

## LES GISEMENTS STANNO-WOLFRAMITIQUES DU PORTUGAL (\*)

par DÉCRO THADEU (\*\*)

(5 figures dans le texte)

### RÉSUMÉ

On donne une idée globale de la géologie du Massif Hespérique, en présentant les différentes zones géotectoniques reconnues dans la chaîne hercynienne et on mentionne les principaux types de minéralisations caractéristiques de ces différentes zones. Avec plus de détail, on décrit les zones galicienne-transmontane et centre-ibérique et leurs granitisations, en examinant, finalement, la distribution régionale de la minéralisation stanno-wolframitique.

Ayant pour base cette introduction géologique, on essaie de caractériser la minéralisation stanno-wolframitique, en examinant, successivement, la zonalité à l'échelle des gisements, les phénomènes d'altération deutérique des roches encaissantes, la paragenèse et la succession minérale, et les types de gisements qu'il est possible de dégager grâce à ces caractères tenus comme plus importants, en essayant de s'abstenir de tous préjugés génétiques; en conclusion, on fait la critique de ceux-ci, en entreprenant une interprétation générale de la minéralisation stanno-wolframitique.

### CADRE GÉOLOGIQUE

#### 1. *Massif Hespérique; unités géotectoniques dans la partie portugaise; distribution des principales minéralisations.*

Le territoire portugais, du point de vue géotectonique, est constitué par trois unités fondamentales : le Massif Hespérique, les Bordures méso-cénozoïques et les Bassins cénozoïques du Tage et du Sado (Fig. 1).

Le Massif Hespérique, duquel le territoire portugais embrasse à peine la partie occidentale, est l'unité la plus ancienne, constituée par des formations anté-mésozoïques cratonisées dès la fin de l'orogénie hercynienne, recouvertes ici et là par de petits lambeaux de formations continentales tertiaires et quaternaires ou datant, plus rarement, de la fin du Mésozoïque. Les roches schisteuses, argilo-gréseuses et grauwaqueuses d'une part, et granitiques d'autre part, y prédominent largement.

Le Massif Hespérique appartient presque entièrement à la chaîne hercynienne.

Les Bordures méso-cénozoïques encadrent le Massif Hespérique des côtés occidental et méridional : Bordure occidentale et Bordure méridionale. Cette dernière borde le Sud du pays de façon continue et la première, aujourd'hui représentée

(\*) Ce texte a constitué, avec de légères modifications, le sujet de deux conférences prononcées à la Faculté des Sciences Appliquées de l'Université de Liège, le 28 et 29 février 1972.

(\*\*) Laboratório de geologia, Instituto Superior Técnico, Lisboa 1 — Portugal.

au sud du Sado seulement par deux petits lambeaux (Santiago do Cacém et Carra-pateira), devait être également continue et se rattacher à la Bordure méridionale.

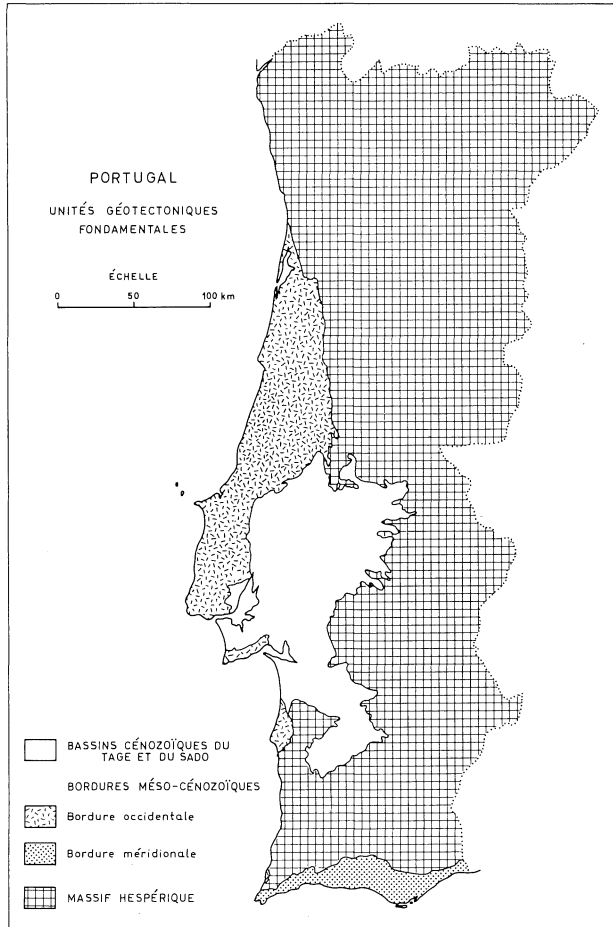


Fig. 1

Les Bassins cénozoïques du Tage et du Sado ont résulté d'effondrements qui doivent avoir commencé dès le Paléogène et qui, outre qu'ils ont rompu la continuité de la Bordure méso-cénozoïque occidentale, ont largement mordu le Massif Hespérique.

Le Massif Hespérique est donc l'entité principale et un peu plus des deux tiers du pays s'y situent. Vu l'orientation de la chaîne hercynienne, NW-SE, et le développement méridien du pays, il en résulte qu'on trouve, du nord au sud, des unités ou zones de cette chaîne se succédant parallèlement à son axe (Fig. 2).

Les zones géotectoniques reconnues dans la chaîne hercynienne sont celles qui ont été définies par LOTZE (1945) mais en tenant compte des travaux plus récents de A. RIBEIRO et L. CONDE qui ont abouti à la présentation de la *Carte Tectonique du*

Portugal, à l'échelle 1:1 000 000, au récent Congrès Hispano-Luso-Américain de Géologie Économique, dont la publication est attendue pour l'année courante.

