmatitiques satellites se disposent à la périphérie du linéament. L'étude géochimique a permis de montrer que la différenciation observée pouvait être modélisée selon un processus simple de cristallisation fractionnée à partir d'une souche magmatique unique, (Gouanvic, 1983). D'après leurs caractères pétrographiques et géochimiques, ces différents granites alumineux peuvent dériver de la fusion partielle de matériel sédimentaire, "S-type granites" (Chappel et White, 1977).

Pour l'étain, l'effet concentrateur de la différenciation magmatique est limité et les teneurs moyennes en roche ne dépassent pas celles de granites précurseurs, (Tischendorf, 1977), soit 10 ppm. Ces teneurs peuvent localement atteindre des valeurs de granites spécialisés (avec par exemple, 20 ppm dans certains faciès de granite alcalin à muscovite). Ceci s'explique par la quantité d'étain pouvant être contenue dans les muscovites: 4 à 5 fois plus que dans les biotites, (Gouanvic et Gagny, 1983). Cet enrichissement relatif en Sn des termes ultimes de la différenciation linéamentaire serait à l'origine de certaines minéralisations à Sn (Nb-Ta), connues tout au long du linéament dans des filons pegmatitiques et en gisement alluvionnaires.

Pour le tungstène, les teneurs restent celles de granites précurseurs, de l'ordre de 3 ppm. Au vu de ces faibles teneurs, les granites du linéament ne peuvent être considérés comme directement responsable des minéralisations à tungstène-étain de la mine de Monteneme.

## Contexte géologique de la mine de Monteneme

L'environnement géologique du gisement est constitué par un monzogranite porphyroïde à deux micas, intrudé par une lame subverticale de monzogranite à grain fin et deux micas, (fig. 2). Ces deux facies sont, comme dans le reste du linéament, fortement déformés plastiquement sous l'effet du cisaillement régional. Cette déformation plastique peut atteindre le stade mylonitique. La présence de nombreux septa de roche ~~m~~ amorphique, parfois de dimension hectométrique, pourrait laisser supposer que le toit du massif ne devait être éloigné du niveau d'érosion actuel. Au Nord-Ouest de la mine, une grande faille orientée NE-SW, (remplie de quartz stérile), recoupe le monzogranite.

Les minéralisations, wolframite et cassitérite, sont contenues dans un double faisceau filonien, d'axe NE-SW, encaissé indifféremment dans le monzogranite porphyroïde et fin. Trois types de filons contiennent cette minéralisation, avec, dans l'ordre chronologique de mise en place: - des filons pegmatitiques de quelques millimètres d'épaisseur avec essentiellement de la cassitérite; - des filonets quartzeux millimétriques à centimétriques, à wolframite et cassitérite; - des filons à sulfures, plus épais (20 à 50 cm), à wolframite, cassitérite et quartz.

## Paragenèses filonniennes

Dans les filons pegmatitiques, la chronologie de dépôt débute par la cristallisation des feldspaths potassiques puis de la cassitérite; la wolframite, peu abondante, et le quartz englobent l'ensemble. Dans les filonets quartzeux, après dépôt aux épontes de la muscovite, la cassitérite cristallise sur la wolframite. Dans ces deux types de veine, le rutile est abondant, en inclusion dans la cassitérite ou intercalé entre cassitérite et wolframite. Ces filonets pegmatitiques ou quartzeux, les plus nombreux dans la mine, sont dépourvus des sulfures qui caractérisent le troisième type de filon.

Dans ce dernier type, la cristallisation débute aux épontes par le dépôt de muscovite, apatite, beryl et molybdénite. Ensuite la wolframite cristallise en prisme de 1 à 5 cm de long; elle est parfois transformée en scheelite, d'une façon limitée, le long des clivages et des fractures. Puis l'arsénopyrite se dépose, en amas ou en cristaux automorphes, contenant de rares inclusions de pyrrhotite, stannite, chalcocite et, exceptionnellement de phases bismuthinifères (sulfosels de Bi-Pb-Ag-Sb, bismuthinite et bismuth natif). Une première génération de cassitérite, à inclusions de sulfures et de wolframite, ainsi que la pyrite cristallisent sur l'arsénopyrite; l'ensemble est cimenté par la chalcopyrite. Cette dernière contient un grand nombre d'inclusions de stannite, sphalerite, pyrrhotite, bismuth natif, bismuthinite et sulfosels de Bi-Pb-Ag-Sb. Les stannites incluses dans la chalcopyrite renferment des microinclusions de sphalerite et/ou de chalcopyrite, tandis que des stannites plus tardives, subautomorphes et situées dans la gangue quartzeuse, en sont dépourvues. Enfin, dans quelques géodes observées au centre de ces filons, une seconde génération de cassitérite automorphe se développe sur le quartz. Les différents sulfures de cette paragenèse présentent des altérations supergénèses classiques.

