



Le district de Montredon-Labessonnié (Tarn)

W, Sn, F

P. BÉZIAT, J. P. PROUHET et F. TOLLON

26° CGI



**DELEGATION GENERALE
A LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE**

Gisements Français
Fascicule E 7

Le district de Montredon-Labessonnié, Tarn

W, Sn, F

P. BÉZIAT *, J. P. PROUHET * et F. TOLLON **

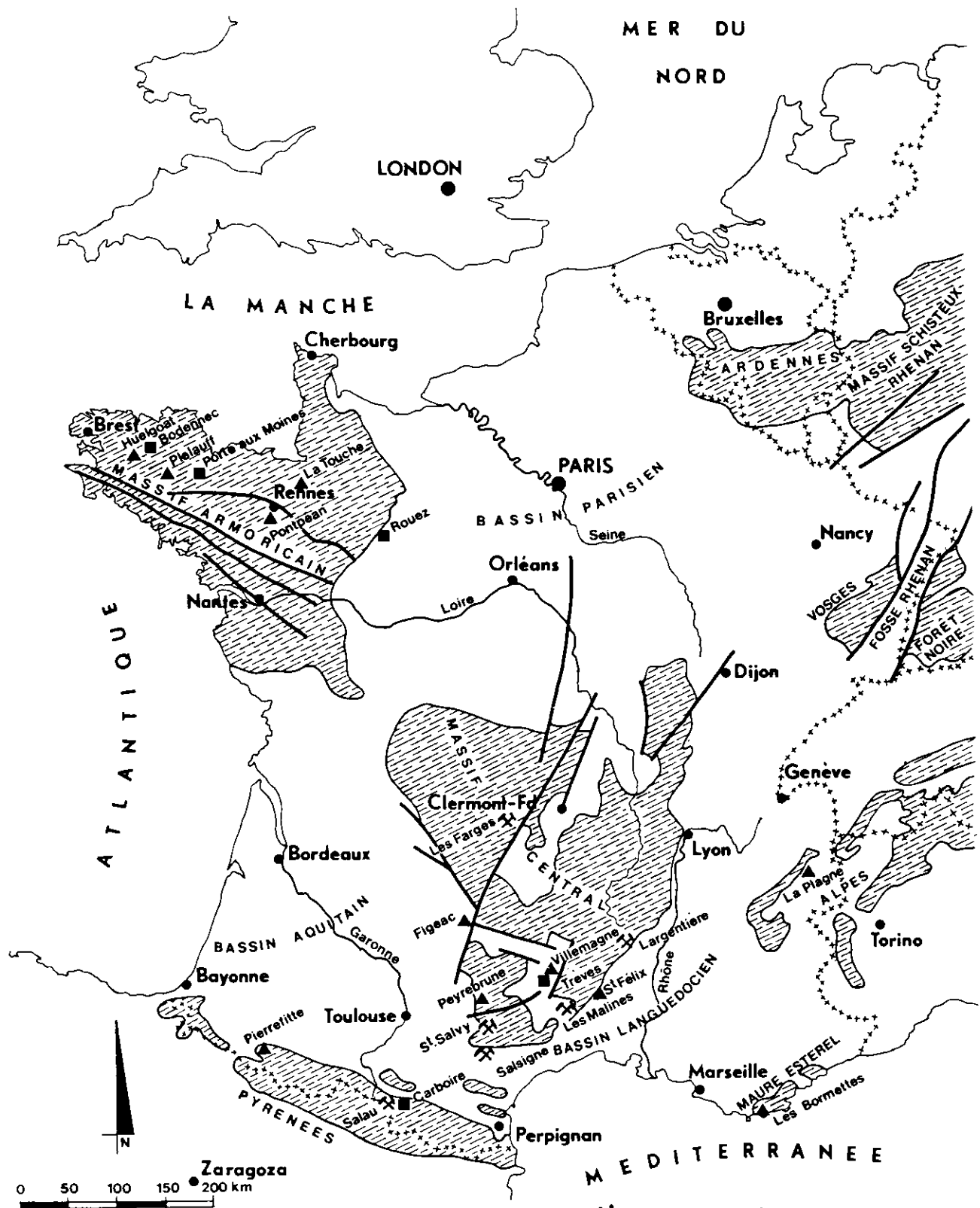
Société Minière
de Montredon

* BRGM, Division Minière du Sud-Ouest, Toulouse.

** Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie associé au CNRS, n° 67, Université Paul Sabatier, Toulouse.

26^e CGI

Gisements Français
Fascicule E 7



Couverture mésozoïque et post-mésozoïque
 Substratum paléozoïque et ancien

Les grandes unités géologiques de la France.
 Localisation des principales concentrations minérales.

Mines en exploitation
 Mines fermées
 Objectifs en recherches

Main geological structures of France
 and location of main ore deposits.

Résumé

Le district à W (Sn-F) de Montredon-Labessonnié (Tarn) représente un enjeu métal global d'environ 30 000 tonnes de WO_3 dont seulement 800 tonnes ont été exploitées entre 1955 et 1960 par la Compagnie Minière de Montredon. Ces 800 tonnes de WO_3 provenaient de 80 000 tonnes de minerai extrait de filons de quartz à wolframite, minéralisation la plus anciennement connue du district (1942). Les études effectuées depuis 1960 (BRGM ⁽¹⁾ SMMP ⁽²⁾ - CMM ⁽³⁾ - SOMICA ⁽⁴⁾ en collaboration avec l'UPS ⁽⁵⁾) ont amené la découverte, d'une part, d'autres systèmes filoniens à wolframite-scheelite et, d'autre part, d'une minéralisation stratiforme en scheelite et fluorine dont l'ensemble définit le district à W (Sn-F) de Montredon-Labessonnié. Ce district est situé au sud du Massif Central français (méridien de Paris), à 80 km à l'E-NE de Toulouse (600 000 hab.) et à 20 km au NE de Castres (50 000 hab.).

L'ensemble du district se superpose à une structure en dôme des terrains cambro-ordoviciens qui constituent le contexte lithologique régional (Albigeois cristallin, Fig. 1). Ces terrains se composent d'une série schisto-gréseuse à niveaux volcano-détritiques (série verte) appartenant au Cambrien moyen. Le cœur de la structure est constitué par une série noire schisto-carbonatée, surmontant des micaschistes qui entourent un massif d'orthogneiss. Ces terrains sont affectés par des déformations souples et cassantes représentant des stades évolutifs de l'orogénèse hercynienne. Les structures souples majeures (plis 2 isoclinaux, schistosité S_2) affectent l'ensemble de ces terrains ; l'orthogneiss admet une foliation cataclastique. Des décollements tangentiels importants se localisent dans le plan de la schistosité S_2 . Des structures souples plus tardives (plis de serrage ou « buckling ») se superposent aux précédentes et donnent deux systèmes de plis : plis N 30° de style chevrons ; plis N 110° de style kinks-bands. Les plis d'axe N 30° sont responsables de la structure en dôme, d'échelle cartographique.

Parallèlement à cette tectonique évolutive, un magmatisme permanent se manifeste dans le district, depuis la mise en place de l'orthogneiss (530 M.A. ?) et ses faciès de bordure repris dans la schistosité majeure S_2 , jusqu'à la mise en place de granodiorites (type Sidobre et Peyrebrune, 290 M.A.) et de filons aplitiques et pegmatitiques séchants.

Les massifs granodioritiques se mettent en place entre la déformation isoclinale majeure (Schistosité de flux S_2 et minéraux de métamorphisme orientés dans S_2) et les déformations tardives (filons d'aplite et pegmatite dans les plans axiaux des plis P_3 - P_4).

La tectonique cassante est étroitement contrôlée par la tectonique souple tardive et par la fin de mise en place des masses granitiques : fractures N 130° perpendiculaires aux axes de granitisation, fractures N 130° à N 110° perpendiculaires aux axes de plis tardifs N 30°, fractures EW parallèles aux plis tardifs EW. Ces directions principales de fractures sont reprises par des décrochements horizontaux (décrochements tardihercyniens) et verticaux (tectonique pyrénéo-alpine).

Le district à W (Sn-F) de Montredon se place dans la zone de recouvrement de deux domaines métallogéniques régionaux : le domaine à Pb-Zn du versant nord de la Montagne Noire (district de St-Salvy), au Sud, et le domaine à F-Ba de l'Albigeois (Mines de Montroc, le Burc et Trébas), au nord. Le district à W (Sn-F) est strictement localisé sur la structure en dôme de Montredon. Dans ce district, la zonalité des paragenèses filoniennes dans le temps apparaît conforme à l'évolution tectonique décrite précédemment : filons N 130° à paragenèse hypothermales (W-Sn-As-F), filons EW à paragenèses mésothermales (Pb-Zn) et/ou épithermales (F-Ba).

On constate régionalement que les minéralisations développées dans les strates du sommet de la série noire sont à blende dominante (jusqu'à plusieurs pour-cent sur des puissances décimétriques à métriques) dans le versant nord de la Montagne noire (district de Saint-Salvy) alors que vers le sud, dans l'Albigeois les teneurs en zinc y restent fortes (2 000 g/t) mais que la scheelite et la fluorine y sont minéralogiquement exprimées (l'Hom-Haut, Auriol). Les analyses géochimiques en roche montrent que la série noire est très nettement anormale en Zn, Pb, Ba, F, B, Cu, Be, As, Sn, W, avec en outre un niveau repère à nodules phosphatés alors que la série verte est banale. Les résultats des analyses géochimiques en sol confirment régionalement ces résultats et l'on dessine très exactement la série noire dans la région de Montredon par l'association F-W-Sn-As (Zn-Ba) tandis que dans le district de Saint-Salvy c'est l'association Zn-Cd, P, (F) qui est dominante.

(1) Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Inventaire de la France Métropolitaine.

(2) Société Minière et Métallurgique de Penarroya.

(3) Compagnie Minière de Montredon.

(4) Société Centrale de Mines et Carrières Jean Guillems et Cie.

(5) Laboratoire de Minéralogie, associé au CNRS, Université Paul-Sabatier, Toulouse.

Les minéralisations filoniennes à W-Sn (F) : le champ filonien à wolframite de la Frégère (Montredon-Labessonnié).

Le champ filonien du ravin de la Frégère est situé à 2 km au Nord de Montredon-Labessonnié. L'enveloppe économique du gisement actuellement reconnu (travaux miniers et sondages) est évaluée à 1,5 million de tonnes de quartz à 0,7 % de WO₃, dont 80 000 tonnes à 1,08 % ont déjà été exploitées (1955 à 1960 - CMM). Une étude d'exploitabilité en carrière est actuellement en cours (1979 — BRGM-SMMP).

L'encaissant du système filonien est formé par les micaschistes et l'orthogneiss. Les micaschistes contiennent un matériel quartzofeldspathique, localement abondant, qui évoque un apport tuffacé. Près du contact avec l'orthogneiss, ils se chargent en tourmaline.

L'orthogneiss présente des faciès grenus et porphyriques, au centre, et des faciès fins, à la périphérie.

Les filons de quartz N 130° E recoupent l'orthogneiss et les micaschistes. Ils sont eux-mêmes recoupés, au nord, par le dyke quartzeux EW (paragénèse F-Ba) de Roquemaure qui limite le gisement actuellement reconnu. Une couverture d'argile à graviers éocènes recouvre les différentes formations lithologiques, dès la cote 500 m. La déformation souple majeure (plis P₂, schistosité S₂) affecte les micaschistes et l'orthogneiss : plis isoclinaux et figures de transposition S₁-S₂. La schistosité S₂ est elle-même déformée par les plis tardifs de serrage P₃-P₄ qui interfèrent en donnant des structures en dômes et bassins. C'est dans un de ces bassins (ou « cuvette »), préservé de l'érosion tertiaire, qu'affleure le champ filonien de la Frégère.

Celui-ci est actuellement connu (travaux miniers) sur 600 m de long (direction N 130° E) et sur 300 m de large. La profondeur de l'orthogneiss, dans l'axe de la cuvette, est de 100 m.

Le champ filonien est formé par 2 groupes de filons (groupe A et groupe B) composés chacun des filons épais (0,30 à 2 m de puissance) et par des filons minces (< 0,30 m). Les filons épais sont plus réguliers que les filons minces qui présentent fréquemment des tracés en « baïonnettes » dans le plan horizontal ou vertical. La direction et le pendage moyen des filons sont de N 130° E et de 60° Sud. Les micaschistes ont eux une direction N 100° E et un pendage moyen 35° Nord.

Les filons sont essentiellement formés de quartz accompagné très localement de feldspath et de tourmaline. Leurs épontes sont soulignées par un liséré de muscovite et un développement plus ou moins abondant de tourmaline. Le minéral principal de tungstène est la wolframite ($\frac{\text{FeO}}{\text{MnO}} = 1,4$), la scheelite primaire étant rare. La répartition de la wolframite dans les filons est très hétérogène, conformément à ce type de gisement. Cassitérite, fluorine et héryl (rares) accompagnent la wolframite ainsi que des sulfures (0,01 %) qui sont, par ordre d'importance : pyrite, mispickel, marcasite, chalcoppyrite, blende, stannite, bismuth natif, bismuthinite, cosalite et, en trace, or natif et électrum. La scheelite constitue le minéral d'altération de la wolframite le plus fréquent. En surface une altération plus poussée conduit à une pseudomorphose de la wolframite par de la goéthite et de l'hématite, puis aboutit à la formation de boxworks.

L'étude structurale du système filonien et de son encaissant conduit à une interprétation cinématique : les filons sont assimilés à des fentes de tensions précoces, orthogonales à l'axe du bombement majeur P₃ (N 30°) (diaclasses ac). Ils sont ensuite déformés (fractures conjuguées) par les plis P₄, de style kinks-bands et par un diaclasage général NS-EW.

Minéralisations stratiformes à W-F-Sn : scheelite et fluorine stratiforme d'Auriole et de l'Hom-Haut.

Minéralisations d'Auriole.

Les minéralisations d'Auriole (ferme d'Auriole) sont situées dans le ruisseau du Pujet, affluent de rive droite de l'Agout, à 6 km à SSW de Montredon et à 12 km au NNE de Castres. Découvertes en 1971 (SOMICA), les minéralisations font actuellement l'objet d'une étude économique (étude d'exploitabilité en carrière par la SMA ⁽¹⁾).

Les minéralisations d'Auriole sont localisées dans l'horizon d'alternances schisto-grése-carbonatées du sommet de la série noire. Le sommet de cette série est biseauté par un contact tangentiel situé à la base de la série schisto-gréseuse sus-jacente (série verte à niveaux volcano-détritiques). Le niveau minéralisé est constitué de passées quartzofeldspathiques parallèles à la schistosité S₂ et affectées par des plis mineurs P₃, N 30° et P₄, N 110° ; son pendage est faible vers l'ouest (15 à 25°). La zone minéralisée, reconnue avant 1975, varie entre 5 et 10 m de puissance et dessine un V dans la topographie de la vallée du Pujet, correspondant à un allongement de 400 m. Le niveau minéralisé est localement surmonté par un horizon rubéfié, à rognons siliceux, provenant de l'altération de lentilles carbonatées sommitales. Au-dessous de la tranche minéralisée, se développe un système de filons de quartz à scheelite de direction N 130°, leurs épontes tourmalinisées sur une puissance pouvant atteindre plusieurs décimètres renferment un peu de scheelite, fluorine et surtout des cristaux de mispickel. De rares filonnets de quartz sont minéralisés dans la série verte sus-jacente.

Les passées quartzofeldspathiques sont essentiellement constituées par : feldspaths (microcline-albite), fluorine, quartz et muscovite (rare). La scheelite se présente en agrégats de taille millimétrique ; la fluorine constitue jusqu'à 20 % de la roche : la

(1) SMA. Société Minière d'Anglade.

cassitérite en grain centimétrique est rare. Les schistes encaissants contiennent des petites plages de fluorine et de scheelite disséminées dans les strates.

Dans les filons, la scheelite forme des cristaux centimétriques subautomorphes ou des placages centimétriques dans les fractures du quartz. Elle est accompagnée de cassitérite et de mispickel dans une gangue de quartz, tourmaline et muscovite. La paragenèse des minéraux en traces est identique à celle des filons à wolframite de Montredon : pyrite, pyrrhotite, fluorine, mispickel, stannite, bismuth, bismuthinite, chalcopryrite, blende, or natif.

Minéralisations de l'Hom-Haut.

L'indice stratiforme de l'Hom-Haut est situé à 3 km, au nord de Montredon, près de la ferme de l'Hom-Haut. Les teneurs données par l'échantillonnage en masse de l'affleurement et par les sondages, varient entre 0,18 et 0,20 % WO_3 . L'importance économique de l'indice reste à évaluer.

Comme à Auriol, la minéralisation est localisée au sommet de la série noire, sous le contact tangentiel avec la série schistogréseuse verte. Cependant, la minéralisation est ici étroitement liée à la lithologie apparente (S_1 - S_2). En effet, la scheelite et la fluorine sont essentiellement localisées dans les niveaux gréseux centimétriques des alternances schisto-gréso-carbonatées. Les niveaux carbonatés à pyroxène (salite) sont peu ou pas minéralisés. À côté de cette présentation stratiforme *sensu stricto* de la minéralisation, on note la présence de petites lentilles quartzo-feldspathiques minéralisées, étirées dans la schistosité S_2 . L'ensemble des niveaux et des lentilles quartzo-feldspathiques est déformé par les plis chevrons P_3 (N 20°) et par les plis et fractures P_4 (N 110°). Un réseau de filons N 60° et N 130° recoupe la série noire et la série verte ; les premiers, d'extension kilométrique, sont des brèches à tourmaline où la scheelite n'existe que dans la zone proche des minéralisations stratiformes de l'Hom-Haut, les seconds dont les caractères structuraux sont les mêmes que ceux d'Auriol ou de Montredon n'ont de concentration notable en W qu'à leur intersection avec le sommet de la série noire et sont localement minéralisés dans la série verte dans les mêmes conditions que les filons N 60°.

Une première *paragenèse* correspond d'une part aux minéraux développés dans le litage du niveau lui-même : (1a) quartz, biotite, chlorites, sidérite, dolomite et calcite rares, scheelite, fluorine, mispickel, blende, pyrrhotite, pyrite, chalcopryrite, galène, pyroxène, tourmaline, allanite, anatase et d'autre part aux minéraux constituant les « amandes quartzo-feldspathiques » : (1b) quartz, plagioclase (An 10), fluorine (jaune), scheelite, mispickel, cassitérite, blende, chalcopryrite.

Une deuxième *paragenèse* s'observe, d'une part dans les fractures N 140° E à N 120° E : quartz, microcline, biotite, tourmaline, scheelite, fluorine violette, mispickel, cassitérite, blende, galène, wolframite, pyrite, pyrrhotite, bismuthinite, chalcopryrite, et d'autre part, dans les épontes de ces fractures : biotite, chlorite, tourmaline, pyroxène (salite), pyrrhotite, mispickel, scheelite (rare).

L'étude géochimique des minéralisations stratiformes et de leur contexte lithologique (série noire) met en évidence, d'une part, le rôle métallogénique régional du sommet de la série noire et, d'autre part, l'existence d'au moins deux phases de cristallisation des minéraux : l'une antérieure ou contemporaine de la schistosité S_2 , l'autre postérieure à cette schistosité (filons N 130°).

Conclusion

Le district à W, Sn, F de Montredon est caractérisé par trois métallogènes d'ordre régional favorisant la présence des minéralisations tungstifères :

- un métallogène d'ordre lithologique, niveau gréso-pélitique carbonaté du sommet de la série noire géochimiquement anomal en F-W-Sn-Zn-B-Be-As ;
- un métallogène d'ordre tectonique, fractures N 60° et N 130° liées aux bombements structuraux P_3 (N 30°) sur lesquels se développera préférentiellement la fracturation N 130° (fentes de tension) ;
- un métallogène « granitique » pressenti, dans le district de Montredon, par ses effets thermiques (2° génération de minéraux de métamorphisme), par des manifestations péri-batholitiques (aplites, rhyolites) et par la présence d'anomalies gravimétriques légères d'axes N 60° parallèles aux axes des corps batholitiques voisins (Sidobre).