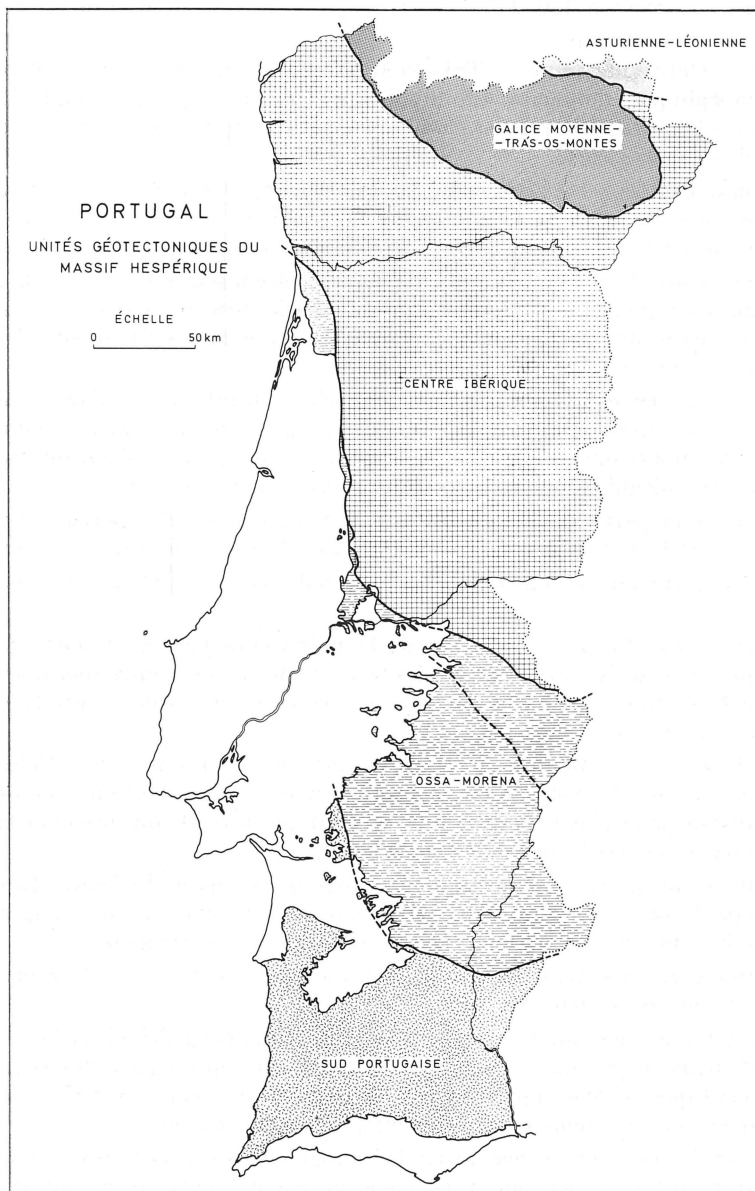


Fig. 2

La division de la chaîne hercynienne en zones géotectoniques est basée sur l'évolution paléogéographique et les caractéristiques structurales.

Du nord au sud du pays, on trouve la zone *asturienne-léonienne*, à peine atteinte

par l'extrémité nord-est du pays, qui se distingue, parmi d'autres caractéristiques, par la présence d'un Précambrien schisto-gréseux et porphyroïde très développé.

Ensuite on trouve la zone *Galice moyenne* — *Trás-os-Montes* dont la terminaison axiale sud-est se trouve dans le nord-est du pays et presque entièrement enveloppée par la zone centre ibérique.

La zone *Galice moyenne* — *Trás-os-Montes* se caractérise par son Précambrien polymétamorphique, de faciès amphibolitique et, dans quelques endroits, même granulitique et éclogitique; elle est enveloppée par un Silurien moins métamorphique, du faciès des schistes verts.

Le contact entre cette zone et les zones asturienne-léonienne et centre ibérique est signalé par la présence d'un important chevauchement qui a provoqué la superposition de la zone *Galice moyenne* — *Trás-os-Montes* sur celles-ci.

La zone *centre ibérique* est la plus importante et constitue l'ossature de la chaîne hercynienne ibérique; elle occupe presque la moitié nord du pays et se caractérise par l'occurrence d'une formation très puissante avec faciès flyschöide dénommée, au Portugal, « Complexe schisto-grauwackeux ».

Dans cette formation on a reconnu deux séries. L'inférieure, d'âge précambrien supérieur a une lithologie très monotone, essentiellement schisto-grauwackeuse, tandis que la supérieure, d'âge cambrien, plus variée, comprend en outre des conglomérats, des volcanites acides et quelques lits de calcaire.

C'est dans la partie plus au nord que se trouve la série supérieure tandis que dans le centre et le sud de la zone centre ibérique c'est la série inférieure qui affleure.

Le métamorphisme qu'elle a subi est épizonal, mais il est plus fort dans la partie nord.

La zone *Ossa-Morena* est séparée de la précédente par un important chevauchement qui a permis la superposition des terrains de la zone centre ibérique par ceux de la zone *Ossa-Morena*. Ce chevauchement passe à une faille, peut-être du type décrochement, du côté occidental.

Dans la zone *Ossa-Morena*, le Cambrien est bien représenté et le Précambrien, comme l'Ordovicien, se distingue de celui de la zone centre ibérique, correspondant à des conditions paléogéographiques tout à fait différentes et qui justifient la séparation des deux zones par le chevauchement cité.

Ensuite vient la zone *sud portugaise*, la plus méridionale du Massif Hespérique. Elle est séparée de la zone précédente par un chevauchement qui a superposé les terrains de la zone *Ossa-Morena* sur ceux de la zone sud portugaise.

On trouve ici des formations du Dévonien supérieur et du Carbonifère. Le Précambrien est totalement absent.

On doit remarquer que la limite entre la zone centre ibérique et la zone *Ossa-Morena* est signalée par un important chevauchement qui sépare des régions avec des caractéristiques paléogéographiques très diverses. Ce sont ces différences paléogéographiques qui justifient l'individualisation des deux zones.

Du point de vue qui nous occupe ici, la limite entre ces deux zones géotectoniques devrait être reportée un peu plus vers le sud de façon à se trouver d'accord avec la répartition des différentes aires magmatiques.

En effet, le magmatisme de la zone centre ibérique se caractérise par la prédominance de granites calco-alcalins, à deux micas, tandis que le magmatisme de la zone *Ossa-Morena* par la prédominance de tonalites, diorites et, plus rarement, granodiorites (BARD, 1971, p. 334).

Eu égard au magmatisme, la limite entre ces deux zones serait donnée par un charriage important (indiqué en trait interrompu sur les Figs. 2 et 4) qui a provoqué la superposition du Cambrien sur le Silurien.

Du point de vue métallogénique chacune de ces zones géotectoniques a des minéralisations qui lui sont propres.

La zone asturienne — léonienne, très mal représentée au Portugal, contient des gisements stannifères.

Dans la zone Galice moyenne — Trás-os-Montes ce sont les gisements de chrome et stanno-wolframitiques qui sont les plus caractéristiques.

Aux gisements de chrome, en rapport avec des métapéridotites et d'importance très réduite, est attribué l'âge précambien (CONDE et alia, 1971, p. 26). Les gisements stanno-wolframitiques ont été traditionnellement mis en rapport avec les granitisations hercyniennes les plus jeunes; dernièrement, toutefois, d'autres opinions ont été manifestées, que nous aurons l'occasion d'examiner, qui rattachent une partie de cette minéralisation à des granites plus anciens, quoique encore hercyniens, et à des niveaux lithotypes siluriens.

Les minéralisations typiques de la zone centre ibérique, outre la stanno-wolframitique, sont celles de fer, pyrites auro-argentifères, plomb-zinc, antimoine-or, uranium et des pegmatites granitiques (à niobo-tantalite, à béryl, etc., en dehors des stannifères).

Les gisements de fer sont syngénétiques et rattachés à un niveau ordovicien, schisto-quartzitique, transgressif.

Les gisements de pyrites auro-argentifères ne se limitent pas à cette zone, mais c'est ici qu'ils sont les plus importants. Ils ont été considérés hercyniens mais les opinions sont partagées au sujet de leurs rapports avec la minéralisation stanno-wolframitique; il y a des auteurs (BRINK, 1960, p. 127) qui les considèrent plus anciens, quoique en rapport avec des granites syn- ou tarditectoniques hercyniens, tandis que d'autres (CERVEIRA, 1952, p. 136) les rattachent directement à la minéralisation stanno-wolframitique. Ce point n'est donc pas encore suffisamment éclairci.