## Chimisme des principales phases de la minéralisation

a- Les wolframites analysées dans les différents types de filons sont riches en Fer, proches du pôle ferbérite. Le rapport hübnerite ( $MnW_04$ ) sur ferbérite ( $FeW_04$ ), h/f, varie de 0 à 2. Les wolframites des filonets pegmatitiques ou quartzeux ont des compositions voisines avec un rapport h/f moyen de 0,4. A signaler que dans ces mêmes filonets, les wolframites en inclusion dans les cassitérites ou dans les muscovites sont des ferbérites pures. Par contre, les wolframites des filons à sulfures montrent une composition intermédiaire avec un rapport h/f = 2.

Dans la chronologie de mise en place des filons minéralisés, les wolframites s'éloignent de plus en plus du pôle ferbérite. Ces variations pourraient provenir soit d'une cristallisation contemporaine d'autres phases à Fer-Manganèse (McIntire, 1963), soit de changements de la fugacité d'oxygène (Clark, 1970), ou de variation du pH (Horner, 1979).

b- Les cassitérites diffèrent, nous l'avons vu, au niveau des inclusions qu'elles contiennent: rutile dans celles des premiers filonets, sulfures et wolframite dans celles des filons à sulfures. Elles changent également de morphologie et de composition. Les analyses à la microsonde ont montré des valeurs assez faibles en Tantale et Niobium (< à 0.06% poids), et des teneurs non négligeables en Fer et Titane, (pour plus de détail, voir Gouanvic et Babkine, 1985).

c- Les rutiles analysés, en inclusions dans des wolframites et dans des cassitérites ont donné des teneurs importantes en Fe, Nb, Ta, W et Sn. Le contenu en ( $Nb+Ta+W+Sn$ ) peut atteindre 14% poids. Dans les veines minéralisées en cassitérite et/ou en wolframite, les rutiles contiennent de 10 à 100 fois plus de ( $Nb+Ta$ ) que les cassitérites dans lesquelles ils sont inclus. Ceci pourrait expliquer en partie les faibles teneurs observées dans les cassitérites: Fer, Niobium et Tantale s'incorporeraient plus aisément dans les rutiles, avec des compositions se rapprochant des ilménorutiles, phases dont la teneur en  $Nb_{203}$  peut atteindre 45% poids (Mineralogy, 1965).

## d- Phases bismuthinifères et argentifères

1- Sulfosels de Bi-Pb-Ag-Sb: L'étude approfondie des phases accessoires des minéralisations de la mine de Monteneme a permis de dénombrer et d'analyser une dizaine de phases à Bismuth-Plomb-Argent-Antimoine, contenues uniquement dans les filons à sulfures, (Gouanvic et Babkine, 1983; Gouanvic et al. 1983). Ces sulfosels sont le plus souvent inclus dans la chalcopyrite, mais aussi dans l'arsénopyrite, la pyrite et la stannite. On en trouve aussi dans la gangue quartzeuse où ils peuvent atteindre des tailles de 0.1 à 0.5 mm. Dans les sulfures, ils se présentent sous la forme de petites baguettes ou de plages plus isométriques, dont les dimensions varient de 10 à 100  $\mu\text{m}$ .

Ces sulfosels se regroupent en cinq grandes familles: pavonites, gustavites, schirmérites et phases en solutions solides schirmérite-gustavite et lillianite-gustavite. Les pavonites forment deux familles distinctes avec des rapports  $(\text{Ag}+\text{Cu})/\text{Pb}$  différents: pavonite I avec  $(\text{Ag}+\text{Cu})/\text{Pb} = 4.4$  et pavonite II avec  $(\text{Ag}+\text{Cu})/\text{Pb} = 2.5$ . Ces pavonites uniquement observées dans la chalcopyrite en association fréquente avec pyrrhotite, Bismuth natif et sphalérite, contiennent entre 2.2 et 2.4 % poids de Cadmium, mais sont pratiquement dépourvues d'Antimoine (0.5%). Les pavonites I montrent par ailleurs quelques traces d'Or (0.11% poids pour 3 analyses). Les autres sulfosels contiennent parfois de fortes quantités d'Antimoine. La cosalite contient également 5% Sb.