Il est possible d'envisager deux hypothèses génétiques pour les minéralisations stratiformes : soit W, Sn, F... sont introduits dans la série gréso-carbonatée du sommet de la série noire à la faveur de la mise en place d'un leucogranite orthogneissifié par la phase majeure (S_2) (orthogneiss de Montredon), soit W, Sn, F... sont contemporains de la sédimentation, régionalement anormale en ces éléments, du sommet de la série noire (manifestation du volcanisme acide dont le démantèlement constitue la série détritique supérieure (série verte) ; la mise en place d'apex granitique (anomalie géophysique) permet le développement des amandes quartzo-feldspathiques uniquement minéralisées en scheelite et fluorine dans le sommet de la série noire (Auriol, l'Hom-Haut).

Quelle que soit l'hypothèse retenue, il est logique de penser que ces minéralisations stratiformes aient pu constituer la source proche des minéralisations filoniennes, la phase de déformation cassante N 130° permettant de remobiliser une partie du stock métal stratiforme pour donner les concentrations filoniennes de Montredon.

Abstract

The Montredon-Labessonnié W (Sn-F) district (Tarn) constitutes a target of about 30,000 tonnes of WO_3 of which only 800 tonnes were exploited by the Compagnie Minière de Montredon between 1955 and 1960. These 800 tonnes of WO_3 were derived from 80,000 tonnes of ore from wolframite quartz veins which were the first known mineralization in the district (1942). Studies since 1960 (BRGM-SMMP-CMM-SOMICA in association with UPS) led to the discovery of other wolfram-scheelite vein systems and of a fluorite and scheelite mineralization. These deposits define the Montredon-Labessonnié W (Sn-F) district located south of the French Massif Central on the meridian of Paris, 80 km E-NE of Toulouse (600,000 inhabitants) and 20 km NE of Castres (50,000 inhabitants).

The entire district is over a Cambro-Ordovician dome structure which is the regional lithological context (Albigeois crystallines, Fig. 1). This ground consists of a Middle Cambrian schisty gritty series with volcanodetrital layers (green series). The core of the structure consists of a black schisty carbonate series overlying micaschists enclosing an orthogneiss massif. The area shows elastic deformations and fracturing representing evolutionary stages of the Hercynian orogeny. The major elastic structures (isoclinal folds S_2 , schistosity S_2) affect the entire area. Orthogneiss shows cataclastic foliation. There are large-scale tangential slips along the S_2 schistosity plane. Later elastic structures (buckle folding) are superimposed and show two fold systems : N 30° kink fold style and N 110° kink band style. The N 30° folds produce the dome structure which is at mappable scale.

Along with the described tectonism linked to the evolutionary process, there is also permanent magmatism in the district from the emplacement of orthogneiss (530 MY ?) and border facies, also appearing in major S_2 schistosity, up to the emplacement of granodiorites (Sidobre and Peyrebrune type, 290 MY) and aplitic and pegmatitic veins cutting through these formations. The granodioritic massifs were emplaced between the major isoclinal deformation (schistosity S_2 and oriented metamorphic minerals in S_2) and late deformations (aplite and pegmatite veins on axial planes of folds P_3 - P_4).

Tectonic fracturing is highly determined by late elastic tectonic deformations and by the termination of the emplacement of granitic masses : N 130° fractures perpendicular to granitization axes, N 130°-N 110° fractures perpendicular to axes of late N 30° folds, EW fractures parallel to late EW folds. The main fracturing directions also appear in horizontal slips (Late Hercynian slips) and vertical slips (Pyrenees-Alps tectonism).

The Montredon W (Sn-F) district is located at the intersection of two regional metallogenic domains : Pb-Zn domain of northern slope of Montagne Noire (Saint-Salvy district) in the south and the F-Ba Albigeois domain (Montroc, Burc and Trébas mines) in north. The W (Sn-F) district is located strictly over the Montredon dome structure. In this district zonation of vein paragenesis seems to agree with the tectonic evolution described above : N 130° veins with hydrothermal parageneses (W-Sn-As-F), EW veins with mesothermal parageneses (Pb-Zn) and/or epithermal parageneses (F-Ba).

It is observed regionally that mineralizations in black series summit beds consist mainly of blende (up to several percent for thicknesses in decimeter to meter range) on the northern slope of the Montagne Noire (Saint-Salvy district); and in the Albigeois to the north, zinc contents are still high (2 000 g/t) while scheelite and fluorite are disseminated (L'Hon-Haut, Auriol). Rock geochemical analyses show that the black series is definitely anomalous for Zn, Pb, F, B, Cu, Be, As, Sn, W with a phosphate nodule marker bed while the green series has no special characteristics. Soil geochemical analyses regionally confirm these results and the black series can be very exactly outlined in the Montredon region by the F-W-Sn-As(Zn-Ba) association while the dominant association in the Saint-Salvy district is Zn-Cd, P(F).

W-Sn (F) Vein Mineralizations : Frégère Vein Field (Montredon-Labessonnié).

The vein field of the Frégère trench is located 2 km north of Montredon-Labessonnié. The economic resources of the deposit as now explored (mining works and drillings) is estimated at 1.5 million tonnes of quartz containing 0.7 % of WO_3 of which 80,000 tonnes at 1.08 % have already been worked (1955-1960 - CMM). A quarry-method workability study is now being made (1979 - BRGM-SMMP).

Country rocks for the vein field consists of micaschists and orthogneiss. The micaschists contain a locally abundant quartzofeldspar material which seems to hold some tuffs. Near the orthogneiss contact the micaschists grade into tourmaline.

The orthogneiss shows granular and porphyritic facies in the center and fine facies on the periphery.

The N 130° E quartz veins cut the orthogneiss and micaschists and in the north are themselves cut by the Roquemaure EW quartzose dike (F-Ba paragenesis) which bounds the deposit as now explored. A layer of clays with Eocene gravels covers the various lithological formations from the 500 m elevation. The major elastic deformation (folds P_2 , schistosity S_2) affected micaschists and orthogneiss : isoclinal folds and S_1 - S_2 transposition shapes. Schistosity S_2 is also deformed by late buckle folds P_3 - P_4 whose interference produces dome and basin structures. The Frégère vein field outcrops in one of these basins preserved from Tertiary erosion.

The vein field has been explored by mine works over a length of 600 m (direction N 130° E) and a width of 300 m. Orthogneiss depth along the basin axis is 100 m.

The vein field consists of 2 groups of veins (group A and group B) each of which consists of thick veins (0.30-2 m thick) and thin veins (< 0.30 m). The thick veins are more regular than the thin veins which frequently show « bayonet »-type structures on the horizontal or vertical plane. Vein directions and average dips are N 130° E and 60° south. The micaschists have a direction of N 100° E and an average dip of 35° N.

The veins consist essentially of quartz which is accompanied very locally by feldspar and tourmaline. The walls are indicated by a fringe of muscovite and more or less abundant tourmaline. The main tungsten mineral is wolframite $\frac{\text{FeO}}{\text{MnO}} = 1.4$ and primary scheelite is rare. Wolframite is very heterogeneously distributed in the veins as is usual in this type of deposit. The wolframite is accompanied by rare cassiterite, fluorite and beryl and there are also sulphides (0.01 %) which by order of importance are as follows : pyrite, mispickel, marcasite, chalcopryrite, blende, stannite, native bismuth, bismuthinite, cosalite and traces of native gold and electrum. Scheelite is the most frequent wolframite alteration mineral. More intensive alteration at the surface leads to pseudomorphism of wolframite by goethite and hematite and then to the formation of boxworks.

• A kinematic interpretation has been given for the vein system and its country rock : the veins are assimilated to early tension cracks orthogonal to major axis culmination P_3 (cracks ac). The veins were then deformed and fractured by kink band style folds P_4 and by general NS-EW cracking.

W-F-Sn Stratiform Mineralizations : Auriole and L'Hom-Haut stratiform scheelite and fluorite.

The Auriole (Auriole farm) mineralizations are located in the Pujet stream, a right bank affluent of the Agout, 6 km SSW of Montredon and 12 km NNE of Castres. They were discovered in 1971 (SOMICA) and are now being studied from the economic point of view (quarry method workability study by SMA ⁽¹⁾).

The Auriole mineralizations are in the horizon of schist-grit-carbonate alterantions in the black series summit. The summit of this series is wedged out by a tangential contact at the base of the overlying schisty-gritty series (green series with volcanodetrital layers). The mineralized layer consists of quartz-feldspar partings parallel to schistosity S_2 and is affected by minor folds P_3 , N 30° and P_4 , N 110°. Dip is slight and westwards (15-25°). The mineralized zone explored before 1975 has a thickness varying from 5-10 m and forms a V in the topography of the valley of the Pujet which has an extension of 400 m. The mineralized layer is locally overlain by a red horizon with siliceous nodules due to alteration of summit carbonate lenses. Below the mineralized layer is a system of scheelite quartz veins with a N 130° direction. The walls are tourmalinized over a thickness which may amount to several decimeters and contain small amounts of scheelite, fluorite and especially mispickel crystals. There are rare quartz veins in the overlying green series.

The quartz-feldspar partings consist essentially of : feldspars (microlite-albite), fluorite, quartz and muscovite (rare). Scheelite is in aggregates in the millimeter range. Fluorite constitutes up to 20 % of the rock. Cassiterite is in grains in the centimeter range and is rare. The schists enclose small patches of fluorite and scheelite disseminated in the beds.

In the veins there are centimeter-range subautomorphic crystals or coatings of scheelite in the quartz fracture. The scheelite is accompanied by cassiterite and mispickel in a quartz, tourmaline and muscovite gangue. Paragenesis for trace elements is identical to that of the Montredon wolframite veins : pyrite, pyrrhotite, fluorite, mispickel, stannite, bismuth, bismuthinite, chalcopryrite, blende, native gold.

L'Hom-Haut mineralizations

The L'Hom-Haut stratiform occurrence is 3 km north of Montredon near the L'Hom-Haut farm (Fig. 4). Contents, as indicated by sampling of the outcrop and by drillings, vary from 0.18 to 0.20 % WO_3 . The economic value of the occurrence has not yet been evaluated.

As at Aureole, the mineralization is at the summit of the black series under tangential contact with the green schisty-gritty series ; but in this case the mineralization is closely linked to the apparent lithology (S_1 - S_2). Scheelite and fluorite are located essentially in centimeter-range gritty layers of schist-grit-carbonate alternations. Carbonate layers with pyroxene (salite) contain

(1) SMA : Société Minière d'Anglade.

little or no mineralization. Along with the sensu stricto stratiform configuration of the mineralization there are also small quartz-feldspar mineralized lenses extending along schistosity S_2 . The set of layers and quartz-feldspar lenses are deformed by kink folds P_3 ($N 20^\circ$) and folds and fractures P_4 ($N 110^\circ$). A vein network $N 60^\circ$ and $N 130^\circ$ cuts the black series and green series. The $N 60^\circ$ veins cover about a kilometer and are tourmaline breccias containing scheelite only in the zone near the stratiform L'Homme-Haut mineralizations. The $N 130^\circ$ veins have the same structural characteristics as the Auriol or Montredon veins but contain no important concentrations of W except at their intersection with the black series summit and are locally mineralized in the green series under the same conditions as the $N 60^\circ$ series.

A first *paragenesis* consists of minerals in the shaly structure of the bed : quartz, biotite, chlorites, siderite, rare dolomite and calcite, scheelite, fluorite, mispickel, blende, pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, galena, pyroxene, tourmaline, allanite, anatase along with minerals making up the quartz-feldspar lenses (1b) : quartz, plagioclase (An 10), (yellow) fluorite, scheelite, mispickel, cassiterite, blende, chalcopyrite.

A second *paragenesis* is in the $N 140^\circ$ - $N 120^\circ$ E fractures : quartz, microcline, biotite, tourmaline, scheelite, violet fluorite, mispickel, cassiterite, blende, galena, wolframite, pyrite, pyrrhotite, bismuthinite, chalcopyrite and in the fracture walls : biotite, chlorite, tourmaline, pyroxene (salite), pyrrhotite, mispickel, (rare) scheelite.

Geochemical analysis of stratiform mineralizations and their lithological context (black series) show the regional metallogenic role of the black series summit and the existence of at least two mineral crystallisation phases : one previous to or contemporary with schistosity S_2 and the other occurring after the formation of this schistosity ($N 130^\circ$ veins).

Conclusion

The Montredon W, Sn, F district is characterized by three regional metallogenetic favoring tungsten-bearing mineralizations : – Lithological – type metallogenetic = carbonate gritty pelitic layer at black series summit with geochemical anomaly for F-W-Sn-Zn-B-Be-As ;

– Tectonic-type metallogenetic : $N 60^\circ$ and $N 130^\circ$ fractures linked to structural culminations P_3 ($N 30^\circ$) over which fracturing $N 130^\circ$ tends to occur (tension cracks) ;

– Granitic metallogenetic with an impact in the Montredon district through thermal effects (2nd generation of metamorphic minerals), peribatholithic manifestations (aprites, rhyolites) and slight gravimetric anomalies on $N 60^\circ$ axes parallel to neighboring batholithic bodies (Sidobre).

Two genetic hypotheses can be considered for the stratiform mineralizations : either W, Sn, F, etc. were introduced into the gritty carbonate series of the black series summit during emplacement of orthogneissified leucogranite by the major phase (S_2) (Montredon orthogneiss) ; or W, Sn, F, etc. are contemporary with sedimentation of the black series summit which is regionally anomalous for these elements (manifestation of acid volcanism which degraded and produced the upper detrital series (green series). The emplacement of the granitic apex (geophysical anomaly) led to the development of quartz-feldspar lenses containing only scheelite and fluorite in the summit of the black series (Auriol, L'Homme-Haut).

Whichever hypothesis is accepted, it is logical to suppose that these stratiform mineralizations could have been the proximate source for the vein mineralizations since the $N 130^\circ$ fracturing phase could have remobilized part of the stratiform metal stock and produced the Montredon vein concentrations.

Sommaire

1. Situation du district	11
2. Géologie régionale	13
2.1 — <i>Lithostratigraphie</i>	13
2.2 — <i>Tectonique</i>	13
2.3 — <i>Plutonisme et déformations</i>	17
2.4 — <i>Métamorphisme</i>	19
3. Minéralisations filoniennes à W, Sn (F)	21
3.1 — <i>Le champ filonien à wolframite de la Frégère : gisement de Montredon-Labessonnié</i>	21
3.1.1 — Historique	21
3.1.2 — Lithologie et structure de l'encaissant	21
1.2.1 — L'orthogneiss	21
1.2.2 — Les micaschistes	21
1.2.3 — La structure	23
3.1.3 — Relations filon-déformation	23
3.1.4 — Formes et dimensions des corps minéralisés	23
3.1.5 — Composition des corps minéralisés : minéralogie, paragenèse, succession	23
3.1.6 — Altérations	27
3.2 — <i>Les filons à scheelite du Budel</i>	27
4. — Minéralisations stratiformes à scheelite et fluorine	29
4.1 — <i>Historique</i>	29
4.2 — <i>Minéralisation stratiforme et filonienne à scheelite et fluorine d'Auriol</i>	29
4.2.1 — Situation	29
4.2.2 — Lithologie et structure de l'encaissant	29
4.2.3 — Forme et dimension des corps minéralisés	30
4.2.4 — Composition minéralogique et géochimique des corps minéralisés	30
2.4.1 — Minéralogie	30
2.4.2 — Paragenèse	30
2.4.3 — Géochimie	30
4.3 — <i>Minéralisation stratiforme à scheelite et fluorine de l'Hom-Haut.</i>	31
4.3.1 — Situation	31
4.3.2 — Lithologie et structure de l'encaissant	31
4.3.3 — Formes et dimensions du corps minéralisé	31
4.3.4 — Composition du corps minéralisé	31
3.4.1 — Minéralogie	31
3.4.2 — Paragenèse des minéralisations	32
4.3.5 — Géochimie des minéraux et des roches	32
4.3.6 — Axes bréchiques à tourmaline	34
4.4 — <i>Géochimie en sol de la zone de Montredon</i>	34
5. — Métallotectes et définition du district de Montredon	37
6. — Cadre métallogénique et géochimique régional	39
6.1 — <i>Cadre métallogénique régional</i>	39
6.2 — <i>Paragenèse et phases de fracturation régionale</i>	39
6.3 — <i>Géochimie régionale</i>	39
7 — Hypothèses métallogéniques	41

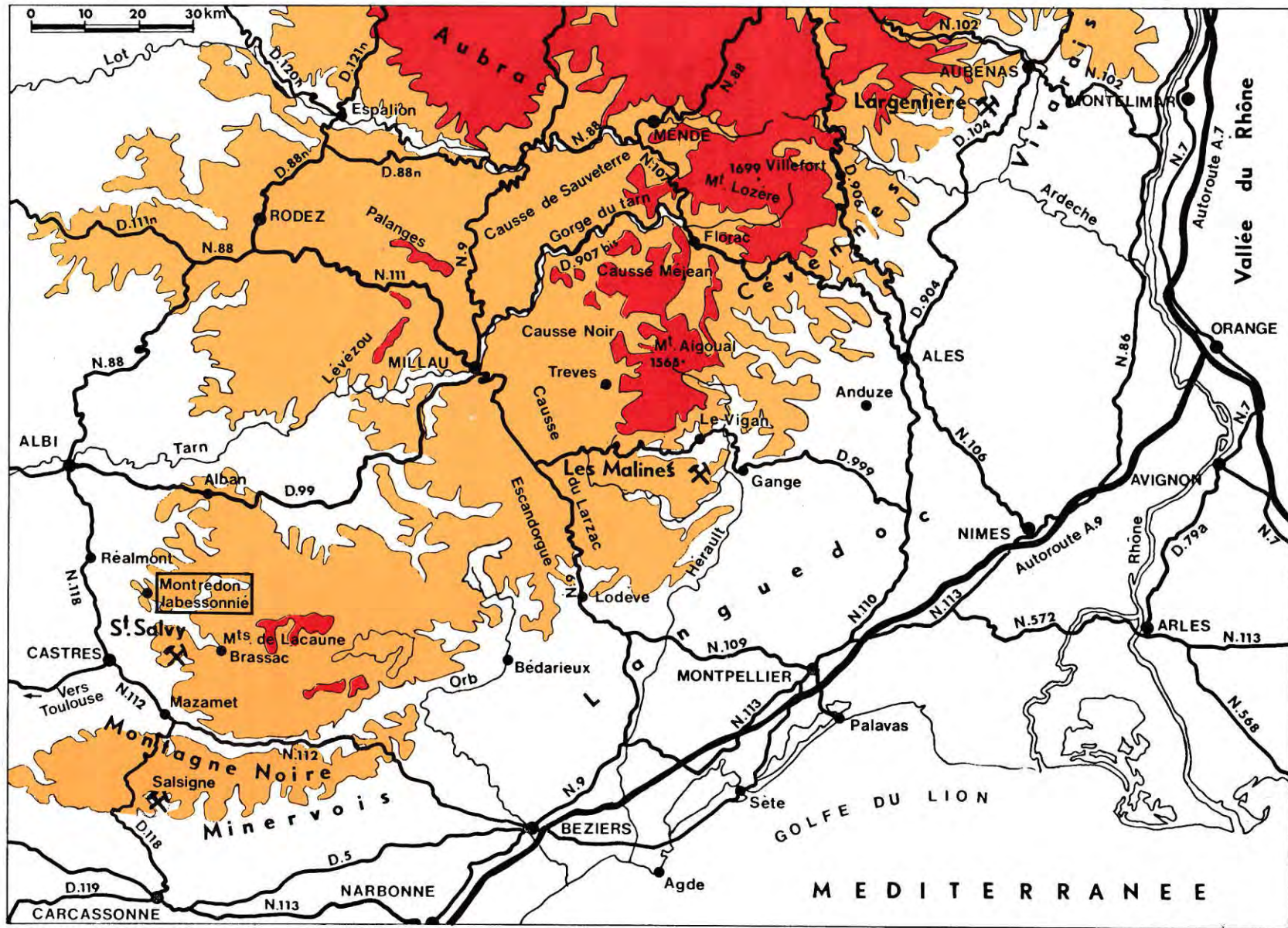


FIG. 1. — Les régions naturelles du sud du Massif central. Localisation géographique de la mine de Montredon-Labessonnié et des principales minéralisations régionales (hors U et Al).