Les gisements de plomb et zinc ne sont pas, non plus, exclusifs de la zone centre ibérique mais, pour ce qui est des gisements épigénétiques, c'est ici qu'ils sont le plus importants. Il semble prudent de considérer deux types de gisements filoniens de plomb et zinc.

Un, plus ancien, qui semble pouvoir comprendre les filons à antimoine-or (FERREIRA, 1971, p. 59), qui se caractérise par des teneurs généralement élevées en argent et par l'antériorité de la phase de dépôt de la blende par rapport à celle de la galène. Ce type, dont le gisement de Terramonte au SE de Porto (FERREIRA, 1971, p. 60-68; GASPAR, 1967) est un exemple, a été mis en rapport avec la minéralisation stanno-wolframitique; tout récemment on a émis l'hypothèse, en ce qui concerne les filons à antimoine-or, d'une concentration préfilonienne dans certains lithotypes de la région (FERREIRA, OLIVEIRA & ANDRADE, 1971, p. 605).

L'autre type, réputé plus récent, se distingue du précédent par des paragenèses très simples, et par le fait que le dépôt de la blende suit celui de la galène; en outre, quoique très fréquemment dans la dépendance de structures tardi-hercyniennes, qui ont joué pendant l'orogénie alpine, ses minéralisations ne sont pas tectonisées. Elles présentent de délicates textures rubanées, des géodes axiales avec des cristallisations très parfaites, en parallèle avec des textures bréchiques dans lesquelles la minéralisation joue le rôle du ciment.

Quand les filons de cette minéralisation en plomb-zinc rejoignent des filons stanno-wolframitiques, ils recouperont ceux-ci et sont nettement postérieurs.

Ces faits ont amené à attribuer ce type à des remobilisations provoquées par l'orogénie alpine (THADEU, 1965, p. 67) et peut-être, en partie, en rapport avec des minéralisations de sulfures syngénétiques siluriennes (RIBEIRO & REBELO, 1971, p. 983).

Les gisements uranifères, épigénétiques, sont exclusifs de la zone centre ibérique. Ces gisements ont été d'abord considérés comme de filiation granitique et d'âge hercynien; plus tard, on leur a attribué un âge alpin, en les considérant comme le résultat de la lixiviation des granites hercyniens (CAMERON, 1960, p. 54; THADEU, 1965, p. 37); à présent, ils sont encore réputés avoir pour source l'uranium des granites hercyniens les plus jeunes, mais dont la remobilisation a été due à des conditions de pénéplanisation, avec forte pédogenèse; la concentration en des structures filoniennes ou de dissémination représenterait seulement le résultat de pièges, très superficiels, pour la percolation des solutions uranifères (DIAS & ANDRADE, 1970, p. 16).

Pour l'âge radiométrique des pechblendes on a obtenu  $83 \pm 8$  MA (STIEF & STERN, 1960) et  $190 \pm 10$  MA (DARNLEY, 1961) ce qui permettrait, dans le dernier schéma génétique, de présumer une première remobilisation et concentration liée à la pénéplanisation de la fin du Trias et une autre à celle du Crétacé supérieur.

Les pegmatites granitiques, à niobo-tantalite, béryl, lépidolite-cassitérite et cassitérite, sont liées aux granites hercyniens jeunes, appartenant donc à la minéralisation stanno-wolframitique déjà citée à propos de la zone Galice moyenne — Trás-os-Montes. On remarquera ici, toutefois, que la possibilité de deux minéralisations hercyniennes d'âges différents ne s'est pas posée avec autant d'acuité dans le cas de la zone centre ibérique.

Les minéralisations caractéristiques de la zone Ossa — Morena sont de sulfures et de fer.

La première se trouve dans certains horizons dolomitiques du Cambrien, au voisinage de roches volcaniques intermédiaires.

Il semble y avoir deux types de gisements (GOINHAS *in* CARVALHO, GOINHAS & SCHERMERHORN, 1971, p. 78, 91-94). L'un correspond à des masses lenticulaires de sulfures (pyrite-pyrrhotine-magnétite-blende-barytine, avec de la galène et de la chalcoppyrite en quantités subordonnées) auxquelles est attribuée une origine syngénétique, exhalativo-sédimentaire; l'autre, essentiellement avec blende et galène, correspondrait à des migrations postérieures donnant lieu à des gisements épigénétiques, du type disséminations, liés à certains horizons dolomitiques.

Les gisements de fer sont de magnétite et d'hématite, parfois avec une certaine teneur en sulfures, surtout pyrite et pyrrhotine. Ils ont en commun la localisation dans un même ensemble volcano-sédimentaire d'âge cambrien-silurien (ANDRADE, 1966, p. 72), et ce fait permet d'envisager une origine commune, exhalativo-sédimentaire, les différences minéralogiques étant dues au métamorphisme régional (CARVALHO *in* CARVALHO, GOINHAS & SCHERMERHORN, 1971, p. 86).

La métallogénie de la zone sud portugaise est caractérisée par des gisements de manganèse, de fer-manganèse et d'importants gisements de pyrite cuprifère. Il y a aussi de nombreux petits gisements épigénétiques de cuivre.

Les gisements de manganèse se trouvent à différents niveaux d'un important complexe volcano-siliceux, d'âge viséen inférieur et tournaisien, et semblent correspondre à la phase terminale d'un volcanisme acide (SCHERMERHORN *in* CARVALHO, GOINHAS & SCHERMERHORN, 1971, p. 24). Ils sont associés à des jaspes et constitués

par de la rhodonite et de la rhodocrosite, qui près de la surface donnent lieu à des oxydes et hydroxydes de manganèse et de fer. On leur attribue une formation syngénétique, exhalativo-sédimentaire (GASPAR, 1961, p. 194); cependant il faudrait des études plus détaillées pour déterminer leur origine.

Les gisements de pyrite cuprifère se trouvent aussi dans le même complexe volcano-siliceux que ceux de manganèse et qui définit la célèbre *bande pyriteuse ibérique*, mais dans des niveaux généralement plus bas et directement associés au volcanisme acide.

Les travaux de prospection entrepris ces dernières années ont amené à admettre que ces gisements sont le résultat d'un volcanisme acide sous-marin et qu'ils sont d'origine exhalativo-sédimentaire mais avec un transport plus ou moins important (SCHERMERHORN, 1970, p. 277-279). Les sulfures se seraient accumulés dans le voisinage immédiat des volcans sous la forme de boue colloïdale mais, étant donné le milieu aqueux et le manque de consolidation, ils ont coulé ensuite vers les dépressions, d'où la possibilité de les trouver plus ou moins loin des volcans et ayant acquis des structures sédimentaires (SCHERMERHORN *in* CARVALHO, GOINHAS & SCHERMERHORN, 1971, p. 22-23).

Les nombreux petits gisements épigénétiques de cuivre, sous forme filonienne, sont post-orogéniques. Ils ont résulté probablement de la remobilisation du cuivre des masses de pyrite cuprifère (SCHERMERHORN *in* CARVALHO & SCHERMERHORN, 1971, p. 24; CONDE, 1971, p. 448); peut-être, sont-ils à mettre en parallèle avec les filons de plomb et zinc de la zone centre ibérique qui ont été attribués à l'orogénie alpine.

Les gisements de fer-manganèse se trouvent dans la partie occidentale, tout près de l'Atlantique. Les caractéristiques de la région sont très semblables à celles de la bande pyriteuse et le parallélisme s'impose.