2- Autres phases à Bi-Pb-Sb: La présence de l'Antimoine est confirmée par l'observation de phases antimonifères: freibergite, berthierite et jamesonite. Signalons enfin la découverte d'un sulfoséléniure de Bismuth: la laitakarite. Le sulfosel de Bi-Pb-Ag-Sb associé à la laitakarite, une phase de la série lillianite-gustavite, contient entre 1.4 et 1.8% poids de Sélénium.

#### Estimation des conditions de formation

La minéralisation à wolframite-cassitérite de la mine de Monteneme s'est donc d'abord déposée à haute température dans des filonets pegmatitiques et quartzeux, dépourvus de sulfures, (400 à 500 °C). L'inversion de l'ordre de cristallisation entre cassitérite et wolframite dans ces filonets correspondrait à des changements de pH des milieux de croissance. Pour une concentration donnée, les solubilités de  $\text{FeW}_4$  et  $\text{MnW}_4$  dépendent du pH des solutions (Horner, 1979). Ce comportement explique la composition plus hübneritique des wolframites stables en présence de feldspath potassique (Taylor et Hosking, 1970). A l'inverse, le pH correspondant à la cristallisation des muscovites favorise le dépôt de la ferberite: A Monteneme, le passage des filonets pegmatitiques aux filonets quartzeux (avec muscovite aux épontes et parfois développement de greisen dans l'encaissant granitique), traduirait donc une modification du pH du milieu permettant d'expliquer l'inversion de l'ordre de cristallisation.

Les filons à sulfures, mis en place ensuite, montrent une paragenèse polymétallique où, en dehors de la cassitérite et de la wolframite, prédominent l'arsénopyrite et la chalcopyrite, avec des phases de Bi-Pb-Ag-Sb. L'association (berthierite+jamesonite) est stable expérimentalement de 500 à 400 °C, (Chang et Knowles, 1977). Le déficit en Plomb et l'excès de Fer des jamesonites analysées traduirait des conditions de formation de haute température ( $> 400$  °C). Le caractère bismuthinifère des berthierites et des jamesonites seraient également l'indice de conditions de température élevée. Le pourcentage atomique en Arsenic des arsénopyrites, dans le diagramme de Kretschmar et Scott (1977), indique des températures de formation comprises entre 490 et 330 °C. Le contenu en Fer des sphalérites donne des températures de dépôt de 370 à 300 °C (avec  $P = 1000$  atm., Kullerud, 1960).

## Organisation du faisceau filonien et origine des minéralisations

Dans une première période d'exploitation, les filons les plus importants étaient travaillés en tranchées étroites, limitées aux caisses filoniennes. La carte de ces tranchées, (fig.3a), montre que le réseau principal est constitué de deux faisceaux subparallèles se rejoignant au NE et au SW de la mine, et formant une ellipse avec une zone centrale dépourvue de filons. Dans la partie occidentale de cette zone centrale, le monzogranite porphyroïde montre localement une épisyénisation massive à chlorite-pyrite-fluorine. En roche, cette altération s'accompagne d'une augmentation des teneurs en étain qui passent de 10 ppm (moyenne des granites non altérés de la mine) à 80 ppm pour l'épisyénite.

Le relevé des directions et pendages des filons et filonetts minéralisés et des diaclases permet de dégager trois directions communes aux faisceaux Est et Ouest: une direction longitudinale NE-SW, conforme à l'allongement du linéament dans ce secteur, et deux directions transversales, N-S et NW-SE. Dans les deux faisceaux, les pendages des filons de même direction sont opposés et convergent en profondeur. Cette organisation rappelle les structures en "cone-sheet". Différents modèles ont été proposés pour ce type de fracturation. Quelque soit le modèle envisagé, une coupole intrusive provoquera dans son encaissant un ensemble de fractures en tension, disposées en cone-sheet, si la pression du magma est assez élevée.

De telles structures en cone-sheet sont connues en Espagne et au Portugal: - sous la forme de filons aplitiques à tourmaline (mine à W-Sn de Santa Comba, Cuenin et Gagny, 1983), - sous la forme de filons pegmatitiques minéralisés en Sn-Ta-Nb (mine de Las Navas, Marconnet, 1983), - sous la forme de filons de quartz à Sn-W (mine d'Ervedosa, (Portugal), Cl.Gagny: comm. orale, 1984 et Adam, 1985)...etc. Dans ces différents cas, les structures en cone-sheet et les minéralisations qu'elles contiennent sont associées à la mise en place d'un endogranite. Dans le modèle proposé par Nesen (1981) pour les mines de Santa Comba et Fontao, les gisements sont localisés dans un complexe d'endogranite à stockscheider - exgranites. La minéralisation stannowolframifère est exprimée d'une part en dissémination dans l'endogranite, d'autre part dans des filons de quartz centrés sur l'endogranite et recouvrant l'ensemble du complexe.