Natural regions of the South of the Massif central. Localisation of Montredon-Labessonnié mine and other mines except for U and Al mines.



1. Situation du district

Géographie (fig. 1)

Le district à W-Sn-F de Montredon-Labessonnié (Tarn) est situé au Sud du Massif Central français (méridien de Paris), à 80 km à l'E-NE de Toulouse (600 000 hab.) et à 20 km au NE de Castres (50 000 hab.)

Le village de Montredon-Labessonnié (1 600 hab.) est situé sur les « Hauts Plateaux » de l'Albigeois cristallin (alt. 520 m) qui constituent l'extrémité méridionale du Massif Central. La région est sous la triple influence des climats : continental, océanique et méditerranéen. L'influence océanique est largement dominante : les vents d'ouest amènent des pluies relativement abondantes sur les reliefs (900 mm/an). L'agriculture et l'élevage sont très actifs dans la région. Cependant, l'économie de la région est encore largement influencée par l'industrie du granite du Sidobre tout proche (pierre funéraire et ornementale) et par l'industrie textile de la région castraise.

Géologie (fig. 2)

Les terrains paléozoïques de l'Albigeois sont limités, au nord, par le Rouergue cristallin, à l'est par le bassin permien de St-Affrique, au sud par le massif granitique du Sidobre et la Montagne Noire, à l'ouest par la plaine tertiaire de l'Albigeois et du bassin d'Aquitaine. Les minéralisations du district sont encaissées dans une série azoïque qui se relie vers l'est à la série cambro-ordovicienne du versant nord de la Montagne Noire (seul moyen de datation).

Gîtologie (fig. 2)

Les terrains paléozoïques de l'Albigeois et du versant nord de la Montagne Noire montrent de nombreuses minéralisations à caractère économique, notamment :

Fluorine

- du Burg (SOGEREM) — minerai extrait + réserves = 0,4 MT F_2Ca (exploitation en cours).
- de Montroc (SOGEREM) — minerai extrait + réserves = 1 MT F_2Ca (exploitation en cours);
- de Trébas (Société Minière des Mines de Trébas) — minerai extrait + réserves estimées = 0,2 MT F_2Ca .

Or

- de Salsigne (S.M.P.C. de Salsigne) — exploitation en cours. Métal extrait + réserves = 110 t. Au, 315 t. Ag et 600 000 t. As.

Plomb-Zinc

- de Peyrebrune (S.M.M.P. Penarroja). Métal extrait, Pb = 60 000 t; Zn = 35 000 t; Ag = 130 t (exploitation arrêtée).

Tungstène

- de Montredon (Cie Minière de Montredon). Minerai extrait = 80 000 t. à 1,08 % WO_3 (exploitation arrêtée).

Zinc

- de Saint-Salvy (S.M.M. Penarroja). — exploitation en cours. Métal extrait + réserves = 450 000 t. Zn et 400 t. Ag.

Ces minéralisations à caractère économique sont accompagnées de nombreux indices en cours d'exploration minière et d'indices géologiques qui confèrent à cette région une activité minière importante.

Potentiel économique

Le gisement filonien à wolframite de Montredon est évalué à 1,5 MT de quartz à environ 0,7 % de WO_3 . La découverte d'indices de scheelite stratiforme à Auriole et à l'Hom-Haut, distants l'un de l'autre de plus de 8 km, étend considérablement les potentialités métal de ce district.

Ainsi, l'ensemble des minéralisations du district de Montredon doit représenter un potentiel de 30 000 t. de WO_3 .

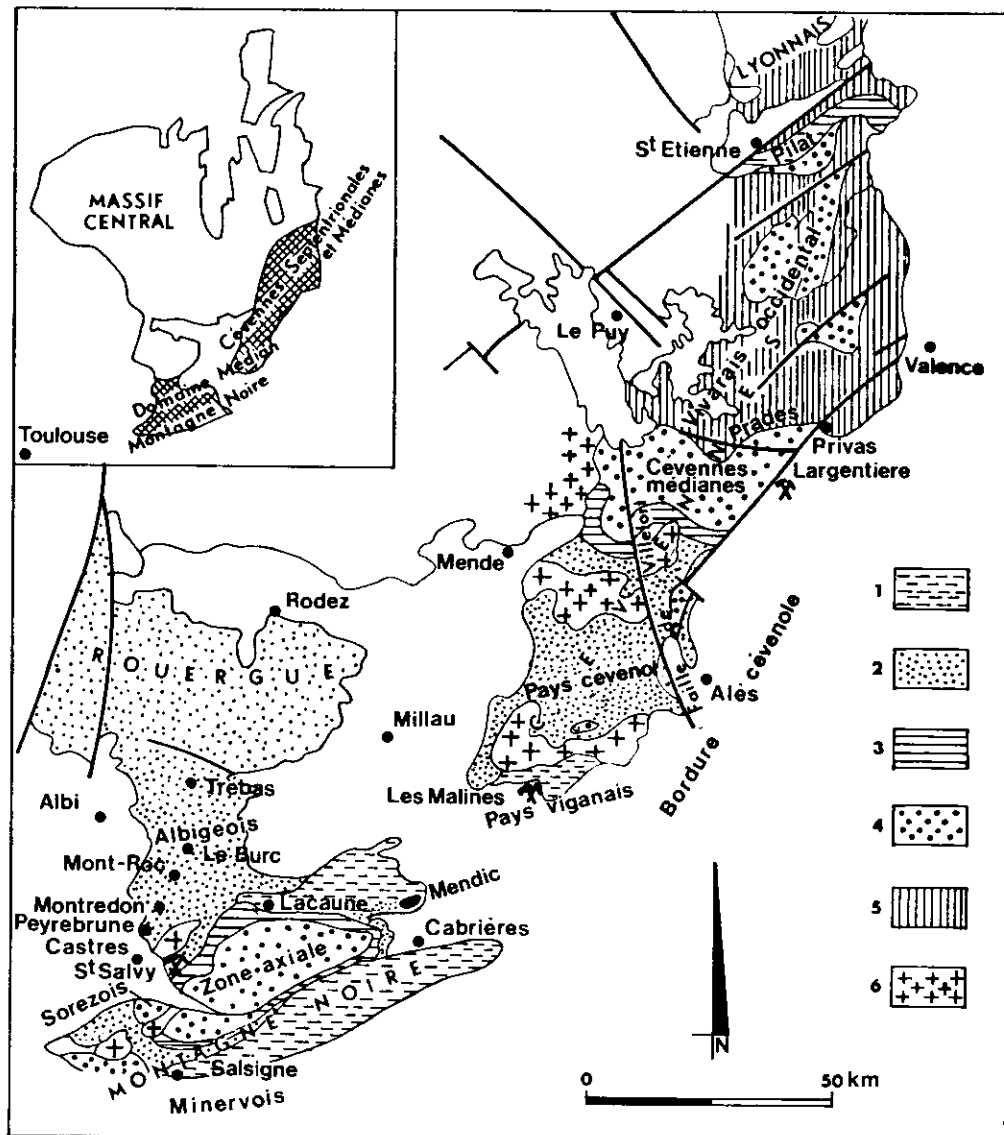


Fig. 2. — Les principales unités de socle du Sud du Massif central (d'après M. Chenevoy, in géologie de la France, J. Debelmas, 1974, modifié 1979).

- 1) Formations paléozoïques antécarbonifères non métamorphiques.
- 2) Formations épizonales.
- 3) Micas et gneiss.
- 4) Gneiss œillés et amygdalaires.
- 5) Formations du noyau Arverne.
- 6) Granites.

The main basement units of the South Massif Central (according to M. Chenevoy in *Geologie de la France*, J. Debelmas, 1974, revised in 1979).

- 1) Non-metamorphic Precarboniferous Paleozoic formations.
- 2) Epizonal formations.
- 3) Micaschists and gneiss.
- 4) Amygdaloidal and augen gneiss.
- 5) Arvernian district formations.
- 6) Granites.

2. Géologie régionale

2.1 Lithostratigraphie.

L'ensemble du district minéralisé se superpose à une structure en dôme des terrains cambo-ordoviciens, qui s'étend sur 12 km, en direction N 30° E, et sur 4 km, en direction N 110° E (fig. 3 et fig. 4).

Le cœur de cette structure est occupé par l'orthogneiss de Montredon et son enveloppe de micaschistes (fig. 4 et 5).

Cet ensemble est surmonté par une série de schistes noirs (série noire) et par une série schisto-gréseuse (série verte). Ces séries sont datées du Cambrien moyen et du Cambrien supérieur, par continuité cartographique avec les séries fossilifères du NE de la Montagne Noire.

La série noire comprend, de bas en haut (fig. 6) :

1. — un niveau dolomique rapporté aux calcaires à *archaeocyathus* du Géorgien moyen ;
2. — des schistes noirs pyriteux, à niveau repère ponctué de nodules phosphatés, formant le corps essentiel de la série noire ;
3. — une série d'alternances schisto-gréseuses à passées carbonatées.

2.2 — Tectonique

L'ensemble des terrains est affecté par la tectonique hercynienne polyphasée.

La *déformation souple* majeure est isoclinale et induit une schistosité régionale subhorizontale. Les plis isoclinaux, bien visibles dans le matériel épimétamorphique, reprennent une fine linéation (linéation l_1) dont les structures plissées correspondantes ne sont visibles qu'à l'échelle microscopique. La schistosité correspondant à la déformation majeure est donc une schistosité S_2 , et les plis isoclinaux visibles à l'affleurement sont des plis P_2 (fig. 7). La schistosité S_2 évolue à partir d'une schistosité de strain-slip vers une schistosité de flux, de l'extérieur (schistes verts) vers le cœur de la structure de Montredon (micaschistes, orthogneiss), évolution semblable à celle observée en bordure du granite du Sidobre (zone du métamorphisme de contact). Des décollements tangentiels

La série verte contient, de bas en haut :

1. — des schistes sériciteux gris clairs à niveaux volcano-détritiques provenant du remaniement d'un volcanisme rhyodacitique ;
2. — un niveau plus pélitique caractérisé par des lits de schistes bariolés (rouges et verts) ;
3. — un ensemble gréseux formé par des grès lités ferrugineux, en alternances avec les schistes bariolés, puis par des bancs de quartzites massifs.

La série schisto-gréseuse verte est relayée, au nord du district, par la série des schistes ardoisiers de l'Albigeois (Ordovicien supposé) qui contient des formations volcano-détritiques acides, à la base, et des formations volcaniques basiques (coulées, pillow-lavas), au sommet.

L'essentiel des minéralisations à W-Sn-F du district de Montredon est encaissé dans les micaschistes et la série noire ; il déborde très peu dans la série verte.

importants au contact série verte - série noire se font suivant le plan de cette schistosité.

L'ensemble des structures majeures (schistosités S_1 - S_2 , plis P_2) est déformé par une *tectonique de « serrage »* (buckling). Les plis majeurs P_3 , induits par cette déformation tardive, sont responsables de la structure cartographique anticlinale (de direction N 30° E) déjetée vers l'est. Des plis mineurs P_4 (plis N 120° et kinks conjugués N 150-N 90) interfèrent localement avec les précédents (dôme de Montredon).

La *tectonique cassante* paraît étroitement contrôlée par la déformation souple tardive et par les surfaces d'anisotropie majeure telles que la schistosité S_2 ou les contacts entre roches de compétence différente.

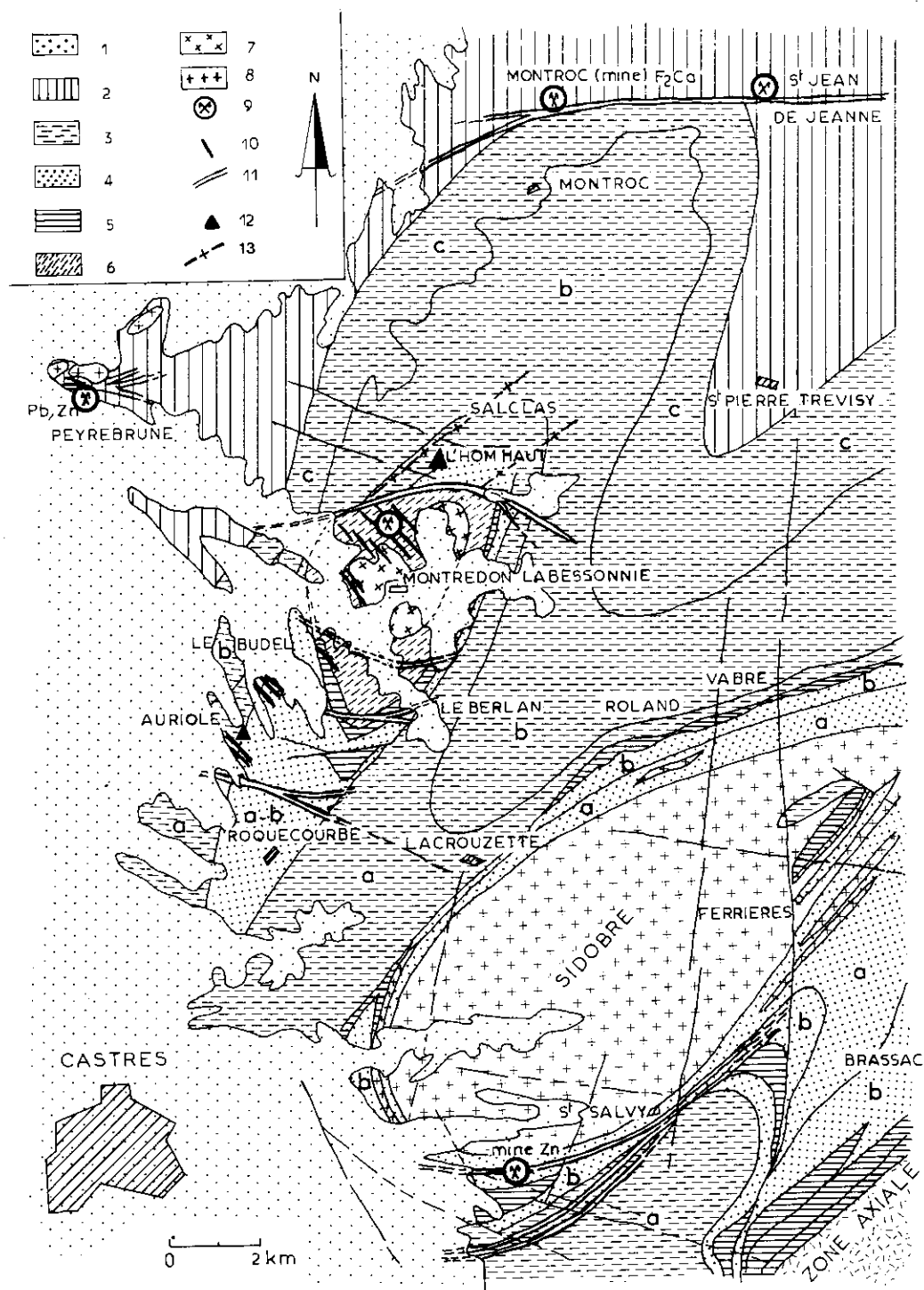


FIG. 3. — Carte lithologique de la région de Montredon-Labessonnié et localisation des principales concentrations métallifères.

1 — Tertiaire; 2 — Schistes ardoisiers de l'Albigeois; 3 — Série verte : a — Schistes gréseux verts à niveaux carbonatés, b — Schistes gréseux gris à niveaux volcano-détritiques, c — Grès, quartzites et schistes bariolés; 4 — Série noire : a — Schistes noirs gréseux à pyrite, b — Schistes noirs à nodules phosphatés et lentilles carbonatées; 5 — Calcaires et dolomies; 6 — Micaschistes de Montredon; 7 — Orthogneiss de Montredon; 8 — Granite; 9 — Mines en activité; 10 — Filons à wolframite; 11 — Filons de quartz et fluorine; 12 — Minéralisations stratiformes (W-F); 13 — Brèches à tourmaline.

Lithological map of the Montredon-Labessonnié area and location of main ore deposits.

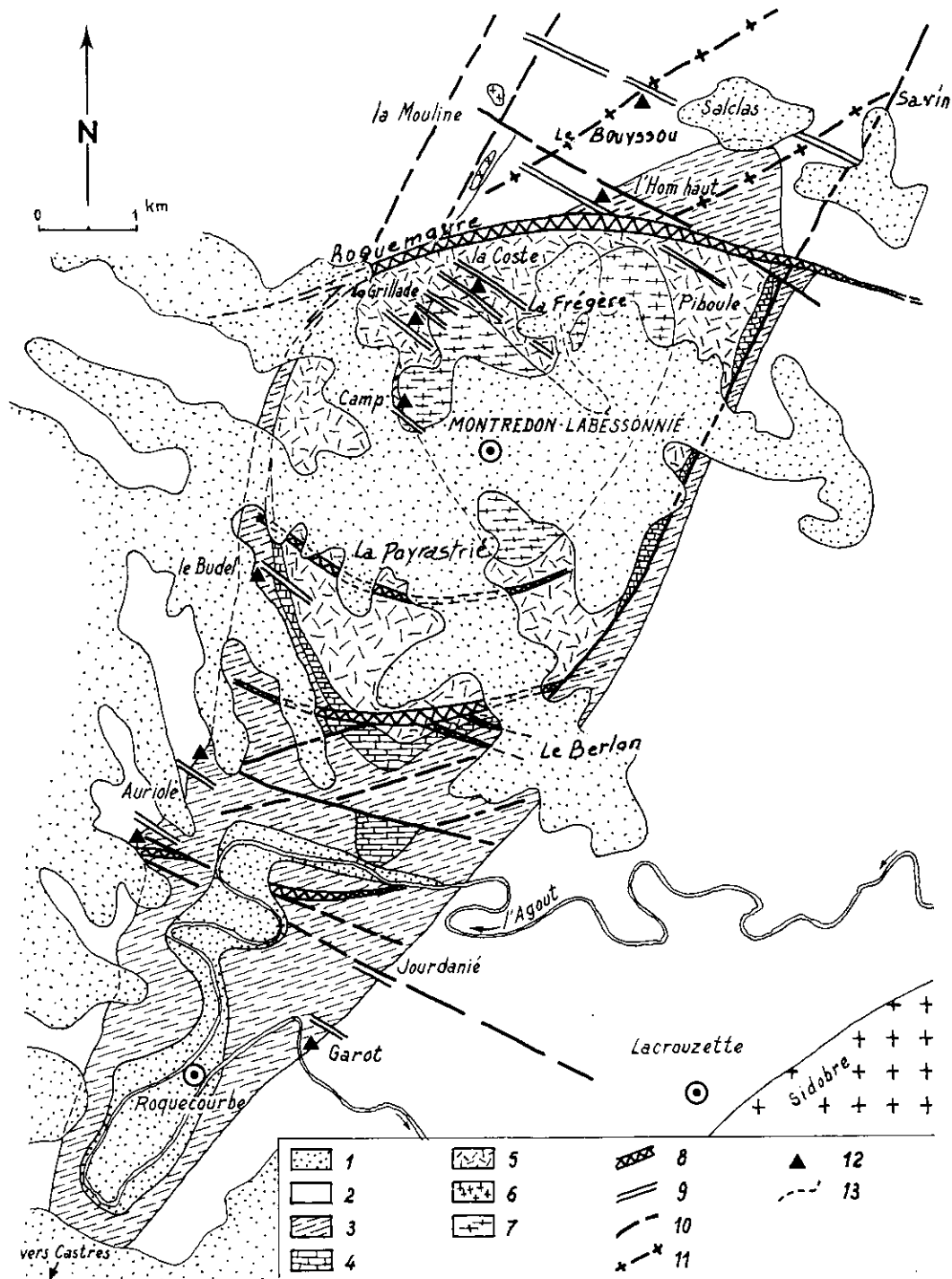


FIG. 4. — Carte géologique du dôme de Montredon-Labessonnié; localisation des principales occurrences minéralisées en tungstène.