Les gisements sont de types très divers, comprenant depuis les types stratiformes jusqu'à ceux dûs à des remobilisations superficielles, en passant par les filoniens. Cette minéralisation est constituée par des oxydes qui passent en profondeur à des carbonates; elle doit comprendre des gisements syngénétiques et épigénétiques (CARVALHO *in* CARVALHO, GOINHAS & SCHERMERHORN, 1971, p. 65-69).

## 2. Zone galicienne-transmontane et zone centre ibérique; granitisations; distribution régionale de la minéralisation stanno-wolframitique.

La minéralisation stanno-wolframitique se trouve donc, dans les zones géotectoniques asturienne — léonienne, Galice moyenne — Trás-os-Montes, centre ibérique et Ossa — Morena.

Ainsi que nous l'avons déjà fait remarquer, la zone asturienne — léonienne est à peine effleurée par le territoire portugais à l'extrême NE du pays; cependant, on y trouve quelques gisements stannifères.

Dans la zone Ossa — Morena on ne trouve de gisements stanno-wolframitiques que dans la sous-zone Elvas — Portalegre, c'est-à-dire dans la bande NE jouxtant la zone centre ibérique. Il a été mentionné que la séparation entre les deux zones qui viennent d'être mentionnées était marquée par un chevauchement très important qui superpose les formations plus métamorphisées et déformées de la zone Ossa — Morena aux formations moins métamorphisées et déformées de la zone centre ibérique.

La paléogéographie impose que l'on considère le chevauchement en question

comme la limite entre les deux zones géotectoniques mentionnées; cependant, ainsi que nous l'avons fait remarquer aussi, le magmatisme granitique qui caractérise la zone centre ibérique, atteint encore la partie NE de la zone Ossa — Morena, et, du point de vue du magmatisme, cette partie devrait être incorporée à la zone centre ibérique dont la limite sud deviendrait ainsi l'important charriage qui superpose le Cambrien au Silurien et se trouve représenté sur les Figs. 2 et 4 par la ligne en trait interrompu.

Étant donné les faits qui précèdent, nous nous occuperons maintenant avec davantage de détail, des zones Galice moyenne — Trás-os-Montes et centre ibérique (Fig. 3).

PHASES OROGÉNIQUES		ZONE GALICE MOYENNE - TRÁS-OS-MONTES	ZONE CENTRE IBÉRIQUE	GRANITISATIONS	
ALPINES		Épéirogenèse et rejeu vertical des décrochements tardi-hercyniens			
TARDI-HERCYNiennes		Décrochements			
HERCYNien	4 <sup>ème</sup> OURALIENNE Post-stéphaniennne 3 <sup>ème</sup> ASTURIENNE Intra-westphaliennne 2 <sup>ème</sup> 1 <sup>ère</sup> BRETONNE		Antunien inférieur	280 ± 10 MA Granites calcoalcalins post-tectoniques	
					Stéphanienn B-C Westphalienn D
					298 ± 10 MA Granites alcalins syn- et tardi-tectoniques
					360 MA (Galice occidentale)
CALÉDONIEN	SARDIQUE		Dévonien inf. et moyen Silurien Ordovicien		
PRÉCAMBRIEN	CADOMIENNE	Précambrien supérieur	Cambrien Précambrien supérieur		
		Précambrien	Précambrien		

Fig. 3

Les zones Galice moyenne — Trás-os-Montes et Ossa — Morena se présentent à nous comme formées par des noyaux plus anciens que dans la zone centre ibérique, où on ne les retrouve que, mal représentés dans l'extrémité NE. Autour de ces noyaux, d'âge Cadomien, se sont déposés le Précambrien supérieur et le Cambrien, présentant des caractéristiques différentes selon les zones, et l'on constate que la déformation et le métamorphisme sont plus intenses dans les zones Galice moyenne — Trás-os-Montes et Ossa — Morena que dans la zone centre ibérique.

L'action de la phase sarde se retrouve dans toutes les formations mentionnées mais, tandis que dans les deux zones extérieures elle a produit des plissements intenses et un métamorphisme accusé, dans la zone intermédiaire centre ibérique, elle s'est bornée à produire des plis ouverts sans qu'il ait eu de schistosité.

Le Paléozoïque est représenté dans la zone Galice moyenne — Trás-os-Montes par le Silurien, tandis que dans la zone centre ibérique il l'est par l'Ordovicien, le Silurien et le Dévonien inférieur et moyen; il a été déformé par la phase bretonne, avec formation d'une schistosité primaire à plan axial.



Il est probable que quelques granites de la zone centre ibérique, au nord du pays, soient en rapport avec cette phase bretonne, d'autant plus que dans la Galice occidentale on en connaît quelques-uns qui compteraient autour de 360 MA; cependant, l'identification de ces granites au Portugal demande encore à être confirmée.

Entre les phases bretonne et asturienne on constate dans la zone Galice moyenne — Trás-os-Montes l'action d'une autre phase de déformation qui a déterminé de nombreux chevauchements, soit entre les massifs cadomiens et le Silurien, soit intra-paléozoïques.

Une phase de plissement intra-westphalienne, probablement asturienne, est bien marquée aussi dans les deux zones géotectoniques mentionnées, par l'intrusion de granites à deux micas, alcalins, vieux de  $298 \pm 10$  MA, dont les premiers représentants se montrent déformés par elle, alors que les derniers ne le sont plus. De ce fait on doit considérer ces granites comme syn- et tardi-tectoniques.

Dans des régions très restreintes de la zone centre ibérique il y a eu déposition de formations continentales du Carbonifère qui permettent d'y caractériser une dernière phase de déformation hercynienne, post-stéphanienne, probablement ouralienne.

On constate une intrusion postérieure de granites à biotite, calco-alcalins, soit dans la zone Galice moyenne — Trás-os-Montes, soit dans la zone centre ibérique, franchement post-tectoniques, datant de  $280 \pm 10$  MA.

La minéralisation stanno-wolframitique se montre partout postérieure à l'intrusion des granites, même en ce qui concerne les plus récents.

Comme dernière manifestation de l'orogénie hercynienne, il s'est produit quelques réseaux importants de décrochements dont la détermination de l'âge peut être déduite en partant de la constatation de leurs rapports avec les massifs granitiques les plus récents. En effet, quelques-uns des décrochements mentionnés ont précédé l'intrusion de ces granites, tandis que d'autres lui sont postérieurs.

Fondamentalement, on peut distinguer 3 systèmes de décrochements tardi-hercyniens. Le plus important est peut-être celui à direction NNE-SSW, sinistrogyre, qui s'accompagne d'un autre, qui doit lui être conjugué, à direction NW-SE, dextrogyre. Le troisième paraît postérieur aux deux premiers, il présente une direction ENE-WSW et est dextrogyre.

Cet important réseau de décrochements a rejoué postérieurement pendant l'action de l'orogénie alpine mais, cette fois-ci, en style épirogénique donnant lieu à la formation de bassins d'effondrement, au fond desquels on trouve des sédiments du Néogène et du Quaternaire.