A Monteneme, différents éléments de l'organisation des filons minéralisés (absence de stries aux épontes, absence de déformation tectonique du contenu filonien, caractère parfois géodique des filons à sulfures...) nous amènent à considérer une mise en place en régime distensif. Les granites observés à la surface de la mine ne peuvent pas, vu leurs fortes déformations plastiques et leurs faibles teneurs en W-Sn, être à l'origine de ces minéralisations. Ces différentes observations permettent de supposer la présence d'une coupole cachée à caractère endogranitique responsable de ces minéralisations. La position de la zone d'épisyénisation à chlorite-pyrite-fluorine, située dans la zone dépourvue de filon, mais à proximité du faisceau Ouest (fig.3a), pourrait signifier que le sommet de la coupole endogranitique, responsable de cette altération, est plus proche du faisceau Ouest que du faisceau Est. La profondeur de cet apex peut être estimée grâce aux valeurs moyennes des filons convergents de chaque faisceau du cone-sheet (fig.3b): les points de convergence se situent entre -400 et -150 m en dessous du niveau moyen de la mine, le chiffre minimal étant obtenu en considérant les filons à sulfures à pendages plus faibles, l'apex étant, en tout état de cause, à une profondeur moindre.

## Conclusion

La mine de Monteneme est donc un exemple de gisement placé dans un linéament granitique où l'expression des minéralisations n'est absolument pas liée aux granites encaissants, mais à une coupole cachée à caractère endogranitique. Le système filonien organisé en cone-sheet elliptique serait émis par une intrusion d'endogranite semblable à celui visible dans le cas de la mine de Santa Comba, située à 15 Km au Sud de Monteneme. Il faudrait que le niveau d'érosion soit calé au niveau structural de l'apex endogranitique pour que tous les éléments du système soient identifiables (cas des gisements W-Sn de Fontao et Santa Comba). En l'absence de l'endogranite, on a souvent tendance à lier les filons minéralisés aux granites encaissants. Au niveau d'érosion actuel, la minéralisation est contenue dans une succession de type de filons, avec des paragenèses différentes évoluant avec la chute des conditions de température. Enfin, les phases accessoires à Bi, Pb, Ag et Sb, pourraient servir de traceurs phénoménologiques: structures profondes canalisant l'expression de ces types de métaux (cf. Klominsky et al. 1971, Karup-Moller et Makovicky 1981).

## Bibliographie

Adam D. (1985) - Contrôle structural régional de la mine d'étain d'Ervedosa (Tras Os Montes, Portugal). Résumé de communication orale, EUG .

Chang L.L.Y. et Knowles C.R. (1977) - Phase relations in the systems PbS-Fe(1-x)S-Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub> and PbS-Fe(1-x)-Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>. Canad. Miner. 15, p.374-379.

Chappel B.W. et White A.J.R. (1974) - Two contrasting granite type. Pacific Geol. 8, p.173-174.

Clark A.M. (1970) - Manganese-Iron ratios in wolframite, South Crofty mine, Cornwall: a discussion. Econ. Geol. 65, p.889-892.

Cuenin O. et Gagny Cl. (1983) - Guides structuraux pour la prospection des coupoles endogranitiques à potentiel minéralisateur en Sn-W : Le cas de la mine de Santa Comba (Galice, Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 297, Série II, p. 149-152.

Courrioux G. et Gouanvic Y. (1982) - Les zones de cisaillement ductile de Monteneme et Puentedeume (Galice, Espagne). Leurs rapports avec les complexes basiques d'Ordenes et du Cabo Ortegal dans le modèle de poinçonnement rigide-plastique. C.R. Acad. Sci. Paris, t.295, II, p.69-72.

Gouanvic Y. (1983) - Métallogénie à Tungstène-Etain et Or dans le linéament granitique de Monteneme (Nord-Ouest Galice, Espagne) : un exemple d'évolution dans une zone de cisaillement ductile hercynienne. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 249p.

Gouanvic Y. et Babkine J. (1983) - Découverte de sulfosels de Bi-Pb-Ag dans la mine de Tungstène-Etain de Monteneme (Galice, Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 296, série II, p. 639-644.

Gouanvic Y. et Babkine J. (1985) - Métallogénie du gisement à Tungstène-Etain de Monteneme (NW Galice, Espagne). Mineral. Deposita, 20, p.8-15.