Geological map of Montredon-Labessonnié dome; location of the main deposits in wolfram.

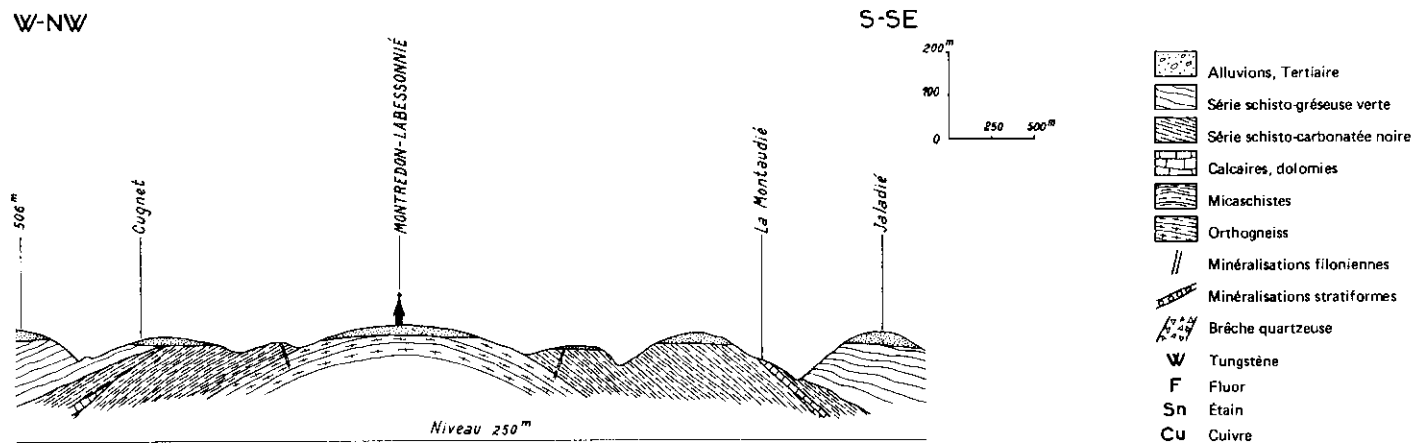
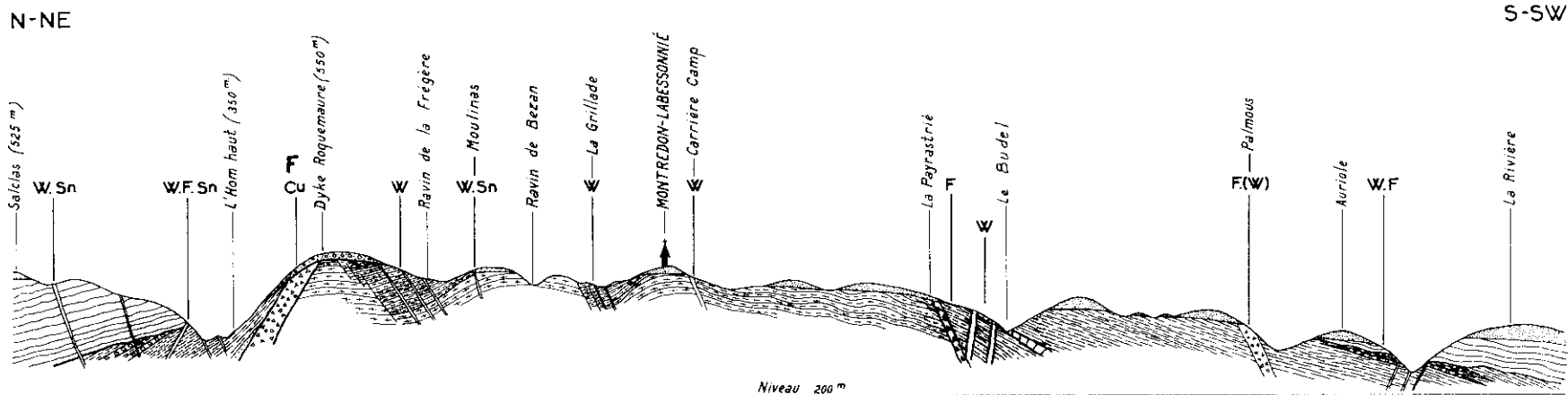


FIG. 5. — Coupes N.NE-S.SW et W.NW-S.SE du dôme de Montredon.
Localisation des occurrences minéralisées.

Cross-sections N.NE-S.SW and W.NW-S.SE. Montredon dome.
Location of ore deposits.

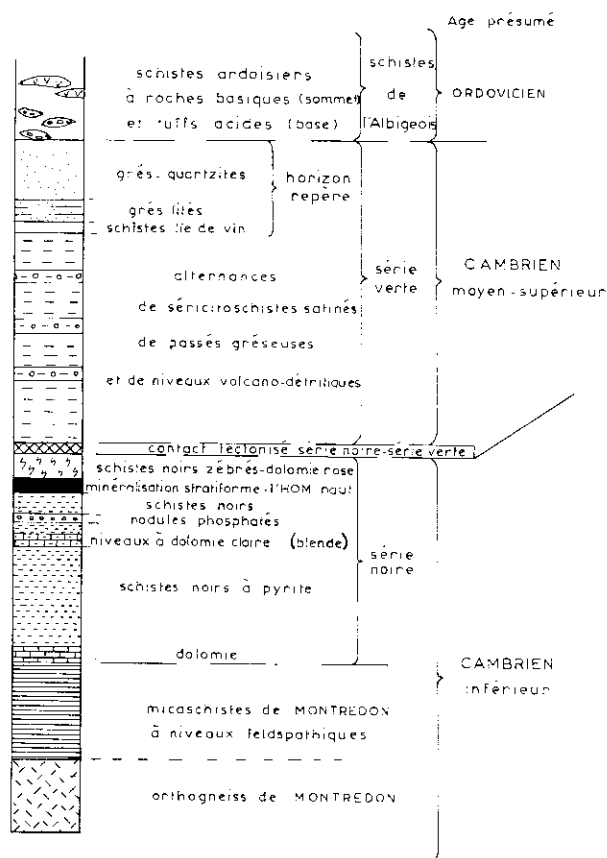


FIG. 6. — Coupe lithologique établie au nord de Montredon.
(M. Boudrie, 1977, modifié 1979).

Lithological section N. of Montredon.
(M. Boudrie 1977, modified 1979).

Deux grands groupes de fractures minéralisées se différencient par leur orientation moyenne : groupe de fractures N 130° E (N 140° à N 120° E) et groupe de fractures EW (N 110° à N 80° E). Un diaclasage général NS et EW affecte toutes les roches et l'ensemble des fractures.

L'analyse structurale montre que les fractures de direction moyenne N 130° E sont les plus précoces. Elles sont interprétées comme des fentes de tension orthogonales aux axes de granitisation N 60° E (Sidobre). La fracturation EW est induite par la tectonique souple tardive comme le montrent les relations spatiales des plis P₃, NS, avec les fentes

rectilignes ou en échelons, d'une part, et avec les zones abritées (zones « d'ombre tectonique »), au pourtour des massifs indurés, d'autre part. La mobilité des fractures EW reste importante jusqu'au Permien (épisodes de distension et de compression); elle s'atténue ensuite au Mésozoïque et au Tertiaire (rejeux verticaux). A ce groupe de fractures correspondent les grands filons quartzeux, en relief dans le paysage, souvent associés à des concentrations de fluorine, du nord au sud : filons de Mont Roc - St Jean de Jeanne (12 km), filon de Roquemaure (18 km), filon de Moulin du Roy - Berlan (3 km) (fig. 3 et 5).

2.3 — Plutonisme et déformation

Régionalement, on connaît des granites de composition granodioritique à monzogranitique, d'âge tardi-hercynien (290 MA) : il s'agit du granite de Peyrebrune (Delpont, 1973), à l'ouest, et du granite du Sidobre, au SE, (fig. 3). Les manifestations pér batholitiques (aprites, microgranite, rhyolite) et l'aurole de métamorphisme liées au granite du Sidobre, le plus proche (3 km), tangentent la structure de

Montredon sur sa bordure est et sud-est. Certains pointements de microgranite et de rhyolites observés immédiatement du nord de Montredon (la Mouline le Bayssas), présentent la même composition modale et les mêmes caractères pétrographiques que ceux de Peyrebrune (fig. 8) et se rapprochent du granite du Sidobre (granite bleu du cœur, Borel, 1978).

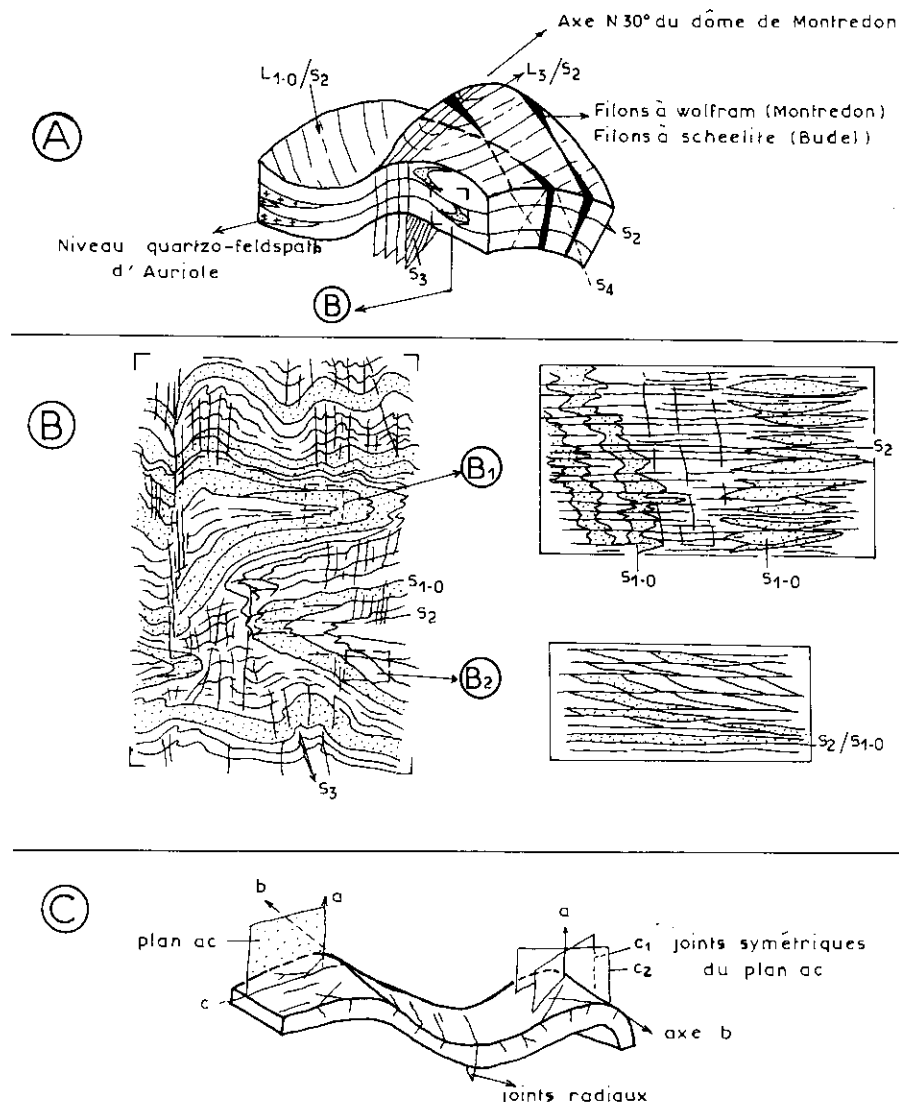


FIG. 7. — Schéma des déformations régionales.

A — Bloc diagramme schématique des déformations:

B — Détail de la figure A : plaque mince montrant des plis 2 dans un matériel grésopélitique (Guérangé, 1970 modifié); B₁ charnière d'un pli synschisteux; B₂ flanc de pli synschisteux;

C — Schéma théorique d'après Hobbs-Mcans-Williams (1976).

Scheme of regional deformations.

L'orthogneiss de Montredon, de composition leucogranitique, s'individualise nettement des autres granites de la région (fig. 8 A) bien que certains faciès de bordure du granite du Sidobre s'en rapprochent (2 et 3, fig. 8 B).

Le corps granitique du Sidobre s'allonge suivant une direction N 60°, parallèle à la bordure nord de la zone axiale de la Montagne Noire et de nombreuses lames granitiques se placent dans le plan de la schistosité majeure S₂. En outre, des lames d'aprites, de pegmatites ou de quartz sont sécantes sur les contacts granite-encaissant et sur la schistosité S₂. Ces

corps sécants se placent dans les plans axiaux des plis tardifs P₃-P₄. Ces caractères structuraux joints à l'étude de différentes générations de minéraux de métamorphisme, en bordure du granite, montrent que la mise en place de ce granite débute dès la déformation majeure (plis P₂) et se poursuit pendant la déformation tardive (plis P₃-P₄).

L'étude statistique de la fracturation dans le massif du Sidobre (Borel, 1978) met en évidence deux systèmes de fentes de tension précoces, à remplissage pegmatitique : un système N 140° orthogonal à l'allongement N 60° du massif; un

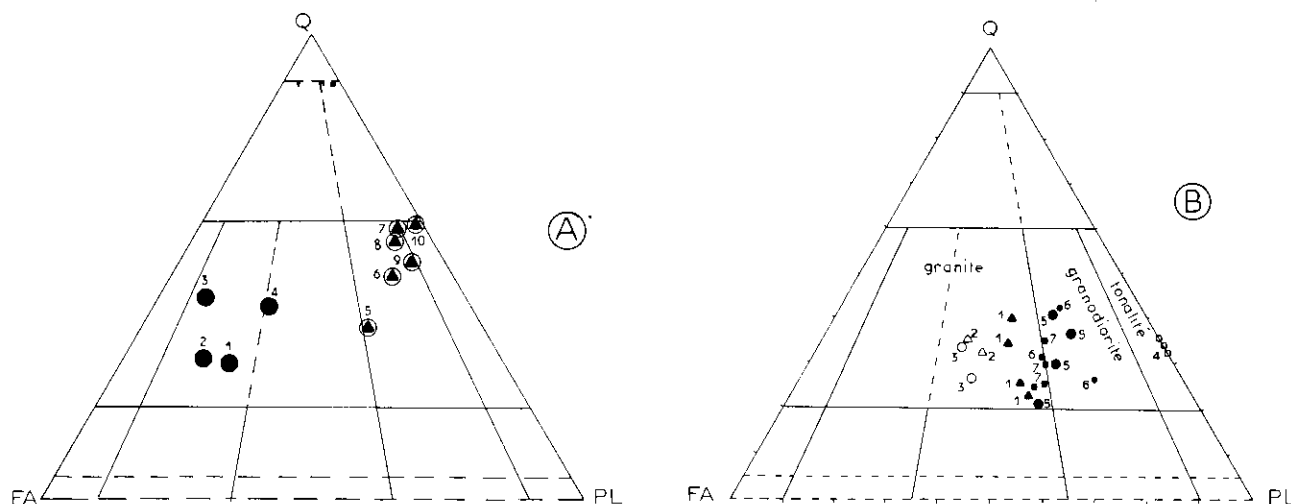


FIG. 8. — Positions des roches granitiques du massif du Sidobre, de l'orthogneiss de Montredon et de différents affleurements granitiques de Peyrebrune, dans la représentation graphique de la classification de A. L. Streckeisen (*in* Borel, 1978, Barras, 1979).

A — Roches granitiques de Montredon et Peyrebrune (Barras, 1979) — 1, 2 et 3 orthogneiss; 4 microgranite de la Gabié; 5 aplité porphyroïde de Saint-Pierre; 6 microgranite de Bayssas-la-Mouline; 7, 8 et 9 microgranite de Peyrebrune; 10 aplité de Lacoste.

B — Roches granitiques du Sidobre (Borel, 1978) — 1 granite clair; 2 granite aplitique granophyrique; 3 granite aplitique à deux micas; 4 enclaves sombres; 5 granite bleu (cœur du massif); 6 granite bleu à grain fin; 7 granite intermédiaire.

Position of Sidobre granitic rocks: Montredon orthogneiss and different granitic exposures of Peyrebrune in the graphical method of A. L. Streckeisen.

système N 110° orthogonal aux plis P_3 de l'encaissant. Le passage d'une direction filonienne à l'autre paraît continu (directions intermédiaires). Cet ensemble est recoupé par des diaclases NS et EW.

Pour l'orthogneiss de Montredon, l'étude structurale (B. Guérangé, 1970) montre que les faciès fins et porphyriques du cœur du massif comme les faciès microgranitiques et aplitiques de la périphérie sont affectés par la schistosité

majeure S_2 (cataclase), elle-même déformée par les plis tardifs de serrage P_3 - P_4 (figures en dômes et cuvettes, fig. 4, 5 et 7). Pour B. Guérangé, l'orthogneiss proviendrait d'un granite (leucogranite) d'âge soit anté-cambrien, soit calédonien, repris par l'orogénèse hercynienne.

Récemment, M. Lelubre et E. Barras (1979) démontrent que cet orthogneiss serait, en fait, un leucogranite mis en place au cours de la déformation majeure hercynienne (D_2).

2.4 — Métamorphisme

La superposition de plusieurs phénomènes tectoniques et magmatiques rend délicate l'interprétation des différentes générations de minéraux de métamorphisme que l'on observe. La série cambro-ordovicienne épimétamorphique est affectée par un bombement du socle : l'isograde de la biotite paraît bien se mouler sur l'orthogneiss et les micaschistes du cœur de la structure. La biotite accompagnée d'andalousite, pyroxène

et amphibole est nettement orientée dans la schistosité S_2 et déformée (microcristallisation) par les plis P_3 . Une seconde génération de minéraux de métamorphisme (biotite, andalousite en traces et pyroxène localement) se superpose à la précédente et son domaine, encore mal défini, paraît plus étendu; ces minéraux se développent sans orientation particulière.

3. Minéralisations filoniennes à W-Sn (F)

3.1 — Le champ filonien à wolframite de la Frégère : gisement de Montredon-Labessonnié

Le champ filonien de Montredon est situé à 2 km au nord de cette localité, près du hameau de Lacoste (fig. 4-9). Les filons, en partie masqués au nord, à l'est et au sud par le recouvrement éocène, affleurent dans deux talwegs : le talweg de la Grillade et le talweg de la Frégère, drainés par deux affluents du ruisseau de Bezan. Reconnus d'abord dans l'orthogneiss (carrière de la mine), les filons ont ensuite été exploités essentiellement dans le talweg (micaschistes) de la Frégère où le recouvrement tertiaire est absent. Cet ensemble constitue le gisement de wolframite de Montredon. Au nord, le dyke de quartz de Roquemaure limite le gisement actuellement reconnu (fig. 9).

3.1.1 — Historique

La wolframite fut découverte en 1942 par Monsieur Caminade, habitant de Montredon. Il fallut attendre que Monsieur Longchambon ramène vers 1950 de la wolframite à la SMPC Salsigne pour que les premiers travaux soient entrepris et que la Compagnie minière de Montredon (C.M.M.) soit créée. Les filons de quartz à wolframite de Montredon ont été exploités, entre 1955 et 1960, par la C.M.M. qui a extrait en travaux souterrains 80 000 t à 1,08 % de WO_3 . En 1960, l'exploitation est arrêtée en raison de la conjoncture économique mondiale défavorable et en raison des difficultés de l'exploitation minière (mauvais tenues des terrains). Entre 1960 et 1971, une suite de prospections et d'études menées par le BRGM, aboutit à la découverte d'autres faisceaux filoniens, vers le Nord et vers le Sud du gisement de Montredon.

En 1978, un syndicat de recherche groupant le BRGM, la SMMP et la CMM, a entrepris l'étude d'exploitabilité du gisement en carrière (open-pit) (fig. 12 a).