Laissant de côté les granites anté-hercyniens, transformés en ortho-gneiss et représentés dans les massifs cadomiens, avec lesquels on n'a pas pu constater de dépendance de la minéralisation stanno-wolframitique, on peut conclure à deux grandes granitisations hercyniennes : l'une correspondant sensiblement à la phase asturienne ( $298 \pm 10$  MA) et comprenant des granites syn- et tardi-tectoniques, et l'autre postérieure à la phase ouralienne ( $280 \pm 10$  MA) et ne comprenant que des granites post-tectoniques. Les granites de ces deux granitisations sont généralement désignés comme *granites anciens* et *granites jeunes*. (Fig. 4).

Les granites anciens se disposent en bandes parallèles à l'orientation générale de la chaîne hercynienne, formant des batholites allongés, concordants avec la structure de cette chaîne (SOEN, 1970, p. 283).

Les deux bandes les plus importantes (Fig. 4) sont celle de Monção-Vila Real-Moncorvo et celle de Viana do Castelo-Porto-Viseu, qui traversent le Nord du Por-

tugal avec orientation générale NW-SE; entre l'une et l'autre se trouve une troisième moins importante.

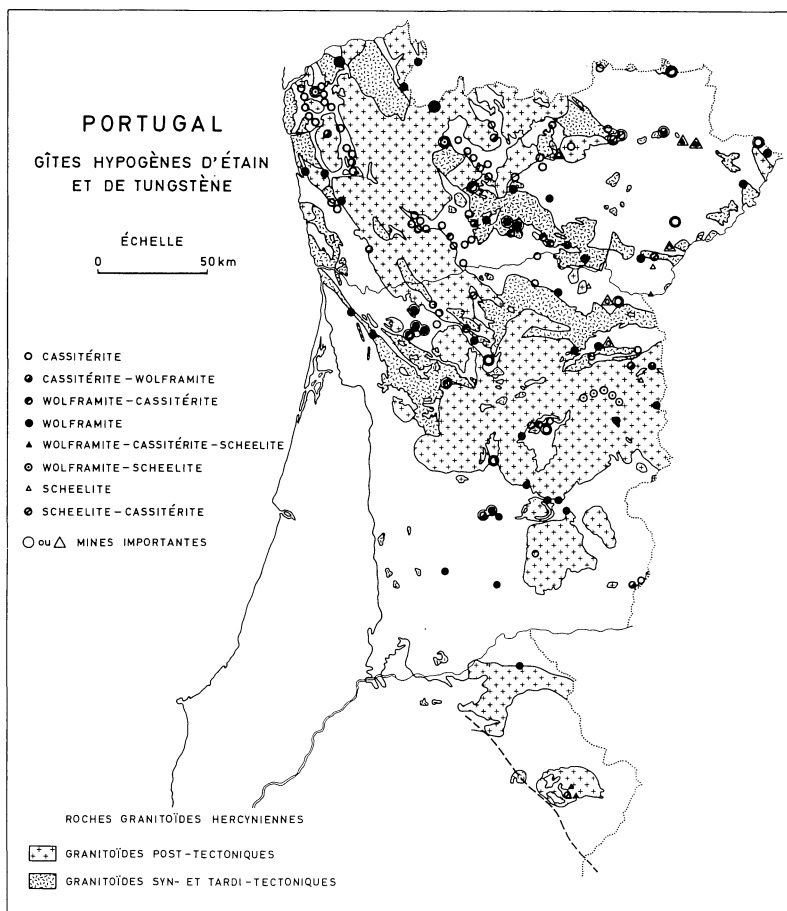


Fig. 4

Dans la partie NW de la bande Porto-Viseu, il y a eu des phénomènes de migmatitisation et de feldspathisation des schistes, dans une région à métamorphisme plus élevé, avec de la sillimanite et de l'andalousite-staurolite (SOEN, 1970, p. 284).

Il s'agit de granites alcalins, à deux micas, avec du plagioclase de composition albite et/ou oligoclase acide; les minéraux accessoires sont peut variés et rares, à l'exception de l'apatite (FLOOR, 1970, p. 246).

Leur texture est grenue, de grossière à fine, et parfois porphyroïde; ils peuvent se trouver déformés, présentant une gneissosité, et ce fait permet, ainsi que nous l'avons dit, de les considérer syn- et tardi-tectoniques.

Les auréoles de métamorphisme qu'ils ont produites sont étroites, et, lorsqu'il s'agit de roches pélitiques, sont constituées par une bande interne, très étroite, de cornéennes avec de l'andalousite et de la cordiérite, et une bande extérieure, plus

large, de schistes tachetés dont les taches sont essentiellement de biotite. Les contacts sont nets mais, comme il a été dit, ont tendance à se subordonner à la structure régionale.

Les granites jeunes forment des batholites ou massifs de moindre volume, essentiellement discordants par rapport à la structure de la chaîne hercynienne.

Il s'agit de granites calco-alcalins, biotitiques, à plagioclase de composition oligoclase et/ou andésine et un important pourcentage de minéraux accessoires variés (FLOOR, 1970, p. 246). Leur texture est, d'une façon prédominante, porphyroïde, à grain grossier, mais on trouve aussi quelques granites à grain moyen à fin, non porphyroïdes.

Les mégacrystaux sont de feldspath potassique et peuvent, parfois, donner une linéation aux granites.

Bien que l'intrusion des granites jeunes ait été échelonnée dans le temps, permettant d'établir des sous-types, ils ne se présentent jamais déformés, et c'est la raison pour laquelle ils ont été considérés post-tectoniques.

Ils montent à travers les structures hercyniennes sans s'accomoder à celles-ci; les contacts sont brusques. Les auréoles de métamorphisme sont identiques à celles produites par les granites anciens.

Il faut ajouter que les granites jeunes présentent parfois, une tendance à l'alcalinité et, dans de certaines zones, renferment de fréquentes enclaves schisteuses et homogènes.

Les granites jeunes coupent en discordance les granites anciens et peuvent renfermer des masses, plus ou moins importantes, de ceux-ci.

C'est avec les granites jeunes que l'on a généralement mis en rapport la minéralisation stanno-wolframitique; mais, plus récemment, les études tectoniques conduites surtout dans la zone Galice moyenne — Trás-os-Montes, ont amené à constater que, dans des régions où les granites jeunes manquent ou n'ont qu'une importance réduite, on retrouve aussi la minéralisation mentionnée, en rapport avec les granites anciens, alcalins. De toute façon, on ne connaît pas de manifestation granitique postérieure à la minéralisation mentionnée, même dans ces régions-là.

La distribution de la minéralisation stanno-wolframitique est intimement subordonnée à l'occurrence de granites (Fig. 4).

En effet, nous constatons que les gisements respectifs sont plus nombreux dans les régions où se trouvent les granites et manquent, par contre, dans les régions où les formations précambriennes et paléozoïques ont un développement important.

C'est le cas du centre de Trás-os-Montes oriental, où nous constatons une tendance marquée de la minéralisation à se disposer à l'extérieur des épaisses séries siluriennes en n'y pénétrant que là où affleurent de petits massifs granitiques.

C'est encore le cas du centre du pays où, à l'intérieur du grand affleurement du « Complexe schisto-grauwackeux », on ne retrouve que quelques gisements, d'ailleurs très importants, coïncidant avec l'existence d'auréoles de métamorphisme de contact qui dénoncent la présence de massifs granitiques à peu de profondeur.