Gouanvic Y., Babkine J. et Dusausoy Y. (1983) - Minéraux bismuthinifères et antimonifères dans la paragenèse sulfurée du gisement W-Sn de Monteneme NW Galice, Espagne). 61ème conf. annuelle D.M.F. - Réunion commune D.M.F - S.F.M.C., Sept. 83, Münster, 1p.

Gouanvic Y. et Gagny Cl. (1983) - Les muscovites dans l'évolution pétrologique des granites du linéament de Monteneme (NW Espagne). Réunion commune S.M.F.C - S.G.F, "Evolution des associations minéralogiques en milieu magmatique", Nov. 1983, résumé de comm. 1p.

Horner C. (1979) - Solubility and hydrolysis of FeWO<sub>4</sub> and MnWO<sub>4</sub> in the 25°-300°C range, and the zonation of wolframite. Chemical Geology, 27, p. 85-97.

Karup-Moller S. et Makovicky E. (1981) - Ag and Bi-rich heyrovskyite from the Bi-W-Mo mineralization at Castlegar, British Columbia. Canad. Mineralogist, 19, p. 349-353.

Klominsky J., Rieder M., Kieft C. et Mratz L. (1971) - Heyrovskyite,  $6(\text{Pb}0.86\text{Bi}0.08(\text{Ag},\text{Cu})0.04)\text{S}\cdot\text{Bi}_2\text{S}_3$  from hurky, Czechoslovakia, a new mineral of genetic interest. Mineral. Deposita, 6, p. 133-147.

Kretschmar U. et Scott S.D. (1976) - Phase relation involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. Canad. Mineralogist, 14, p. 364-386.

Kullerud G. (1953) - The FeS-ZnS system, a geological thermometer. Norsk. Geol. Tidsskr., 32, p. 61-147.

Marconnet B. et Gagny Cl. (1983) - La mine de las Navas: des filons de pegmatite à cassitérite en cone-sheet elliptique sur une intrusion granitique à prospector (province de Caceres, Espagne). Manuscrit déposé, 20p.

McIntire W.L. (1963) - Trace element partition coefficients- a review of theory and application to Geology. Geochim. Cosmochim. Acta, 27, p. 1209-1264.

Mineraly (1965) - Izdat. Akad. Nauk. SSSR, Moscou, t.2 (2ème partie), p. 259, (in russian).

Nesen G. (1981) - Le modèle exogranite-endogranite à stockscheider et la métallogénie Sn-W. Etude des gisements de Fontao et Santa Comba (Galice, NW de la péninsule Ibérique). Thèse 3 ème cycle, Univ. Nancy I, 327 p.

Taylor R.G. et Hosking K.F.G. (1970) - Manganese-Iron ratios in wolframite South Crofty mine, Cornwall. Econ. Geol., 65, p. 47-53.

Tischendorf G. (1977) - Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. M.A.W.A.M., vol. 2, p. 41-96.

#### Légende des figures

Fig.1: Situation du gisement W-Sn de Monteneme (MTM) dans la géologie régionale de la Galice. 1: Linéament granitique de Monteneme, 2: Granitoïdes hercyniens, 3: Complexes basiques et ultrabasiques, 4: Métasédiments précambriens et paléozoïques, 5 Principaux gisements à W ou Sn; SC Santa comba, SF San Finx, F Fontao, B Beariz, LS La Sultana, S Las Sombras.

Fig.2: Carte géologique simplifiée de la mine de Monteneme . 1: Monzogranite porphyroïde à deux micas, 2: Monzogranite à deux micas et à grain fin, 3: Monzogranite épisyénitisé à chlorite-pyrine-fluorine, 4: Septa métamorphiques, 5: Faille remplie de quartz stérile, 6: Carrières d'exploitation, 7: Principaux filons minéralisés.

Fig.3: Interprétation du gisement de Monteneme.

Fig. 3a: Carte des tranchées anciennes d'exploitation des principaux filons minéralisés, avec en pointillé les limites de la zone centrale dépourvue de filons. (A-B): direction de la coupe de la figure 3b.

Fig. 3b: Coupe interprétative du cone sheet filonien minéralisé: Présence d'une coupole cachée à caractère endogranitique. 1: Encaissants monzogranitiques, 2: Monzogranite porphyroïde épisyénitisé, 3: Endogranite supposé, 4: Septa métamorphique, 5: Faille à Quartz stérile, 6: Faisceau filonien minéralisé organisé en cone sheet.