L'enveloppe économique du gisement est évaluée à 1,5 MT de quartz à environ 0,7 % de WO_3 , dont 80 000 t à 1,08 % ont été exploitées entre 1955 et 1960 par la C.M.M.

3.1.2 — Lithologie et structure de l'encaissant

Les minéralisations filoniennes sont encaissées dans l'orthogneiss et les micaschistes qui les surmontent ;

l'ensemble est en partie recouvert par des dépôts tertiaires : formés sous climat tropical humide, ils débutent par une croûte ferrugineuse discontinue surmontée d'argile à graviers éocènes, auxquels se mêlent, vers le nord de la Frégère, des éboulis et colluvions provenant du dyke quartzeux de Roquemaure (alt. 600 m) (fig. 12 a).

3.1.2.1 — L'orthogneiss

L'orthogneiss, tel qu'il apparaît dans la zone filonienne, est une roche claire, à texture laminaire, se présentant sous des faciès porphyriques, grenus et fins. Il est composé de feldspaths potassiques (perthite albitisée), de plagioclase (albite), de muscovite, de biotite (rare) et de minéraux accessoires : apatite, leucoxène, zircon, tourmaline. (Viallefond, 1963 ; Guérangé, 1970).

3.1.2.2 — Les micaschistes

Les micaschistes sont très sombres et en général se délitent très facilement dès qu'ils sont à l'air libre (altération argileuse intense). Ils sont constitués par des alternances millimétriques de lits micacés à biotite (dans la schistosité majeure), chlorite, muscovite, et de lits quartzo-feldspathiques à biotite orientée perpendiculairement à la schistosité majeure (S_2). En minéraux accessoires, on note de nombreuses baguettes de tourmaline, des apatites et zircons (rares) ainsi que des produits titanés (rutile, leucoxène). Il existe aussi des lits centimétriques à décimétriques essentiellement quartzo-feldspathiques rappelant d'anciens matériaux tuffacés acides (pulvérulants en affleurement). Près des filons à wolframite ou localement près de l'orthogneiss, les micaschistes se chargent en tourmaline (Viallefond, 1963 ; Pagès, 1972 ; Boudrie, 1977). En dehors des altérations hydrothermales aux épontes des filons, les micaschistes portent assez fréquemment les traces d'une profonde lixiviation à partir de la paléosurface tertiaire.

Dans la zone du Piboule, les micaschistes, fortement indurés près de l'orthogneiss, renferment des niveaux à grenat (almandin spessartite), à amphibole (hornblende), clinozoïsite, apatite, sphène, zircon (Boudrie, 1977) (fig. 4).

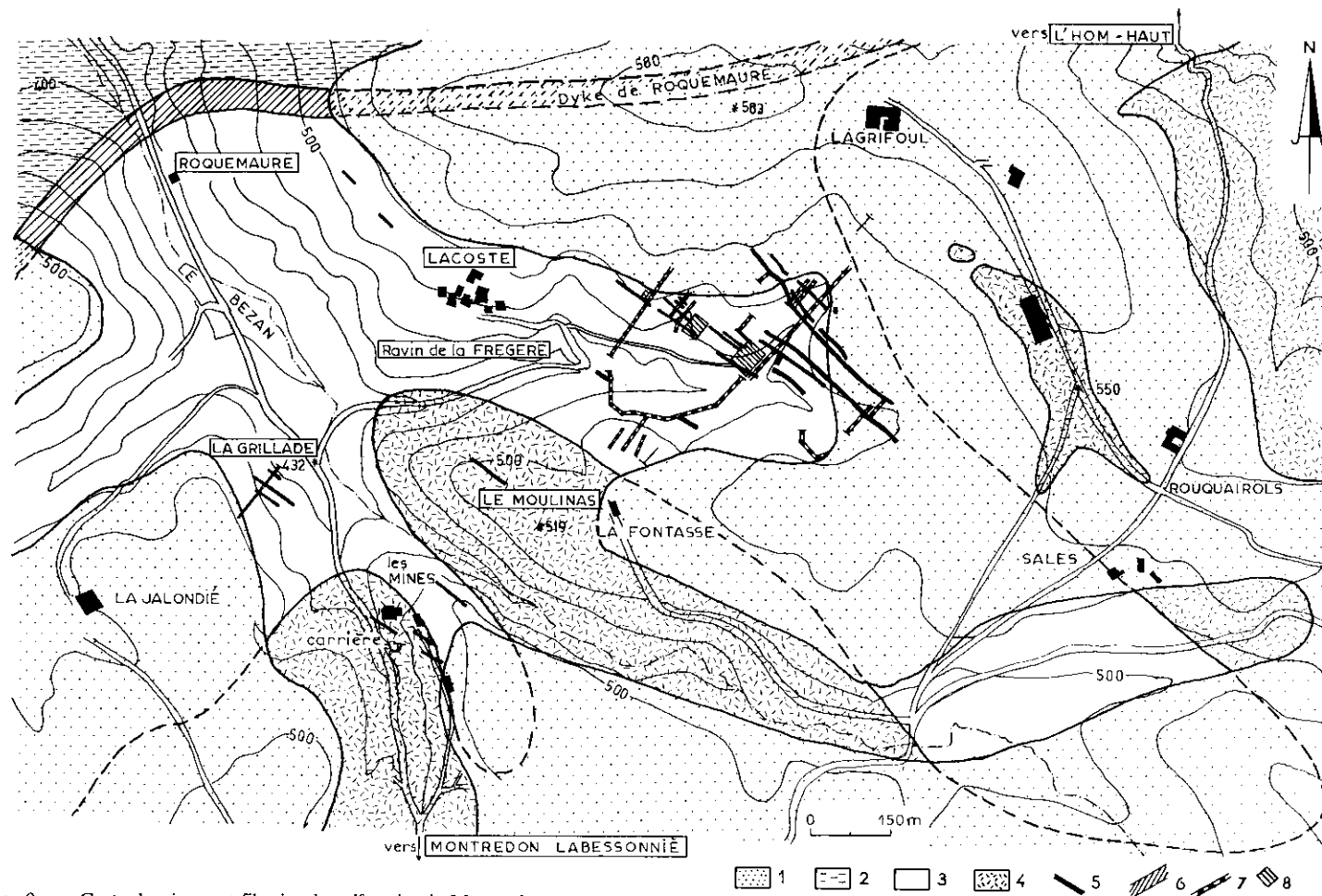


FIG. 9. — Carte du gisement filonien à wolframite de Montredon.
 1 — Tertiaire; 2 — série verte; 3 — micaschistes; 4 — orthogneiss; 5 — filon de quartz à wolframite; 6 — filon de quartz de Roquemaure; 7 — galeries tracées entre 1955 et 1960 par la C.M.M.; 8 — carrière, 1978.

Map of wolframite lode deposit Montredon.

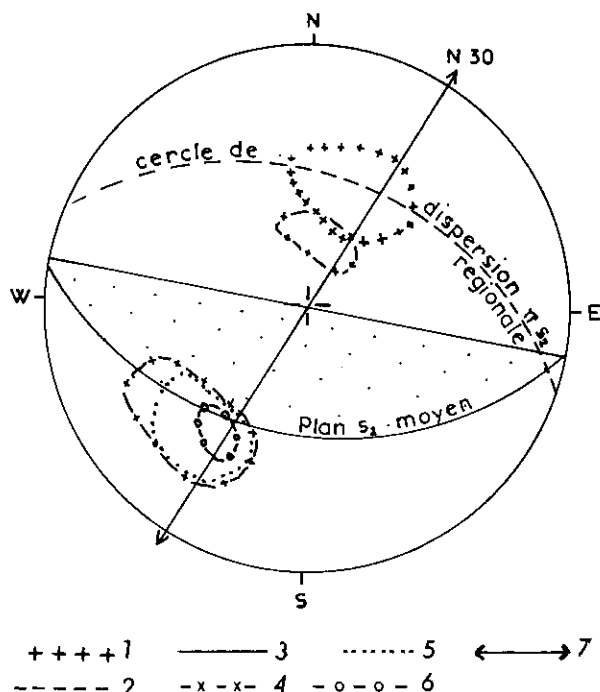


FIG. 10. — Diagramme synthétique des éléments structuraux du gisement de Montredon (canevas de Schmidt, hémisphère supérieur).

1 — enveloppe des pôles des surfaces S_2 ; 2 — dispersion régionale des pôles de surface S_2 ; 3 — plan S_2 moyen dans la carrière; 4 — enveloppe des pôles de lithoclastes des filons et de l'encaissant (le diaclasage subvertical tardif NS et EW n'a pas été représenté), remarquer qu'une partie des lithoclastes est subparallèle aux plans de la schistosité (au centre NE du diagramme); 5 — enveloppe des pôles des linéations l_3/S_2 (axes des plis chevrons); 7 — axe de symétrie N 30 correspondant à la direction moyenne des microplis chevrons et à l'axe général du dôme de Montredon.

Montredon deposit. Synthetic structural diagram.

3.1.2.3 — Structure

La schistosité majeure S_2 affecte les micaschistes, l'orthogneiss (cataclase) et le contact micaschistes-orthogneiss (tourmalines). Le pendage d'ensemble de cette schistosité, 30° Nord, est conforme à la position du secteur, sur le flanc nord du dôme de Montredon. Les plis P_2 sont rarement visibles mais les figures de transposition S_1-S_2 (flancs étirés de plis isoclinaux) sont fréquentes dans les micaschistes.

L'ensemble micaschistes-orthogneiss est déformé par les plis tardifs P_3-P_4 , d'axes suborthogonaux, qui interfèrent en donnant des figures en « dôme » et cuvette d'échelle kilométrique : (cuvettes de micaschistes de la Frégère et de la Grillade séparées par le dôme d'orthogneiss du Moulinas) (fig. 5 et 11). Certains niveaux de tourmalines montrent des figures de transposition (plis P_2), d'autres sont orientés dans les plans de la schistosité S_2 et replissés par les plis P_3 . En outre, une tourmalinisation se développe, dans la schistosité S_2 , à partir des épontes des filons.

3.1.3 Relations filons-déformations

L'analyse structurale du système filonien (fig. 10) dans son contexte immédiat permet, en premier lieu, de situer la mise en place des filons entre la déformation majeure (schistosité S_2) et la déformation tardive P_4 . En effet, les filons recoupent la schistosité S_2 et sont déformés par les plis P_4 (N 110°). Cette déformation se manifeste par des plis de style kinks bands et des fractures conjuguées (N 110°-N 150°) à pendages subvertical et subhorizontal (composante cisailante qui réactive les plans de schistosité). Enfin, les filons et les micaschistes sont recoupés par un système de diaclases subverticales, plus tardives, de direction NS et EW. Les relations entre les filons et les plis P_3 sont plus délicates à préciser. Le report sur diagramme des éléments structuraux (fig. 10) met en relation directe les filons avec des fentes de tension orthogonales à l'axe b du bombement anticlinal N 30° (diaclases ac fig. 7). Cependant, si cette relation est exacte, l'ouverture des fentes paraît relativement précoce, puisque les filons sont affectés par un système de fractures conjuguées N 50°-N 170°, à pendage W et E, qui semble bien correspondre (dans un matériel compétent) à la schistosité de fracture N 30°, plan axial des microplis P_3 , qui affectent les micaschistes.

Dans leur contexte régional, d'ailleurs, ces fentes de tensions N 130°, pourraient rappeler les fentes de tensions précoces décrites précédemment dans le granite du Sidobre.

3.1.4 — Formes et dimensions des corps minéralisés.

Le champ filonien de la Frégère a été reconnu sur 600 m de long (en travaux miniers) et sur 300 m de large (fig. 9). Au NW de cette zone, des affleurements filoniens se suivent jusqu'au dyke de Roquemaure (300 m). Vers l'E-S-E, la « cuvette de micaschistes » a été reconnue par une campagne géophysique (sismique réflexion), sous les argiles à graviers, sur une extension d'environ 500 m et une profondeur moyenne au centre de la cuvette de 100 m.

Le faisceau filonien de la Frégère est formé par plusieurs groupes de filons composés chacun de filons épais (0,30 à 2 m de puissance) et de filons minces (< 0,30 cm). Dans l'ensemble, les filons épais sont plus réguliers (fig. 11 et 12) que les filons minces qui s'anastomosent fréquemment. Les premiers ont une direction de N 130° E et un pendage moyen de 60° S. Pour les seconds, la direction varie entre N 160° et N 110° E et le pendage varie entre 40° et 85° S. Certains filons présentent des structures en « relais », dans le plan horizontal, et convergent vers le bas pour former un filon épais unique. Les intercalations filoniennes dans les plans de schistosité S_2 sont rares.

3.1.5 — Composition des corps minéralisés : minéralogie, paragenèses

Les filons sont constitués de quartz à éclat gras et à cassures esquilleuses, avec de rares géodes centimétriques. Il existe, localement près des épontes, des feldspaths (potassiques) et de fins cristaux de tourmaline. Le passage avec la roche

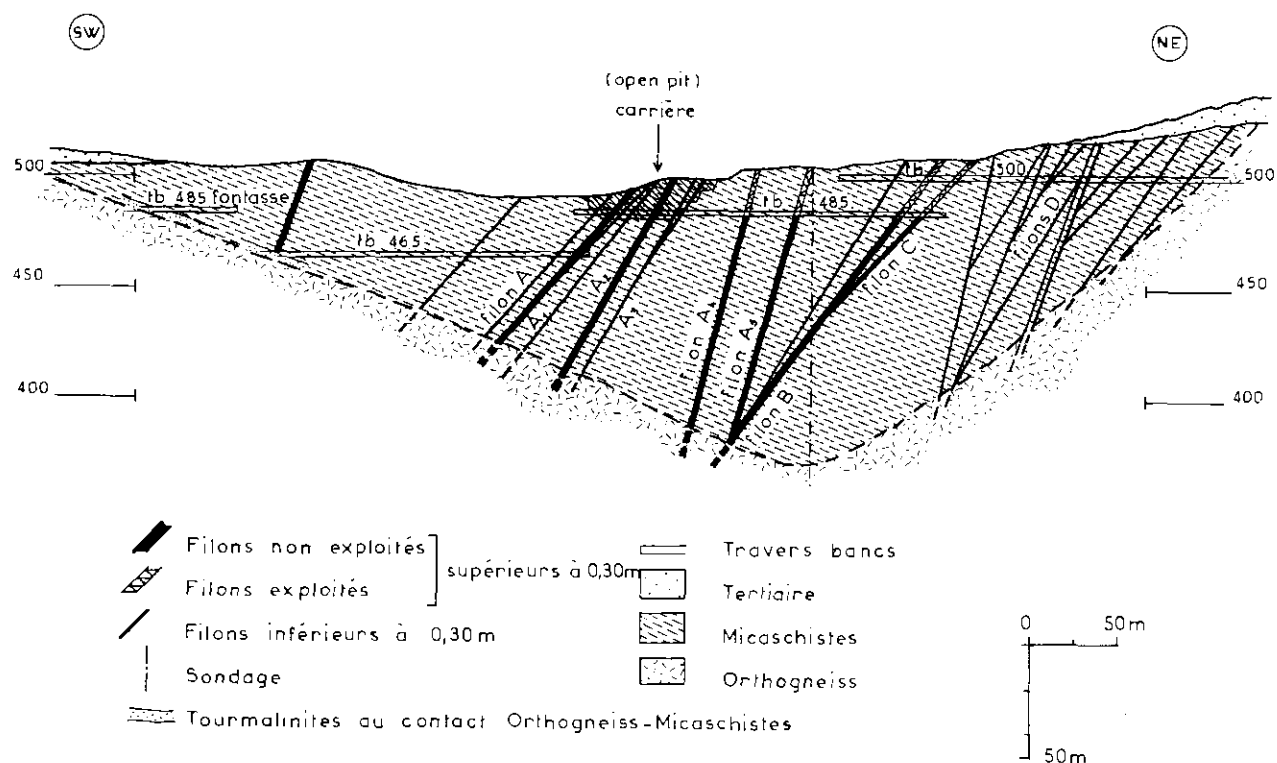


FIG. 11. — Coupe SW-NE du gisement filonien de Montredon.
Position des travaux miniers (1955-1960) et de la carrière (1978).

Montredon lode deposit. Cross section SW-NE.
Location of mining works (1955-1960) and open pit (1978).

FIG. 12

a) vue d'une partie du gisement de Montredon : les filons de quartz à wolframite apparaissent de couleur rougeâtre dans les micaschistes sur les flancs des cinq gradins visibles de la carrière et en trainée blanchâtre sur le décapage de surface ; sous le bois, en haut de la photo, recouvrement des micaschistes par les argiles rouges à graviers du Tertiaires.

b) filon de quartz à wolframite, sali par des oxydes de fer et argiles rouges.

c) abattage d'un filon mince une fois dégagé de son toit de micaschistes.

12 a	
12 b	12 c

a) Montredon open-pit-Reddish Veins of quartz and wolframite in micaschists.

b) and c) Vein of quartz and wolframite.





FIG. 13 — Fragment d'un filon de quartz, scié dans le sens du filon, montrant des cristaux de wolframite de 2 à 10 cm de long.

Quartz vein with wolframite crystals.



FIG. 14 — Filonnet (2 cm de puissance) de quartz à wolframite encaissé dans l'orthogneiss; remarquer la zone silicifiée qui renferme de la scheelite (le trou circulaire a été réalisé pour prélever une plage de scheelite).

Quartz wolframite Veinlet.

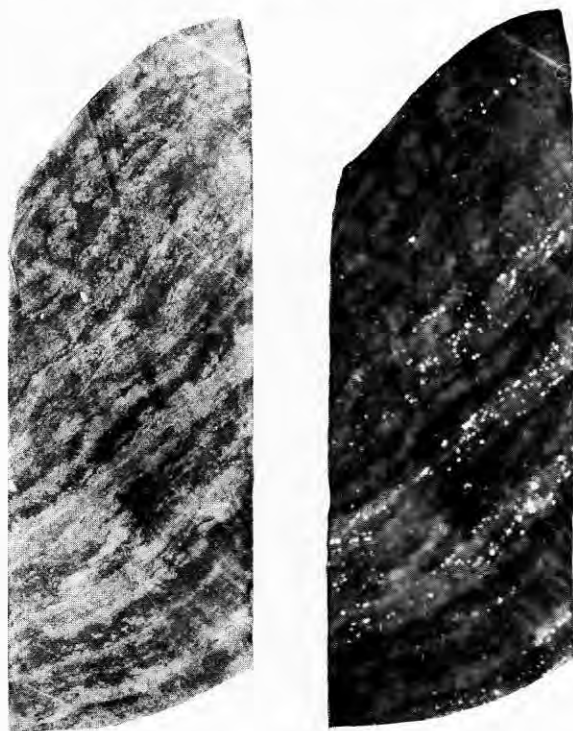


FIG. 15 — Fragment (12 cm de long) de carotte de sondage réalisé sur le niveau minéralisé de l'Hom-Haut; à gauche vue en lumière naturelle, à droite vue du même fragment en lumière ultra-violette: les points blancs (scheelite) sont conformes au fin litage de la roche.

Drill-hole, mineralized level of « l'Hom-Haut ».

encaissante est très tranché et on observe, dans cette dernière un fin liseré de mica blanc disposé perpendiculairement au filon (fig. 12 b). Aucune minéralisation en tungstène n'a été encore observée dans les micaschistes encaissants. Ces derniers sont localement chargés de tourmaline dont la proportion augmente en se rapprochant des filons.

Le minéral essentiel de tungstène est la wolframite. Elle se présente en cristaux centimétriques à décimétriques dont la répartition dans le quartz est très hétérogène (fig. 13) : soit en « nid » ou agrégat cristallin dont certains constituent des « boules » de plusieurs dizaines à quelques centaines de kilos, soit répartis plus régulièrement perpendiculairement aux épontes. Des analyses chimiques montrent que cette wolframite correspond aux teneurs intermédiaires de la série ferbérîte - hubnérite, légèrement plus proche, toutefois, du

pôle ferbérîte avec un rapport $\frac{\text{FeO}}{\text{MnO}} = 1,35$.