On constate encore facilement, d'autre part, que les grandes aires granitiques sont dépourvues de gisements, que l'on ne retrouve là où elles correspondent à des granites intrusifs dans d'autres granites, tel le cas de la région au NE de la ville de Guarda (Fig. 4), où toute une série de gisements de wolframite et de scheelite dénoncent la zone de contact entre deux types de granites jeunes.

La disposition déjà reconnue, de la minéralisation stanno-wolframitique en bordure de massifs granitiques, se confirme donc au Portugal.

Une analyse statistique, réalisée par ŠTEMPROK (1963, p. 69) basée sur la bibliographie, au sujet de la localisation de 285 gisements de Sn-W-Mo, a montré que 40 % se trouvaient dans la zone d'endocontact, 24,5 % dans la zone d'exocontact et 29 % sur les zones d'endo- et exocontact d'intrusions granitiques; pour les 6,5 % restants l'information bibliographique n'a pas permis de déduire avec certitude la localisation correspondante par rapport aux granites.

Au Portugal, bien que nous ne disposons pas d'une analyse statistique complète, on peut dire que le plus grand pourcentage correspond aux gisements qui se trouvent sur la zone d'exocontact. Ce fait peut être dû à la prédominance de la minéralisation wolframitique sur la stannifère, d'autant plus que les gisements stanno-wolframitiques se trouvent de préférence sur la limite entre ces deux zones tandis que ceux qui sont seulement stannifères sont les plus fréquents dans la zone d'endocontact.

Cette distribution statistique traduit, par ailleurs, la disposition classique de ce type de minéralisation en zones autour des coupoles granitiques.

En effet, dans les cas les plus complexes on constate la disposition suivante en zones successives : pegmatites stannifères et/ou filons quartzeux stannifères, filons quartzeux stanno-wolframitiques et filons quartzeux wolframitiques.

Nous devons, toutefois, faire remarquer que cette série complète est plutôt rare; le cas le plus fréquent se borne aux deux derniers types de filons.

D'autre part, la localisation de tous ces différents types par rapport au contact avec le granite ou entre des granites, n'est pas constante. On peut citer des cas où la succession pegmatites stannifères, filons quartzeux stannifères et stanno-wolframitiques est comprise entièrement en dedans de la zone d'exocontact, et d'autres cas où la même succession se trouve pour la plupart dans la zone d'endocontact qui n'est franchie que par des filons uniquement wolframitiques.

La minéralisation stanno-wolframitique peut dépasser la zone d'exocontact dans le cas de massifs granitiques encaissés dans des roches pélitiques mais, dans ces cas, on constate une grande dispersion de la minéralisation par d'innombrables veines, bien qu'elle puisse correspondre à une zone d'enrichissement local.

Nous attribuons ce fait aux caractéristiques mécaniques de la roche qui, n'ayant pas été atteinte par la recristallisation due au métamorphisme de contact, s'est fracturée davantage et a produit des fractures plus minces et plus discontinues.

La disposition en zones la plus complète est celle que nous avons mentionnée précédemment, mais cette disposition n'est constatable qu'à l'échelle de régions minéralisées.

Il est fréquent de rencontrer le passage latéral entre les différents types de filons quartzeux, mais nous ne connaissons pas d'exemple sûr de passage de pegmatites à des filons quartzeux. On peut reconnaître une phase plus ou moins développée de dépôt à caractéristiques hydrothermales, au sens le plus large, dans les pegmatites, mais qui ne traduit pas une association directe entre les deux types fondamentaux de gisements, et ne conduit pas non plus au dépôt d'une minéralisation wolframitique.

Nous ne possédons pas d'éléments numériques suffisants au sujet de la concentration de cassitérite dans les pegmatites et dans les filons quartzeux; cependant, l'observation personnelle nous amène à supposer que la plus grande concentration de cassitérite correspond aux filons quartzeux de régions où il n'y a pas de pegmatites stannifères, comme si l'occurrence côte à côte des deux types provoquait la division de la cassitérite et, par conséquent, la diminution des teneurs.

Quelquefois on a essayé d'inclure la minéralisation stanno-wolframitique dans une zonalité plus complexe (WESTERVELD, 1956, p. 121); toutefois, les rapports ne sont pas parfaitement éclaircis même avec la minéralisation de pyrites auro-argentifères qui parfois se superpose spatialement à celle-là, comme nous l'avons déjà signalé.

D'un autre côté, des rapports avec les minéralisations sulfureuses (Cu-Pb-Zn-Sb) ont été mentionnés, mais aucun cas n'est connu où l'on ait constaté un passage latéral entre les deux types de minéralisation, bien que dans les cas où la phase de dépôt sulfureux a été importante, la teneur en chalcopyrite, normalement argentifère, puisse atteindre des valeurs qui rendent rentable sa récupération comme sous-produit.

La blende peut atteindre une teneur relativement élevée dans certains filons quartzeux à cassitérite et wolframite mais il s'agit toujours de la variété marmatite.

L'occurrence de minéraux de plomb et d'antimoine se borne à des curiosités minéralogiques.

Au-delà de cette minéralisation essentiellement quartzeuse, il y a un autre type de minéralisation scheelito-wolframitique ou seulement scheelitique qui se trouve dans des roches calco-silicatées et avec les caractéristiques des gisements de skarns. Son aire de distribution est restreinte à la zone Galice moyenne — Trás-os-Montes et à la partie plus au nord de la zone centre ibérique où le « Complexe schisto-grauwackeux » représente le Cambrien et a une constitution lithologique plus variée.

Plusieurs tentatives ont été faites dans le but de déterminer des axes de métalisation. La plus ancienne, dû à NEIVA (1944, p. 31-32) a été ébauchée à une époque où les études tectoniques n'avaient pas dépassé une phase très rudimentaire.

Plus récemment, A. RIBEIRO (1968, p. 306), pour la région orientale de Trás-os-Montes a fait remarquer que les gisements stanno-wolframitiques se trouvent le long des antiformes de la déformation produite par la phase intra-westphalienne où se sont introduits les granites anciens.

Il faudra attendre la publication de la *Carte tectonique du Portugal* pour que l'on puisse reprendre l'examen de ce problème sur des bases plus sûres; toutefois, on peut déjà considérer comme certain que la distribution des gisements stanno-wolframitiques, se présente dans la dépendance des intrusions granitiques hercyniennes alors que celles-ci sont elles-même conditionnées par la structure de la chaîne hercynienne et tendront à se disposer, à l'échelle du pays, le long d'axes parallèles aux structures hercyniennes, cette tendance devant cependant d'estomper ou même disparaître dans les régions où l'intrusion des granites jeunes a trop oblitéré ces structures.

En conclusion, la minéralisation stanno-wolframitique se présente à nous bien individualisée, soit par sa distribution spatiale, soit par sa dépendance envers les contacts d'intrusions granitiques.

Dans le cas de la minéralisation portugaise, ces contacts sont presque exclusivement entre granite et granite, ou entre granite et roches péliques.