	1	2 (1)
WO ₃	74,16	76,16
FeO	14,40	13,62
MnO	10,93	9,70

Localement, la wolframite s'altère en scheelite qui peut alors former des enduits fins dans les fissures tardives du quartz.

La scheelite primaire en cristaux millimétriques à centimétriques est rare et souvent localisée dans les zones à feldspath. De la cassitérite y est alors associée en cristaux pouvant atteindre 1 cm, ainsi que de la fluorine et de petits prismes de béryl (rares) (Viallefond, 1963).

Une paragenèse sulfurée qui représente à peine 1/10 000 du minerai filonien tout-venant accompagne celle à W (Sn, F). On peut citer par ordre d'abondance : pyrite, mispickel, pyrrhotite, marcasite, chalcopryrite, blende, galène, bismuthi-

nite, bismuth natif, cosalite, bravoïte, cubanite, emplectite, mackinavite, matildite, molybdénite, pavonite, wittichénite, stannite. De très rares et très petits (< 10 µ) grains d'or natif et d'électrum ont été observés en association étroite avec les minéraux bismuthifères et le mispickel. (Permingeat et al., 1971; Pierrot et al., 1976).

Les filons encaissés dans l'orthogneiss sont bien moins connus par manque d'affleurement et de travaux miniers; cependant, on a pu faire les constatations suivantes sur le dôme du Moulinas et dans le ravin du Piboule :

- les filons de quartz de puissance métrique (dôme du Moulinas) à centimétrique (ravin du Piboule) ont tendance à former un stockvert;

- dans les filons centimétriques, les épontes montrent une silicification de l'orthogneiss sur quelques centimètres avec présence de cristaux de scheelite (fig. 14);

- la même paragenèse sulfurée accompagne quartz, wolframite et scheelite, mais il semble que la cassitérite y soit plus fréquente.

3.1.6 — Altérations

Comme pour les micaschistes, une altération due à la paléosurface tertiaire très proche, est visible dans les filons. Une argile rouge s'insinue entre les blocs quartzeux à partir des plans de fractures qui les délimitent, d'où l'aspect rougeâtre des filons (fig. 12 b). Cette argile contient des traces de tungstène. Localement et en très faible proportion, l'altération de la wolframite débute par la formation de scheelite qui se développe sur les plans de clivage ou sur les plans de fractures des cristaux. La scheelite se présente soit sous forme microcristalline, soit sous forme d'enduits blanchâtres opalescents. A un stade plus poussée de l'altération, les cristaux se transforment en une poudre brune pulvérulente formée de goethite et d'hématite. Enfin, l'altération aboutit à la formation de boxworks de wolframite.

3.2 — Les filons à scheelite du Budel

Il faut signaler, à proximité de la ferme du Budel (fig. 4), sur la rive droite du ruisseau du Moulin du Roy, à 2,5 km au SW de Montredon, des affleurements de quartz à scheelite. Ce

sont des fragments de filons de quartz de direction N 140° dont la puissance peut atteindre plus de 2 m et dont l'extension est masquée par le recouvrement. Ils sont encaissés dans les micaschistes, proches des dolomies formant la base de la série noire sus-jacente. La minéralisation en scheelite et wolframite (plus rare) est encore mal connue en raison du recouvrement.

(1) Analyses de wolframite de Montredon prélevée dans deux filons différents (Pagès, 1972).

4. Minéralisation stratiforme à scheelite et fluorine

4.1 — Historique

Dès 1960, la région de Montredon était incluse dans la prospection alluvionnaire stratégique entreprise par la BRGM, et des anomalies en scheelite, cassitérite et fluorine apparaissaient au nord et au sud du dôme orthogneissique de Montredon, encourageant la recherche de corps minéralisés. En 1971, les campagnes de prospection (J. Williams - SOMICA) et les études géologiques et métallogéniques régionales (Laboratoire de Minéralogie, Université de Toulouse, L. Pagès *et al.*, 1971) ont permis de localiser à Auriole une minéralisation en scheelite et fluorine liée à des

niveaux de shales à lentilles quartzo-feldspathiques interstratifiées dans un horizon lithologique bien défini : sommet d'une série de schistes noirs (série noire) au voisinage du contact avec les schistes gréseux sus-jacents (série verte) (L. Pagès, 1972). L'utilisation en prospection de ce nouveau guide de recherche conduit à la découverte, en 1972, par le BRGM, dans le cadre d'un syndicat de recherche avec la SMMP et la CMM, d'autres indices, notamment de celui de l'Hom-Haut, 8 km au nord d'Auriole.

4.2 — Minéralisation stratiforme et filonienne à scheelite et fluorine d'Auriole

4.2.1 — Situation

Les minéralisations d'Auriole (ferme d'Auriole) sont situées sur les flancs du ruisseau du Pujet, affluent de rive droite de l'Agout, à 6 km au SSW de Montredon et à 12 km au NNE de Castres (fig. 4). La découverte des premiers indices, en 1971, (par J. Williams, SOMICA), a fait l'objet d'un permis de recherches (permis d'Auriole). Depuis 1976, la SMA (Sté Minière d'Anglade) a entrepris l'étude économique des minéralisations, dans le cadre d'une option de recherches consentie par la SOMICA.

On ne donnera ici que les principaux résultats acquis par L. Pagès (1972) et F. Tollon (inédit 75).

4.2.2 — Lithologie et structure de l'encaissant

Les minéralisations d'Auriole sont localisées dans l'horizon d'alternances schisto-gréseuses à lentilles carbonatées du sommet de la série noire. Notons que cet horizon est très semblable à celui qui renferme les minéralisations stratiformes en blende de la région du Sidobre, district de Saint-Salvy (P. Béziat *et al.*, 1976; L. Barbanson, 1979). (fig. 16).

La série noire est constituée essentiellement par des schistes noirs, roche tendre et friable tachant les doigts. Comme dans la région du Sidobre, les schistes noirs contiennent des niveaux à nodules phosphatés.

Si les lamelles de biotite sont rares, par contre, l'abondance locale de pyrite donne en affleurement de nombreuses efflorescences : gypse, mélanterite, piquérinite et granules de soufre, limonite.

Le niveau minéralisé se localise nettement en surface grâce à une rubéfaction préférentielle. Il est surmonté par un banc de dolomie noire à sulfures disséminés (pyrrhotite, mispickel (rare), pyrite) de 4 à 5 m de puissance sur la rive droite du ruisseau du Pujet, passant localement à des jaspes limoniteux sur la rive gauche proche de la paléosurface tertiaire. Sur les flancs du ruisseau d'Auriole, on observe un puissant chapeau de fer (5 à 6 m) au contact de la série verte sus-jacente.

Le sommet de la série noire est légèrement biseauté par un contact tangentiel (phase 2) situé à la base de la série schisto-gréseuse (série verte).

La série verte débute par une assise de schistes clairs, sériciteux, puis devient plus gréseuse avec des passées volcano-détritiques (plagioclase An 10/30).

La schistosité majeure S_2 , dans laquelle se placent les lentilles quartzo-feldspathiques minéralisées est plan axial de microplis isoclinaux P_2 à charnières courbes (N 160° à N 40°). La situation des affleurements, sur la bordure SW du bombement anticlinal (P_3) de Montredon, explique la direction générale NS de la schistosité et son faible pendage, 15° à 25°, vers l'ouest. Dans le détail cependant, les pendages des schistes et des niveaux minéralisés sont perturbés par des plis mineurs P_3 (N 30° E) et par des plis de type kinks-bands P_4 (N 110°). Le système filonien N 140°, à scheelite, présente les mêmes caractéristiques structurales que celles des filons à wolframite de Montredon. Les filons N 130° sont recoupés vers le sud (Estivigné) par un faisceau de filons EW (N 80°-N 110°) à paragenèse mésothermale et épithermale et à F (CuZn-Ba), (Escande, 1974).

4.2.3 — Forme et dimension des corps minéralisés

La minéralisation en scheelite et fluorine est strictement localisée sous le niveau de dolomie noire et se présente donc grossièrement comme une « couche » de 5 à 8 m de puissance. L'intersection de la structure géologique d'ensemble et de la topographie (vallée du Pujet) donnent aux affleurements minéralisés la forme d'un « V » fermé vers l'amont dont les branches ont 300 à 400 m de long et plongent de 15 à 20° vers le NW. Dans les schistes noirs sous-jacents, on a observé quelques filons et filonnets quartzeux à scheelite de direction N 140° et des bombements d'axes N 30° à N 60° constitués de roches indurées riches en tourmaline en mispickel (fig. 16).

4.2.4 — Composition minéralogique et géochimique des corps minéralisés.

4.2.4.1 — Minéralogie

Le niveau minéralisé est constitué de schistes rubéfiés, de schistes noirs, de lentilles quartzo-feldspathiques très friables et de petits niveaux carbonatés gris sombre. Ces faciès semblent disposés de façon rythmique. De petits filons de quartz (N 140°) recoupent cet ensemble.

La mauvaise qualité des roches en affleurements n'a pas permis d'étude pétrographique fine. Cependant, la scheelite (< 1 mm) et la fluorine millimétrique paraissent être des constituants des schistes rubéfiés au même titre que le quartz, les phyllites (séricite, biotite) et les baguettes de tourmaline ; de nombreuses fissures sont remplies de fluorine et scheelite. Il faut signaler la présence de grains de diopside recueillis en fond de batée sur rainurage du niveau minéralisé.

Les lentilles quartzo-feldspathiques, de 10 à 30 cm de puissance, avec des allongements plurimétriques, semblent conformes à la lithologie apparente de l'ensemble bien que localement, dans le détail, elles soient légèrement sécantes. La fluorine peut en être le constituant essentiel (30 %) avec les feldspaths potassiques damouritisés. La scheelite se présente en grains millimétriques. La tourmaline est fréquente. On y a

observé aussi de petits béryls (de quelques millimètres à 2 ou 3 cm de long) et localement des touffes de muscovite parfois associée à des grains de cassitérite et de mispickel. Des plages xénomorphes de fluorapatite sont fréquentes.

Les filons N 140°, à pendage subvertical à 80° N, de puissance décimétrique à métrique, s'incurvent parfois dans la schistosité majeure S_2 , prenant en écharpe les passées quartzo-feldspathiques. Outre du quartz souvent exclusif, on y rencontre de la scheelite en plages centimétriques, des feldspaths (microcline) renfermant des béryls, des cristaux centimétriques de cassitérite et de mispickel, des plages de fluorine et de la muscovite et de la tourmaline près des épontes.

Dans les schistes noirs sous-jacents au niveau minéralisé, on observe une intense tourmalinisation des épontes jusqu'à 1 m des filons quartzeux. La tourmaline allongée perpendiculairement au filon suit le litage ou la schistosité majeure (S_2). Exclusive près du filon, elle diminue d'importance en s'en éloignant. Mispickel en cristaux millimétriques et grains de scheelite y sont associés.

4.2.4.2 — Paragenèse

1. Dans les schistes rubéfiés : quartz, séricite, biotite, fluorine, scheelite, tourmaline, diopside.

2. Lentilles quartzo-feldspathiques : quartz, feldspath altéré, fluorine, scheelite, mispickel, muscovite, béryl, cassitérite, fluorapatite, tourmaline, diopside.

3. Filon N 140° : quartz, microcline, scheelite, béryl, cassitérite, mispickel, muscovite, tourmaline, wolframite, pyrrhotite, stannite, or natif, bismuth, bismuthinite, blende, chalcopryrite, pyrite. Dans les épontes : tourmaline, scheelite, mispickel, pyrrhotite, pyrite.

4. Filon N 80° à N 110° E — Citons ici, pour mémoire, les paragenèses recueillies dans les filons de Paysse-Estivigné (immédiatement au sud des affleurements d'Auriol) et les filons de Moulin du Roy — Le Berlan, au NE : quartz, mispickel, sidérite, ferberite, fluorine, chalcopryrite, blende, galène, pyrite, barytine, safflorite, (P. Béziat, 1964 ; P. Béziat et al., 1966 ; L. Pagès, 1972 ; B. Escande, 1974 ; R. Pierrot et al., 1976).

4.2.4.3 — Géochimie

Des analyses réalisées sur les schistes noirs du cœur de la série noire, sur ceux proches de la couche (12 m) et sur le niveau minéralisé, ont donné les résultats suivants (L. Pagès, 1972) :

— la série noire présente des anomalies en W, Sn, As, B, nettement plus exaltées vers le sommet de la série.

— le niveau minéralisé a, en moyenne, des teneurs 10 à 100 fois plus élevées que celles de la série noire en W, Sn, B, As, Be ; une analyse sur un échantillon moyen représentatif a donné 9 % de fluor.

4.3 — Minéralisation stratiforme à scheelite et fluorine de l'Hom-Haut

4.3.1 — Situation

Les minéralisations stratiformes de l'Hom-Haut sont situées à 3 km au nord du village de Montredon (fig. 4). Un affleurement d'une vingtaine de mètres de long, découvert en 1972 par le BRGM et la SMMP, a permis une étude détaillée (P. Béziat et *al.* 1975, Boudrie, 1977) et un échantillonnage en masse complété par une série de sondages (1973-1977 — Syndicat de recherche BRGM-SMMP-CMM). Géochimie et géophysique ainsi que 2 sondages ont été réalisés dans le cadre d'une action concertée ⁽¹⁾ (DGRST — 1976-1978).

•

4.3.2 — Lithologie et structure de l'encaissant

La minéralisation en scheelite et fluorine est strictement localisée, comme à Auriol, dans la série d'alternance schisto-gréseuse à passées carbonatées du sommet de la série noire surmontée en légère discordance tectonique par la série verte à niveaux volcano-détritiques acides (fig. 6).

La série noire est constituée de schistes noirs à pyrite fréquente, monotones et puissants (200 m); leur composition chimique les place dans le domaine des shales noirs de milieux confinés. En montant vers le sommet, on y trouve un niveau à passées dolomitiques à blende, puis un niveau à nodules phosphatés (2,6 % de fluor). Un affleurement de mauvaise qualité a montré, dans la série noire, l'existence d'une leucorhyolite dévitrifiée (sill ou filon ?). Au-dessus du niveau minéralisé, des schistes noirs zébrés de dolomie rose peuvent être rapprochés du niveau calcaire dolomitique d'Auriol. Puis, au-dessus, la série verte est constituée par une épaisse formation schisto-gréseuse renfermant vers la base de rares passées décimétriques carbonatées (dolomie, sidérite) à blende (rare). Trois faciès principaux alternent (répétitions stratigraphiques ou tectoniques ?) : des sérécito-schistes satinés correspondant aux schistes verts *s.s.*, des passées gréseuses centimétriques et des niveaux métriques volcano-détritiques d'origine rhyodacitique. Le sommet de cette série verte est constitué de schistes lie-de-vin et de barres de grès quartzites décamétriques.

Le débit majeur des roches est constitué par la schistosité S_2 , transposée dans la lithologie ($S1-S2$). La déformation tardive (buckling) se traduit essentiellement par des plis chevrons $P3$ d'axes $N 20^\circ$ présentant une schistosité de fracture de plan axial. Un système de plis mineurs $N 110^\circ$, de type kinks-bands, interfère avec le système précédent. La fracturation qui accompagne ce dernier système de plis est

réempruntée postérieurement par des décrochements horizontaux ou verticaux. Ainsi, le compartiment situé au nord du dyke de Roquemaure (région de l'Hom-Haut) est abaissé (tectonique en horst et grabens) par rapport au compartiment situé au Sud, d'une centaine de mètres environ.

En montant de la série noire vers le sommet de la série verte, on constate une diminution des biotites disposées dans la schistosité majeure ($S2$). Vers le nord, dans la série verte, on rencontre une zone de « schistes tachetés » dont les taches, de section ovoïde ou carrée, constituées de sérécite, chlorite, quartz et auréolées de biotite avec parfois un reliquat d'andalousite et des facules opaques, sont antérieures à la phase de plissement $P3$. Une deuxième génération de biotite ne montre pas d'orientation particulière (biotite développée autour des taches à andalousite) et débordé plus largement vers le nord et le NE la génération précédente.

4.3.3 — Formes et dimensions du corps minéralisé

L'affleurement minéralisé est constitué par une couche d'une vingtaine de mètres de puissance orientée $N 80^\circ E$ avec un pendage moyen de $50^\circ N$ disparaissant sous le fond du talweg. De petits plis ($P3$) de faible amplitude (10 cm) ondulent la couche.

Les sondages ont montré vers l'est l'extension de cette couche sur plus de 500 m en EW avec une puissance assez constante de l'ordre de 20 m. Les teneurs, données par les sondages et l'échantillonnage en masse de l'affleurement, sont de l'ordre 0,18 % en WO_3 .

4.3.4 — Composition du corps minéralisé.

4.3.4.1 — Minéralogie

Le niveau minéralisé est constitué par des schistes gris sombre très indurés où l'on différencie trois faciès principaux disposés en alternance irrégulière : par ordre d'abondance, on note :

- des schistes gréseux fins, homogènes, gris foncé, constituant l'essentiel de la formation, à scheelite et fluorine abondantes et renfermant de petites amandes quartzo-feldspathiques avec fluorine et scheelite, atteignant rarement une puissance décimétrique (fig. 15);
- des niveaux quartzo-phyliteux de 5 à 6 cm de puissance à pyroxène millimétrique et scheelite rare;
- des petits lits centimétriques, plus ou moins discontinus, de calcaire microcristallin sans scheelite, marqués de plis isoclinaux à pyroxènes déformés.

(1) Action concertée DGRST entre le BRGM, Division Sud-Ouest, et le Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie, Toulouse.

Ce niveau est recoupé par des filonnets N 140° et d'autres N 80° à N 110°, plus rares.

— **Minéralisation stratiforme** : scheelite et fluorine, ainsi que mispickel, pyrite, pyrrhotite, blende, chalcopryrite, se disposent en grains inférieurs au millimètre dans les schistes gréseux, gris sombre, composés de quartz engrené ($< 10 \mu$), de séricite, biotite et chlorite, de rares plagioclases (An 20-25) et de fines baguettes de tourmaline. Tous ces minéraux sont déformés par la phase souple P3 (fig. 15).

La scheelite et la fluorine sont plus abondantes dans les niveaux plus quartzeux que phylliteux ; la fluorine peut constituer 30 % de la roche.

Diverses observations portent à croire qu'une partie au moins des cristaux de pyroxène seraient contemporains du développement de la scheelite et de la fluorine. Ces minéraux auraient cristallisé ou recristallisé pendant la phase 2 dans la schistosité principale S_2 , et pourraient être liés à un dôme thermique périrholithique (granite caché). Il semble difficile d'admettre que les pyroxènes puissent être contemporains de la sédimentation, tout au moins dans leur présentation actuelle. Notons, outre leur déformation par la phase P3, leur altération en tremolite et talc.

Les observations microscopiques (plagioclases) et les analyses chimiques ont montré, d'une part que ce niveau était totalement différent de la série noire et, d'autre part, que l'on pouvait le rapprocher des niveaux volcano-détritiques bien caractéristiques observés dans la série verte sus-jacente (teneurs en K, Mg et Na).

Le tungstène et le fluor n'apparaissent donc en constituant de la roche que dans un matériel à caractère physico-chimique volcano-détritique acide où de petites passées carbonatées alternent avec des passées siliceuses riches en matières organiques et sulfures.

Y aurait-il une relation entre la minéralisation en W et F et le volcanisme acide dont le démantèlement a donné la série verte sus-jacente à la série noire ?

Remarque : Dans, ou à proximité des niveaux carbonatés à blende de la série noire sous-jacente, nous n'avons pas observé de pyroxène ni d'amphibole ; il en est de même dans les passées carbonatées de la base de la série verte.

— **Amandes quartzo-feldspathiques** : scheelite, fluorine, mispickel, pyrite, chalcopryrite, blende, cassitérite, cristallisent dans des amandes quartzo-feldspathiques (plagioclases An 10) prises dans la schistosité majeure S_2 et déformées par la phase souple P₃. Elles se sont probablement développées en même temps ou presque que les minéraux observés dans le niveau stratiforme.