#### CARACTÈRES DES GISEMENTS

### 3. *Gisements stanno-wolframitiques; zonalité de la minéralisation; altération deutérique des roches encaissantes; paragenèse et succession minérale; types de gisements.*

Nous avons donc examiné la distribution zonale de la minéralisation stanno-

wolframitique à l'échelle des régions minières et nous avons attiré l'attention sur le fait que la minéralisation se présente sous la dépendance étroite des intrusions granitiques, soit anciennes, soit jeunes, et assez indépendante des autres minéralisations présentes dans les mêmes régions.

Voyons maintenant la zonalité que l'on peut observer dans les gisements eux-mêmes.

La plupart des pegmatites stannifères ne semblent pas montrer de zonalité importante. Il y a toutefois quelques pegmatites zonées où la cassitérite paraît montrer une préférence envers certaines bandes. C'est, en tout cas, une question qui a été très peu étudiée au Portugal.

Tout ce que l'on peut affirmer c'est que la cassitérite montre une tendance à se concentrer dans les pegmatites pauvres en d'autres minéralisations. Ainsi, si les pegmatites à niobo-tantalite ainsi que les pegmatites à béryl et phosphates de manganèse sont fréquentes, elles sont toutes pauvres en cassitérite.

Dans les gisements filoniens quartzeux la zonalité minéralogique est déjà plus fréquente, surtout dans les gisements qui se trouvent sur des contacts granite-roches pélitiques.

On constate ainsi que dans la zone d'endocontact prévaut la minéralisation de cassitérite, qui s'accompagne de wolframite sur le contact, alors que dans la zone d'exocontact c'est la wolframite qui devient la plus importante et, pour finir, même exclusive.

Nous n'avons pas mentionné la schéelite parce que celle-ci présente des caractéristiques plus complexes que nous devons examiner à part.

La distribution zonale des minéralisations de cassitérite et de wolframite que nous venons de mentionner est encore soulignée par la distribution de la blende. Cette blende des filons stanno-wolframitiques mérite une mention spéciale, car il s'agit de la variété marmatite dont on peut faire facilement la distinction d'avec celle des minéralisations de plomb et zinc, grâce aux propriétés optiques.

Cette blende (marmatite) peut se trouver dispersée partout dans le gisement mais a une tendance manifeste à se concentrer dans la zone de minéralisation cassitérite-wolframite. Dans les zones seulement cassitéritiques ou wolframitiques, on ne la trouve pratiquement pas, bien que l'on puisse la trouver, sporadiquement, dans les dernières.

Les autres sulfures les plus communs, arsenopyrite, pyrite, pyrrotine et chalcoppyrite, tendent aussi à souligner la distribution zonale de la minéralisation stanno-wolframitique.

C'est ainsi que dans la bande de minéralisation cassitéritique, ils ne sont présents qu'en quantité minime; ils deviennent ensuite des constituants importants du remplissage filonien dans les zones de minéralisation cassitérite-wolframite, peut-être avec la prédominance de l'arsenopyrite et, comme il a été dit, de la marmatite; les sulfures atteignent le maximum de leur concentration dans la zone de la wolframite, la pyrite, la pyrrotine et la chalcoppyrite étant alors peut-être prédominantes. Dans cette dernière zone, l'arsenopyrite devient nettement secondaire par rapport aux autres sulfures.

La préférence très nette de la marmatite et de l'arsenopyrite envers la zone de minéralisation cassitérite-wolframite, donne à ces sulfures la signification d'indices minéralogiques; on peut surtout admettre que s'il y a de la marmatite il y aura de la cassitérite et de la wolframite.

Le rôle que peut jouer la schéelite dans cette zonalité minéralogique n'est pas encore dûment éclairci.

La schéelite est commune dans les gisements encaissés dans des granites; lorsqu'elle est présente dans des gisements dans des roches pélitiques, celles-ci présentent une composition plutôt hétérogène comprenant des niveaux de calcaires et de volcanites; d'autre part, on ne la retrouve pratiquement pas dans les gisements encaissés dans des roches pélitiques du type schisto-grauwackeux.

Il paraîtrait donc que l'on peut en déduire que la déposition de la schéelite implique la présence de roches contenant du calcium alors que, en l'absence de celles-ci la fixation du tungstène se fait sous forme de wolframite.

Cependant, même dans les cas de présence de roches contenant du calcium, la présence de la schéelite peut présenter des aspects divers.

En effet, on constate que la schéelite est postérieure à la wolframite qu'elle remplace le long des fractures et des plans de clivage, tout en pouvant se déposer dans des cavités, avec une forte préférence envers celles qui se trouvent en contact avec des cristaux de wolframite.

Lorsque la schéelite se trouve d'une façon prédominante comme remplacement partiel de la wolframite, on constate généralement qu'elle est subordonnée au niveau hydrostatique, ce que nous amène à supposer qu'elle est d'origine supergène et due à la percolation d'eaux contenant du calcium. C'est le cas fréquent des gisements wolframitiques encaissés dans des roches pélitiques comprenant des niveaux de volcanites.

Cette occurrence de schéelite est donc fréquente dans les gisements de la zone Galice moyenne — Trás-os-Montes et dans la partie nord de la zone centre ibérique où le « Complexe schisto-grauwackeux » présente une constitution plus diversifiée, comprenant des volcanites et des calcaires.

Lorsque la schéelite en plus de remplacer partiellement la wolframite, se dépose couramment dans des cavités, nous nous trouvons probablement en présence de schéelite hypogène.

Tel est le cas normal dans les filons wolframito-schéelitiques encaissés dans des roches granitiques. Ici, il y a un premier dépôt de schéelite, suivi du dépôt de wolframite et, plus tard, d'une autre formation de schéelite par substitution partielle de la wolframite. La première schéelite doit être hypogène et son dépôt contrôlé par le calcium mobilisé des granites encaissants; la dernière doit être supergène et en relation avec les eaux superficielles.

On doit remarquer que, même dans les gisements encaissés dans les roches granitiques, l'importance du dépôt de schéelite est nettement proportionnelle à l'intensité de l'altération deutérique des roches encaissantes. Dans le cas où celle-ci se réduit à l'albitisation des feldspaths, la schéelite se trouve en quantité limitée par rapport au cas où il y a greisenisation du granite des épontes.

Nous considérons comme une preuve décisive de l'influence de la nature de la roche encaissante, le fait que l'on connaît des cas de minéralisations encaissées dans des granites, représentées, côte à côte, par des masses de greisen de substitution métasomatique minéralisées par de la cassitérite et de la schéelite, et des filons quartzeux minéralisés par de la cassitérite, de la wolframite et de la schéelite.

Par conséquent, la présence de schéelite ne contribue pas facilement à la définition de la zonalité minéralogique, puisqu'elle se montre extrêmement sensible à la nature du milieu encaissant.

Une autre caractéristique de la minéralisation stanno-wolframitique que nous estimons présenter un grand intérêt, c'est l'altération deutérique des roches encaissantes.

Elle ne semble pas être marquée dans le cas des pegmatites, peut-être parce que celles-ci se trouvent surtout encaissées dans des granites; les auteurs qui ont étudié le plus à fond ce type de gisements ne la mentionnent qu'accidentellement.

Il y a cependant des cas où le granite encaissant a subi une greisenisation et/ou une silicification.

Par contre, dans le cas des gisements filoniens quartzeux, ces phénomènes prennent une grande importance.