Remarque : Dans la série verte, on a observé des amandes quartzo-feldspathiques semblables, affectées par les mêmes déformations, mais ne contenant pas de scheelite, même dans la zone filonienne à scheelite du Bouyssou.

— **Minéralisation des filonnets N 140°** : dans le niveau minéralisé de l'Hom-Haut, on observe le développement de filonnets de quartz à feldspaths (microcline), scheelite, fluorine, mispickel, cassitérite, et de rares cristaux de wolframite appartenant au milieu de la série hubnérite-

ferbérîte, légèrement plus proche du pôle hubnérite (analyse microsonde : Fe = 8,12 % ; Mn = 12,79 %). En outre, cette phase est contemporaine du développement de biotite et de tourmaline non orientées dans les éponges ainsi que d'une partie au moins des pyroxènes du niveau minéralisé (grands cristaux de pyroxène non déformés).

— **Minéralisation des filons N 80° — N 110° E** : ce système, postérieur au précédent, se manifeste par des filons de quartz de grande importance (dyke de Roquemaure) qui semblent faiblement minéralisés en fluorine et chalcopryrite. En affleurement, on rencontre essentiellement du quartz, de l'opale et calcédoine et des amas d'oxydes de fer. En sondage, les filonnets quartzeux de ce système renferment fluorine, chalcopryrite et carbonates.

4.3.4.2 — Paragenèse des minéralisations

Nous avons distingué trois grandes paragenèses dont la première est divisée en deux sous-ensembles.

— **Paragenèse 1a** correspondant aux minéraux développés dans le litage du niveau lui-même : quartz, biotite, chlorites, sidérite, dolomite et calcite rares, scheelite, fluorine (blanche), mispickel, blende, pyrrhotite, pyrite, chalcopryrite, galène, pyroxène, tourmaline, allanite, anatase.

— **Paragenèse 1b** correspondant aux minéraux constituant les « amandes quartzo-feldspathiques » : quartz, plagioclase (An 10), fluorine (jaune), scheelite, mispickel, cassitérite, blende, chalcopryrite.

— **Paragenèse 2** correspondant, d'une part aux minéraux observés dans les fractures N 140° E : quartz, microcline, biotite, tourmaline, scheelite, fluorine violette, mispickel, cassitérite, blende, galène, wolframite, pyrite, pyrrhotite, bismuthinite, chalcopryrite, et, d'autre part, dans les éponges de ces fractures : biotite, chlorite, tourmaline, pyroxène (salite), pyrrhotite, scheelite (plus rare).

— **Paragenèse 3**, correspondant aux minéraux observés dans les fractures N 180°-N 110° E : quartz, fluorine (bleue), chalcopryrite, pyrite, dolomite rose, ankérite, sidérite, calcite.

4.3.5 — Géochimie des minéraux et des roches

L'analyse ⁽¹⁾ des différents faciès des séries verte et noire, et des minéralisations a permis l'établissement de leur fond géochimique et la mise en évidence d'anomalies (Tabl. 1).

— Ainsi, est apparue une différence essentielle entre les fonds géochimiques des deux séries sédimentaires : la série noire se distingue de la série verte par des teneurs très nettement plus élevées en Ba, Pb, Zn, F et des anomalies un peu plus marquées en B, Cu, Be, As, Sn et W.

(1) Toutes les analyses citées ici ont été réalisées par L. Ortell et B. Reynier, Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie, Toulouse.

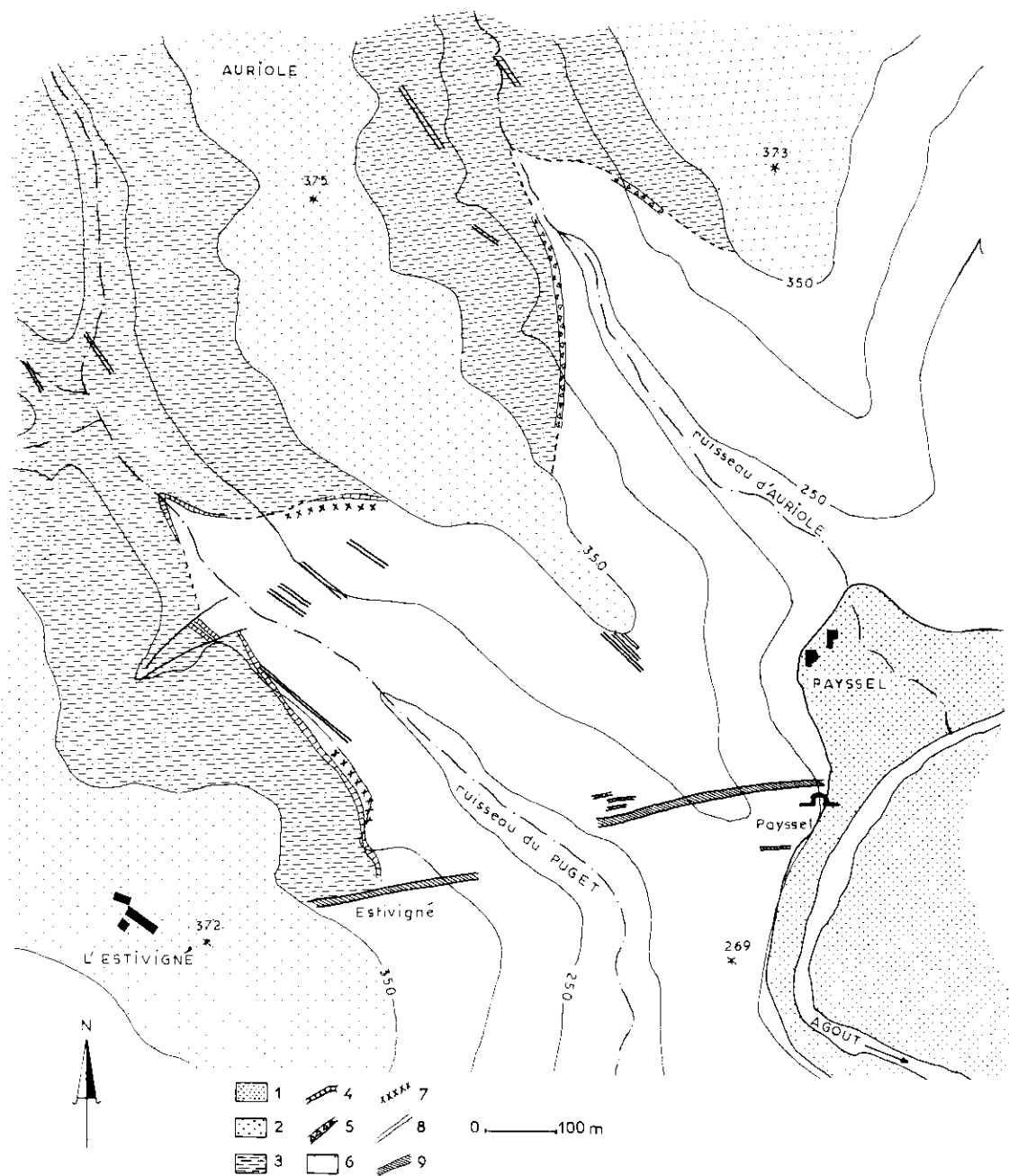


FIG. 16. — Carte schématique des minéralisations stratiformes et filoniennes d'Auriole (L. Pagès 1972) :

1 — Alluvions de l'Agout; 2 — Tertiaire; 3 — Série verte; 4 — Dolomie noire; 5 — Chapeaux de fer (gossan); 6 — Série noire; 7 — Minéralisation stratiforme à scheelite et fluorine; 8 — Filon N 140° de quartz à scheelite; 9 — Filon EW de quartz et fluorine (ancienne exploitation de Payssel).

Schematic map of stratiform and lode-mineralizations-Auriode deposit (L. Pages 1972).

g/t	Série verte	Série noire		Niveau minéralisé	
		1	2	1	2
W	0,8	3	10	1 267	1 600
F	0,05 %	0,1 %	—	2,82 %	9 %
Sn	2	7	12	297	100
Zn	91	247	100	314	200
Pb	32	360	113	57	100
As	109	80	100	683	500
Be	3	5	3	33	70
Li	10	0	0	217	250
B	47	67	76	78	3 000
Ba	600	4 392	2 200	828	1 000
Sr	150	175	215	572	?
Cu	23	47	100	115	20
Mn	76	54	90	189	300

TABLEAU 1. — Teneurs moyennes des éléments en trace (en gr./t) dans la série verte (nord de Montredon); dans la série noire et dans le niveau minéralisé : 1 l'Hom-Haut, 2 Auriol, (Pagès, 1972; Boudrie, 1977).

— Le niveau minéralisé a, en moyenne, des teneurs en éléments en trace encore plus élevées que celles révélées dans la série noire; ces teneurs sont 10 à 100 fois plus fortes pour W, Sn, F et Li, et 2 à 10 fois plus fortes pour As, Sr, Be, Zn, B, Mn, ainsi que pour Ge, Rb, Ga, Mo, Ag, Cd.

Deux signatures géochimiques ont été mises en évidence dans le niveau et dans les filonnets qui le recoupe (sur échantillons représentatifs) :

- la première, à W, Sn, F, Be dominant sur As, Zn, Ba, B, Li, Sr, Cu, Mo, Ga, pour la lithologie du niveau;
- la seconde, à As, Zn, Ba dominant sur W, Sn, F, B, Cu, Ag, Cd, Rb, Ge et Bi, pour les filonnets N 140°.

Des analyses spectrales ont, aussi été réalisées sur des minéraux soigneusement triés et appartenant aux différentes paragenèses.

On constate que, dans la scheelite, la cassitérite et le mispickel du niveau minéralisé comme dans les mêmes espèces extraites des amandes quartzo-feldspathiques, on retrouve, en traces, les éléments significatifs de ce niveau, tels que Be, V, Ni, Co, Mn, avec, en outre, Sn dans la scheelite, W dans la cassitérite, et Sn et W dans le mispickel; dans les mêmes minéraux prélevés dans les filons N 140° E (paragenèse 2), les éléments caractéristiques sont : As, Zn, Cu, Ba, Sr, Ag, Cd, Bi. Ces données confirment, s'il en était besoin, qu'il existe bien plusieurs phases (au moins 2) de cristallisation de scheelite, mispickel et cassitérite (pour ne citer que ces minéraux) nettement séparées géochimiquement entre stratiforme et filonien.

se 2), les éléments caractéristiques sont : As, Zn, Cu, Ba, Sr, Ag, Cd, Bi. Ces données confirment, s'il en était besoin, qu'il existe bien plusieurs phases (au moins 2) de cristallisation de scheelite, mispickel et cassitérite (pour ne citer que ces minéraux) nettement séparées géochimiquement entre stratiforme et filonien.

4.3.6 — Axes bréchiques à tourmaline

Des roches sombres, verdâtres, à aspect plus ou moins bréchique avec du quartz, se répartissent suivant deux axes parallèles de direction N 60° E, ayant 20 m de puissance sur plusieurs kilomètres de long; il s'agit ⁽¹⁾ de l'axe bréchique de la Mouline — le Bouyssou et de celui de Savin, encadrant vers le nord l'indice de l'Hom-Haut (fig. 4).

Ces roches sont constituées de tourmaline souvent finement cataclasées cimentant des fragments de roches encaissantes (série verte ou noire) et de quartz. On observe de la scheelite en fines mouches dans l'axe de la Mouline — le Bouyssou. L'axe de Savin en est dépourvu.

Au Bouyssou, dans la série verte encaissant l'axe bréchique N 60°, on observe de fins filonnets N 140° à quartz et scheelite avec localement une tourmalinisation des épontes sur quelques centimètres avec mispickel et scheelite, mais, en aucun cas, de grand développement stratiforme de ces minéraux.

L'étude géochimique de ces brèches a montré l'importance du bore (un à quelques %) mais seul, l'axe de la Mouline — le Bouyssou présente des teneurs en fluor (1,2 % contre 0,03 % pour l'axe de Savin), en tungstène (0,12 %) et en arsenic (proche de 1 %), ainsi que de fortes anomalies en Sn, Be, Li. La fracturation N 140° E des épontes de l'axe de la Mouline — le Bouyssou présente des anomalies en W, Zn, As, F.

Ces résultats, alliés à la géométrie du niveau minéralisé de l'Hom-Haut, conduisent à penser que l'axe de la Mouline recoupe (sondage), le niveau minéralisé à scheelite et fluorine en profondeur, alors que celui de Savin, situé plus à l'est, ne le recouperait pas.

(1) M. Boudrie (1977) signale un affleurement de même nature dans les micaschistes près de la ferme Lacoste proche des filons à wolframite de Montredon.

4.4 — Géochimie en sol de la zone de Montredon

Les résultats des analyses géochimiques sol (BRGM) montrent que les anomalies en W et F :

- se superposent aux indices stratiformes ou filoniens connus;

- suivent le contact série verte-série noire avec des anomalies plus fortes à l'ouest qu'à l'est du dôme,
- se ferment vers le nord dans la région du Bouyssou-Salclas (ennoyage de la série noire).

Les associations multi-éléments permettent, en outre :

- de dessiner la série noire avec l'association F-W-Sn-As (Zn-Ba),
- de grouper les minéralisations filoniennes en deux catégories : + associations W, Sn, F, B, As, Bi pour les filons N 130° (type Montredon s.s.) + associations F, Ba, Cu, Pb, Zn pour les filons EW (type Berlan, Roquemaure) avec, en plus, As-W lorsque ces filons sont encaissés dans la série noire.

Plus précisément, l'étude géochimique des chapeaux de fer

permet de caractériser chaque système de fractures :

- fractures N 60° E - N 130° E : W, As, B, Zn, Cu,
- fractures EW et NS : Cu, Ba, As, Pb, Zn, Cu, (W).

Au niveau des chapeaux de fer, les fractures N 60° E se distinguent essentiellement par des teneurs en B, As, Zn et accessoirement en W, les fractures N 130° E par des teneurs en As, Cu et W, les fractures EW dans la zone de l'Hom-Haut, par des teneurs en Cu, W, As et accessoirement Ba, et les fractures NS par des teneurs en Ba, Cu, As et accessoirement Pb et Zn (M. Boudrie, 1977).

5. Métallotectes et définition du district de Montredon

L'étude géologique, minéralogique et géochimique des minéralisations stratiformes et filoniennes à W-Sn-F de Montredon met en évidence l'existence de trois métallotectes ⁽¹⁾, d'ordre régional, favorisant la présence des minéralisations tungstifères :

— un métallotecte d'ordre lithologique : niveau grésopélitique à passées carbonatées du sommet de la série noire anomal en F, W, Sn, Zn, B, Be, As ;

— un métallotecte d'ordre tectonique : bombement structural P₃ (N 30°) sur lequel se développe préférentiellement la fracturation N 130° (fente de tension) ;

— un métallotecte plutonique étroitement lié au métallotecte précédent ; il transparait, dans le district de Montredon, par ses effets thermiques (2^e génération de minéraux de métamorphisme, biotite), par des manifestations péribatholitiques (rhyolites, aplites, pegmatites) et par la présence d'anomalies gravimétriques légères d'axes N 60° parallèles aux axes des corps batholitiques voisins (Sidobre). (Action concertée 1978).

L'unité métallifère district à W-Sn-F de Montredon-Labessonnié est définie par ces trois métallotectes. Elle est délimitée en surface par le contact série verte-série noire et renferme les champs tungstifères de Montredon (s.s.), du Budel, de l'Hom-Haut et d'Auriol (fig. 17).

(1) Voir définition P. Lafitte et *al.*, 1966 et P. Routhier, 1969.

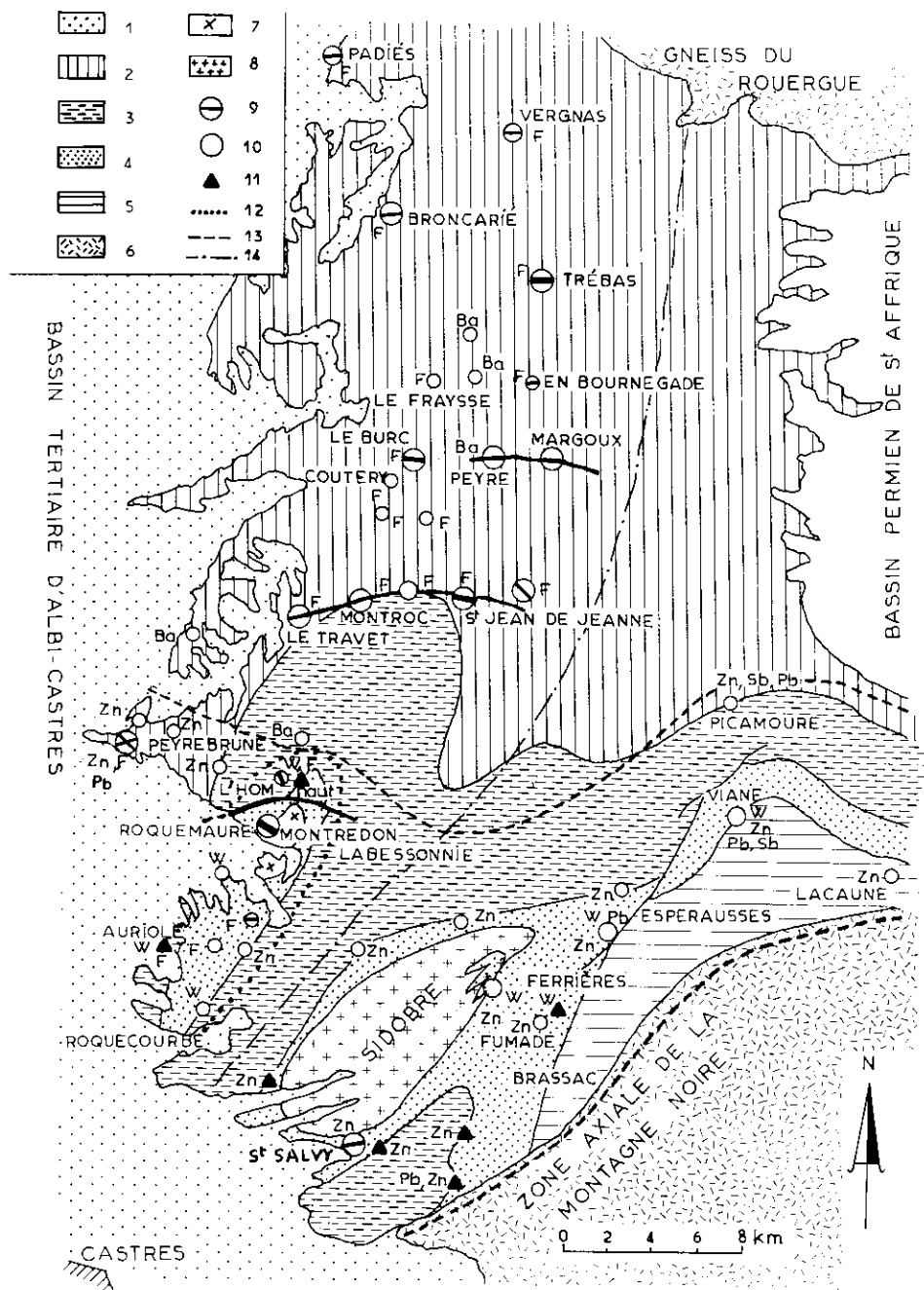


FIG. 17. — Carte géologique et gîtologique schématique avec les domaines de répartition des minéralisations filonniennes et stratiformes dans les terrains paléozoïques et l'« Albigeois cristallin » et du versant NW de la Montagne Noire.

1 — Tertiaire; 2 — série des schistes de l'Albigeois; 3 — série verte; 4 — série noire; 5 — série carbonatée du Cambrien inférieur; 6 — gneiss de la zone axiale de la Montagne Noire; 7 — orthogneiss de Montredon; 8 — granite; 9 — filon avec travaux miniers (arrêtés ou en cours); 10 — indice filonien; 11 — indice stratiforme; 12 — limite du district à W, Sn, F de Montredon; 13 — limite nord et sud du domaine à Pb-Zn du versant nord de la Montagne Noire; 14 — limite est du domaine fluoré de l'Albigeois.

Geological and metallogenic map with stratiform and lode-mineralizations — « Albigeois » and NW versant of « Montagne Noire ».

6. Cadre métallogénique et géochimique régional

6.1 — Cadre métallogénique

Le district à W-Sn-F de Montredon se place dans la zone de recouvrement de deux domaines métallogéniques régionaux (P. Béziat et *al.*, 1976) (fig. 17) :

- le domaine à Zn-Pb du versant nord de la Montagne Noire ⁽¹⁾ avec les districts de *Peyrebrune* au NW (R. Raguin et *al.*, 1947; J. P. Contré, 1959; W. Deutzmann, 1958; B. Durand, 1966), de *Saint-Salvy* au sud-est (P. Béziat, 1964; J. Halfon et *al.* 1973; L. Albouy, 1975; L. Barbanson, 1979) et les nombreux indices des *Monts de Lacaune*, à l'est (fig. 17);
- le domaine à F, Ba (Cu) de l'Albigeois (fig. 17), dont les

(1) Rappelons que ce domaine à Pb-Zn fait partie de la ceinture métallogénique du Sud de l'Europe (F. Boyer et *al.*, 1975; P. Routhier, 1976).

principaux champs filoniens sont, du Nord au Sud, ceux de Trébas, du Burc, de Montroc - St-Jean-de-Jeannes, Moulin du Roy-le-Berlan (J. H. Guillon, 1963; B. Nicolet, 1963; P. Béziat, 1964; P. Béziat et *al.* 1965; M. Soulié, 1971; M. Soulié et *al.* 1971; B. Escande, 1974; R. Dechomets, 1979).

Le domaine à Zn-Pb est caractérisé par la paragenèse filonienne mésothermale représentée essentiellement par la blende dans le filon de Saint-Salvy et par la blende et la galène dans les filons de Peyrebrune.

Le domaine à F-Ba est, quant à lui, caractérisé par la paragenèse filonienne épithermale à fluorine et barytine; le quartz armant ces structures filoniennes forme en surface de grands dykes impressionnants.

6.2 — Paragenèse et phases de fracturation

Envisageons la distribution des associations minérales définies ci-dessus en fonction des orientations des filons. On constate que la paragenèse hypothermale à W-Sn et As-Bi-Ni caractérise les filons N 130° E et, de façon moins évidente, un petit nombre de filonnets N 60° E; les paragenèses mésothermales et épithermales, localement télescopées, sont le propre des filons N 80° E à N 110° E.

On a dit (cf. § 3.1.3) que la fracturation N 130° E prend naissance la première, les terrains étant alors dans une zone structurale moyenne (F. Arthaud et *al.*, 1969) dont les

conditions de température et de pression sont très compatibles avec l'apparition de la paragenèse à wolframite, scheelite, cassitérite. Puis, postérieurement, serait intervenue la fracturation EW (N 80° E à N 110° E) dans une zone structurale beaucoup plus haute, soit dans un domaine de température-pression en bon accord avec celles données par les paragenèses observées dans les filons de direction EW. L'enchaînement des événements structuraux est confirmé par celui des paragenèses minérales et on a, ainsi, une zonalité des paragenèses filoniennes dans le temps.

6.3 — Cadre géochimique régional

Les études géochimiques en roches de la série noire réalisées par B. Escande (1974), L. Albouy (1975) et L. Barbanson (1979) dans la région du Sidobre (fig. 17) montrent que le

sommet de cette série, anormale en Pb-Zn, présente des minéralisations zincifères stratiformes ayant des teneurs voisines de 1 % métal sur des puissances centimétriques à

métriques (district de Saint-Salvy) indépendamment de tout granite. Entre Brassac et Lacaune, des indices de tungstène et d'antimoine y apparaissent (BRGM, 1961-1979; R. Pierrot et *al.*, 1976, A. Emberger et *al.*, 1979).

Il semblerait qu'il y ait une évolution régionale des préconcentrations métallifères localisées dans le sommet de la série noire. Il se dégage des domaines de répartitions géochimiques anormales en roche pour Zn-Pb, W, Sn et F, qui se superposent remarquablement avec les domaines dégagés de l'étude des paragenèses filoniennes (fig. 17). Notons, en

outre, que toutes les concentrations (filoniennes) exploitables connues intersectent la série noire ou existent dans son environnement proche.

Ainsi, on peut penser que les minéraux exprimés dans les filons donneraient en quelque sorte une image modelée par l'histoire géologique locale (tectonique, géothermie), du faciès géochimique des roches environnantes. Une telle hypothèse peut évidemment avoir des conséquences importantes pour la prospection minière (P. Béziat et *al.*, 1976).

7. Hypothèses métallogéniques

Les études géologiques, minéralogiques et géochimiques ont montré que l'on observait des *anomalies en tungstène* dans la série noire non seulement dans le dôme de Montredon, mais aussi au NE du Sidobre, entre Brassac et Lacauze où l'on connaît de nombreux indices à scheelite. Il s'agit d'une constatation régionale importante.

D'autre part, dans la région de Montredon, on connaît :

- des concentrations stratiformes en scheelite et fluorine dans un niveau particulier du sommet de la série noire renfermant, en plus, des lentilles quartzo-feldspathiques à fluorine et scheelite développées dans la schistosité majeure S_2 et déformées par la phase 3-4 souple.
- des concentrations filoniennes à quartz et wolframite recoupant les précédentes.

Il est possible d'envisager plusieurs hypothèses pour la source et les modes de concentration de ces différentes présentations.

- a — En première hypothèse, on peut envisager une métallogénèse granitique pour ces concentrations.

Les études pétrographiques et structurales des différents granites (Sidobre, Montredon) et de leur cortège filonien montrent, dans la région étudiée (fig. 3 et 17), une permanence des phénomènes magmatiques pendant le cycle hercynien avec un paroxysme pendant la phase majeure (D_2) (granite du Sidobre) suivie par la mise en place de lames d'aprites (phase 3-4); le magmatisme aurait débuté très tôt avec la mise en place d'un leucogranite déformé par la phase D_2 (orthogneiss de Montredon).

La superposition de ces phénomènes magmatiques rend délicat, pour l'instant, le choix entre une liaison des minéralisations avec, soit :

- l'orthogneiss de Montredon,
- un granite non affleurant suggéré par les levés gravimétriques faits dans la région de Montredon (type granite de Peyrebrune),
- l'ensemble des phénomènes magmatiques (orthogneiss et granites).

En ce qui concerne la source des minéralisations, on peut penser que :

- le tungstène et le fluor auraient été apportés par le leucogranite de Montredon, transformé en orthogneiss par la phase majeure hercynienne. La mise en place d'un granite de type Sidobre provoquerait le développement dans la schistosité S_2 des lentilles quartzo-feldspathiques (Auriol), que l'on pourrait alors assimiler aux lames d'aprite existant dans la schistosité S_2 de l'encaissant du granite du Sidobre,

tandis que la fin de la mise en place du massif se traduit par des fentes de tension $N 130^\circ$, remplies de quartz à wolframite, (filons de Montredon) localisées dans les plans axiaux des plis droits P_3 - P_4 comme les lames d'aprite et de pegmatite du Sidobre.

- le tungstène existait dans les schistes noirs (anomalie géochimique régionale) et que la mise en place des granites (leucogranite précoce, granite hercynien caché) remobilise ce stock métal, tout d'abord dans un niveau particulier (carbonaté du sommet de la série noire, puis dans des fentes de tension (filons $N 130^\circ$) consécutives à la fin de mise en place du granite (formation du dôme de Montredon).

- b — En seconde hypothèse, la minéralisation, prise au sens large, aurait été introduite dans le « niveau » porteur au cours de sa sédimentation et serait liée à des manifestations volcaniques régionales.

En effet, les roches constituant ce « niveau » se différencient très nettement de toutes celles de la série noire. Celui-ci est constitué par de fines alternances grés-pélitiques de pétrographie et géochimie (Mg, Na, K) très proches de celles des niveaux volcano-détritiques très caractéristiques de la série verte sus-jacente et il semble donc logique de penser que ce niveau sommital de la série noire pourrait être le premier témoin du volcanisme acide dont le démantèlement serait la source du matériel détritique de toute la série verte. Le matériau originel du niveau porteur est extrêmement fin. Il est constitué de quartz et plagioclases (An 20-25) de quelques microns, de passées de quartz engrené de même dimension pouvant avoir pour origine des dépôts siliceux colloïdaux. On y observe des grains de scheelite et de fluorine xénomorphes. Le tungstène et le fluor pourraient avoir accompagné des venues exhalatives liées au volcanisme acide et donné la première concentration dans le sédiment.

Le métamorphisme régional lié à S_1 avec, peut-être, la mise en place de leucogranite (orthogneiss), ou les montées de granite contemporaines de S_2 , permettent alors à la scheelite et à la fluorine de recristalliser dans certains lithofaciès et dans les lentilles quartzo-feldspathiques. La dernière phase souple P_3 déforme le « niveau » et les lentilles.

Quelle que soit l'hypothèse, relative à l'origine des éléments tels que W, F, Sn..., que l'on retiendra, il n'en reste pas moins qu'après l'expression minéralogique de ces éléments (scheelite, fluorine...) et les déformations de la dernière phase souple P_3 , on reconnaît pendant la première phase cassante une élévation de température régionalement circonscrite. En effet, pendant la phase de fracturation $N 60^\circ$ et $N 130^\circ E$ sécante sur tout cet ensemble (roches sédimentaires et granites) se développent des néogénèses minérales dans les épontes :

biotites, tourmalines, pyroxènes (selon la géochimie initiale de la roche), accompagnées, plus près des lèvres des fractures, de mispickel, scheelite et fluorine ; dans la fracture, cristallisent quartz, microcline, biotite et muscovite (rares), scheelite, fluorine, mispickel, cassitérite, wolframite..., le développement de ces biotites sécantes (indépendantes des diverses schistosités) a été observé dans une zone assez vaste qu'il est difficile de cerner avec précision. Ces biotites seraient les témoins d'un dôme thermique (granite caché des anomalies gravimétriques) accompagnant cette phase de fracturation. Cependant, si l'on rencontre, par exemple, de la biotite un peu partout dans la zone affectée par la fracturation N 60° -N 130° E, il n'en est pas de même pour la scheelite. Le tungstène n'apparaît, en teneurs élevées dans les filons, que dans la zone ouest du dôme de Montredon, que ce soit dans les filons N 130° E des micaschistes (gisement de Montredon s.s) ou sur l'axe à tourmaline de la Mouline de la série verte ; l'axe de Savin, plus à l'est, n'a pas de tungstène.

Tout se passe comme si la phase de fracturation N 60°-N 130° E n'avait rien eu à remobiliser dans la zone est, tandis que, dans la zone ouest, le niveau minéralisé existait déjà avec un stock de W, F, Zn, Sn... disponible.

Ensuite, une nouvelle phase de fracturation permet le développement de filons EW de quartz aux dimensions parfois imposantes (dyke de Roquemaure) accompagnés de fluorine, sidérite, chalcopryrite et barytine. La géochimie des chapeaux de fer coiffant ces filons a révélé pour certains des teneurs en W non négligeables ; celles-ci n'apparaissent que pour ceux qui sont situés dans la zone ouest du dôme de Montredon. Il semble encore logique de penser que cette phase de fracturation EW, aux paragenèses plus froides que la précédente N 60°-N 130° E, a encore remobilisé, en petites quantités, le tungstène. On connaît depuis longtemps de la ferbérîte dans le filon fluoré EW du Berlan situé au sud de Montredon-Labessonnié (P. Béziat, 1964) non loin du niveau minéralisé en scheelite et fluorine d'Auriolle.

Ainsi, l'association d'un « stock métal » (minéralisations et fond géochimique anomal de la série noire) et d'intrusions granitiques en relation avec une tectogenèse complexe, permet mieux d'expliquer l'existence du district à W-Sn-F de Montredon-Labessonnié. Ce district apparaît d'ores et déjà comme un bon exemple de la « permanence » d'une association minérale (W-Sn-F) qui s'exprime sous différentes formes au cours de l'histoire géologique régionale.

Références bibliographiques

- Action Concertée DGRST (1978). — Étude des minéralisations stratiformes en tungstène dans la région de Montredon-Labessonnié (Tarn). Rapport final avec la participation de : P. BÉZIAT, BRGM Division Sud Ouest, M. BOUDRIE et F. TOLLON, Lab. Minéral. Univ. Paul-Sabatier, Toulouse.
- ALBOUY L. (1975). — Étude géologique et métallogénique de la région de Vabre. Ferrières et Brassac (Tarn). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969). — *Rev. indus. Minér.* n° spécial, p. 1 à 9.
- ARTHAUD F. et MATTE P. (1975). — Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. — *Tectonophysics*, 25, pp. 139-171.
- AUBAGUE M., ORGEVAL J. J. et SOULIÉ M. (1977). — Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif Central et de sa bordure languedocienne. *Bull. BRGM* (2), II, 3.
- BARBANSON L. (1979). — Étude des minéralisations zincifères stratiformes de Saint-Salvy (Tarn). Thèse de 3^e cycle, Toulouse.
- BARRAS E. (1979). — Le dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié et son enveloppe métamorphique. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- BÉZIAT P. (1964). — Contribution à l'étude minéralogique du versant septentrional de la Montagne Noire. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- BÉZIAT P., TOLLON F. et GRAMMONT X. (1965). — Présence de wolframite dans la fluorine du Berlan près de Roquecourbe (Tarn). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 100, fasc. 3-4, p. 436-438.
- BÉZIAT P. (1973). — Style des déformations et figures d'interférence sur la bordure SE du Sidobre. *Bull. BRGM*, sec. IV, n° 3, 161-183.
- BÉZIAT P. et TOLLON F. (1975). — La scheelite dans le midi de la France : le problème des concentrations en tungstène dans les strates. *Mém. h. sér. Soc. Géol. Fr.* 7, p. 49-56.
- BÉZIAT P., FORTUNÉ J. P. et TOLLON F. (1976). — Zonalité minéralogique régionale dans le Paléozoïque du Tarn. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, t. 99, p. 294-300.
- BOREL A. (1978). — Le granite du Sidobre : Pétrographie, structure, relation, mise en place, cristallisation. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- BOUDRIE M. (1977). — Étude géologique, minéralogique et géochimique des minéralisations stratiformes à W, Sn, F, Be, Zn de Montredon-Labessonnié (Tarn). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- BOYER F., ROUTHIER P. et ROUVIER H. (1975). — Mise en évidence de quelques ceintures métallogéniques d'Europe. Conséquences théoriques et pratiques. *C.R. Acad., Sci. Fr.*, t. 280, p. 1333-1336.
- BOYER F. et ROUTHIER P. (1974). — Extension régionale de couches à scheelite dans la couverture métamorphique de la zone axiale en Montagne Noire (Hérault). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 279, p. 1829-1832.
- BRGM (1961-1979). — Rapports internes inédits par MM. BÉZIAT, BERGNOU, GUIRAUDIE, PROUHET.
- CARVEN-CACHIN A. (1898). — Description géographique géologique du département du Tarn. Privat. éd. Toulouse. Masson et Cie, Paris.
- CONTRI J. P. (1959). — Étude géologique et métallogénique des environs de Peyrebrune et de Montroc, près de Réalmont (Tarn). Thèse 3^e cycle, Paris.
- DEBELMAS J. (1964). — Géologie de la France, éd. Douin, Paris.
- DECHOMETS R. (1978). — Le gisement de fluorine de Trébas (Tarn). Pétrographie, tectonique, métallogénie. Thèse ing. doc., Lyon.
- DELPONT G. (1973). — Les séries métamorphiques de l'Albigeois à l'est de Réalmont (Tarn), étude microtectonique. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- DEUTZMANN W. (1958). — Über die Vereizungen im « Kristallinen Albigeois » des Südwestinchen Frankreichs. Thèse, Bonn.
- DUPONT F. et OGER M. (1977). — Étude gravimétrique dans la région de Montredon (Tarn). BRGM rap. internes.
- DURAND B. (1966). — Le gisement plombo-zincifère de Peyrebrune (Tarn). Thèse, Nancy.
- EMBERGER A. et PERICHAUD J. J. (1979). — Cartes des ressources minérales du Massif Central, 1/1000000, éd. BRGM.
- ESCANDE B. (1974). — Étude minéralogique et métallogénique de la région de Burlats-Roquecourbe-Vabre (Tarn). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- GANGLOFF A. (1948). — Étude minéralogique et métallogénique de l'Albigeois cristallin. Région d'Alban et de Labessonnié. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 83, 1-2, 88.
- GÈZE B. (1949). — Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. Géol. Fr.* XXIX, 215.
- GUÉRANGÉ B. (1970). — Étude structurale du dôme de Montredon-Labessonnié (Tarn). Rap. BRGM inédit.
- GUILLON J. H. (1963). — Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Région d'Alban-Trébas (Tarn). Thèse 3^e cycle. Paris.
- HALFON J. et ROSIQUE A. (1973). — Comparaison des éléments en traces dans les blends du filon et du stratiforme de Saint-Salvy (Tarn). *Bull. BRGM* sec. II, n° 5, 403-432.
- LAFFITTE P., PERMINGEAT F. et ROUTHIER P. (1965). — Cartographie métallogénique, métallogénie et géochimie régionale. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, t. 88, p. 3-6.
- LEGRAYE M. et GOFFINET A. (1955). — Étude géologique et métallogénique du gisement de wolfram de Montredon-Labessonnié. *Bull. Soc. géol. Belg.* 78, 204-246.
- MAURIÈS J. P. (1970). — Microtectonique du Paléozoïque à l'ouest de Vabre (Tarn). Thèse 3^e cycle, Toulouse.

- MONSEUR G. (1956). — Sur la présence de cassitérite et la paragenèse minérale du gisement de wolfram de Montredon-Labessonnié. *Bull. Soc. géol. Belg.*, LXXIX, 103-109.
- NICOLET B. (1963). — Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Région d'Alban-Saint-Jean-de-Jeannes (Tarn). Thèse 3^e cycle, Paris.
- PAGÈS L. (1972). — Étude minéralogique et métallogénique du district à tungstène et étain de Roquecourbe, Montredon-Labessonnié (Tarn). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- PAGÈS L., GUILLIAMS J. et TOLLON F. (1971). Découverte de scheelite et cassitérite dans le val d'Auriol près de Roquecourbe (Tarn). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 272, 1195-1196.
- PERMINGEAT F. et TOLLON F. (1971). — L'or et le bismuth dans le gisement de wolframite de Montredon-Labessonnié (Tarn). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 272, 681-683.
- PIERROT R., PICOT P., FORTUNÉ J. P. et TOLLON F. (1976). — Inventaire minéralogique de la France n° 6. 81 Tarn éd. BRGM Orléans.
- PROUHET J. P. (1966). — Résultats actuels et programme de travaux à Montredon-Labessonnié (Tarn). Rapport BRGM.
- PROUHET J. P. et GUIRAUDI C. (1960). Le gisement de Montredon-Labessonnié (Tarn). Rap. BRGM inédit.
- RAGUIN E. et VINCENNE H. (1947). — Le gisement plombo-zincifère de Peyrebrune (Tarn). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* XXX, 1301-1305.
- ROUTHIER P. (1969). — Essai critique sur les méthodes de la géologie (de l'objet à la genèse). *Évolution des Sciences* n° 34, Masson éd., Paris, 204 p.
- ROUTHIER P. (1976) : A new approach to Metallogenic Provinces : the example of Europe. *Econ. Geol.*, 71, n° 4, p. 803-811.
- SOULIÉ M. (1971). — Observations minéralogiques et métallogéniques sur le district à fluorine du Tarn. Étude de la mine du Burg. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- SOULIÉ M., GRAMMONT X. de, et TOLLON F. (1971). — Le bismuth dans les gisements fluorés du Tarn. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 273, D, p. 1-2.
- VIALLEFOND L. (1963). — Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois, région de Montredon-Labessonnié (Tarn). Thèse 3^e cycle, Paris.

Directeur de publication : L. Delbos

Imprimerie Durand - 28600 Luisant

Tél. : (37) 21.14.87