Le type d'altération deutérique dépend fortement de la nature de la roche encaissante, et le long d'un même filon on le voit changer d'après la nature de celle-ci (Fig. 5).

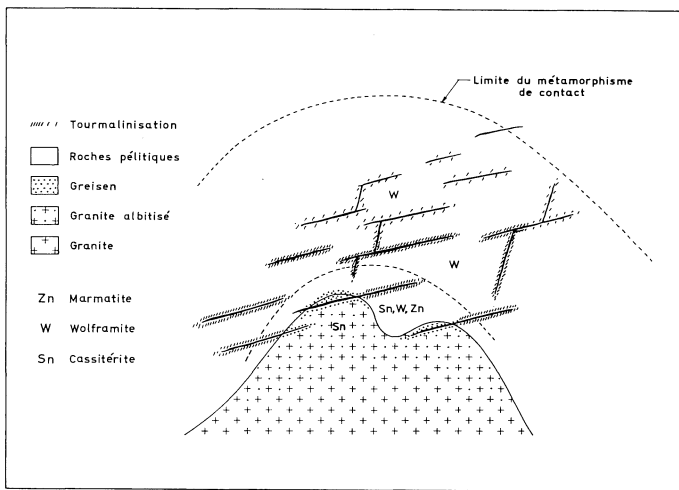


Fig. 5. — Schéma typique des relations entre un système de filons quartzeux et une coupole granitique; zonalité de l'altération deutérique et de la minéralisation.

Dans les gisements encaissés dans des granites, le type d'altération le plus généralisé consiste dans la greisenisation du granite sur une épaisseur pouvant atteindre 15 à 20 cm, mais, en général, cette transformation est limitée à quelques centimètres. On n'a pas remarqué de rapport entre l'épaisseur des zones de greisen et celle des filons.

Cette altération deutérique diminue graduellement avec l'éloignement par rapport aux épontes. En effet, dans une première bande on observe une greisenisation totale du granite qui se transforme en un agrégat de quartz mélangé au mica blanc, contenant de la fluorine et de l'apatite ainsi que de l'arsenopyrite, de la marmatite et de la pyrite. Ces minéraux sont de néoformation, de même que le mica blanc qui provient des feldspaths et de la biotite.

Le passage de cette bande de greisen au granite normal se fait par une bande où l'on observe le lessivage intense de la biotite et la transformation progressive et décroissante des feldspaths en des agrégats flabelliformes de mica blanc.

Après cette dernière bande, on trouve le granite apparemment non altéré,



mais son examen microscopique révèle que la biotite est un peu lessivée et que les feldspaths potassiques montrent une albitisation profonde, tandis que les plagioclases se trouvent séricitisés.

Quoique l'examen macroscopique permette de bien distinguer la bande greisenifiée et la bande de transition, l'examen microscopique, lui, permet d'observer le passage graduel jusqu'au granite normal, à condition que l'altération deutérique ne soit pas brusquement arrêté par une fracture pré-minéralisation.

Dans le cas des roches pélitiques, le type d'altération deutérique le plus généralisé consiste dans leur tourmalinisation.

Comme dans le cas de l'altération du type greisenisation, ici encore il n'y a pas de corrélation entre l'épaisseur de la bande tourmalinisée et celle des filons. La première peut atteindre 15 à 20 cm d'épaisseur mais se trouve généralement limitée à quelques centimètres et s'amenuise progressivement avec la distance aux épontes des filons.

Cette tourmalinisation s'accompagne de silicification et séricitisation qui s'étend plus loin des épontes.

Ici aussi, on constate que la présence de la plus infime fracture pré-minéralisation, suffit à arrêter net l'altération deutérique mentionnée.

On constate aussi, fréquemment, que cette tourmalinisation s'accompagne de phénomènes de métallisation discrète (arsenopyrite, pyrite, pyrrhotine et surtout marmatite) ainsi que de l'introduction de fluorine et d'apatite.

L'altération deutérique produit donc une zonalité par rapport aux fractures, et le fait que cette zonalité est radicalement arrêtée par toute fissure pré-minéralisation nous conduit à l'interpréter comme résultant d'une variation de la nature des fluides due à la filtration le long de la roche et non pas au fait que de venues successives de fluides aient affecté des zones toujours plus étendues. C'est-à-dire que, des deux schémas proposés par ŠTEMPROK (1970, p. 357), c'est le premier qui nous paraît correct.

Examinons, maintenant, la paragenèse et la succession minérale.

Les pegmatites stannifères sont fondamentalement constituées par de l'orthose et du quartz; la microcline et l'oligoclase ne jouent qu'un rôle subordonné, tandis que la muscovite est un constituant commun. L'albitisation et la perthitisation des feldspaths sont toujours intenses.

En règle générale, le dépôt de la cassitérite est précédé par celui du béryl et de l'apatite; lorsqu'il y a de la wolframite, qui présente toujours un caractère très accidentel, elle est postérieure à la cassitérite. Les sulfures les plus communs, bien que toujours dans des teneurs extrêmement réduites, sont la molybdénite, l'arsenopyrite, la pyrite et la chalcopyrite.

Dans les filons quartzeux la paragenèse est plus variable mais cette variation provient de ce qu'elle peut y être assez complète, plutôt que de caractéristiques fondamentalement différentes.

La paragenèse la plus complète comprend, essentiellement, outre le quartz, muscovite, cassitérite, wolframite, schéelite, molybdénite, apatite, fluorine et sidérose. Dans certains cas il peut s'y trouver, présentant encore assez d'importance, du béryl et de la topaze; beaucoup d'autres minéraux peuvent encore s'y ajouter, surtout lorsque la phase de dépôt hydrothermal est riche.

La succession minérale suit, dans ses lignes générales, celle que nous avons déjà mentionnée au sujet des pegmatites stannifères.

La cassitérite est un des minéraux dont le dépôt est le plus précoce, précédé pourtant par le dépôt de la tourmaline et d'une partie de la muscovite, de l'apatite et de l'arsenopyrite; lorsque le béryl est présent, il est probable que lui aussi ait précédé le dépôt de la cassitérite.

La cassitérite et la muscovite mentionnées tendent à produire des crustifications.

Ensuite a lieu le dépôt de la wolframite et/ou de la schéelite, après quoi on remarque généralement, un nouveau dépôt important de muscovite.

Dans les paragenèses comprenant de la molybdénite, le dépôt de celle-ci paraît avoir précédé celui de la wolframite. La même chose se vérifie avec la topaze.

Bien qu'on ait pu constater qu'il y a un certain dépôt de sulfures avant celui de la cassitérite, ce n'est qu'après le dépôt de la wolframite qu'a lieu la phase la plus importante du dépôt de ces minéraux. La distinction entre eux est, du reste, normalement aisée puisque ceux issus d'un dépôt précoce présentent un caractère idiomorphique très accentué tandis que ceux appartenant à la phase principale se présentent plutôt en des masses compactes ou à granularité très fine.

L'ordre de dépôt des sulfures est variable, il paraîtrait toutefois que l'arsenopyrite et la pyrrhotine se trouvent parmi les plus précoces, tandis que la pyrite et la marcasite figurent parmi les derniers et, fréquemment, en rapport avec une phase de dépôt de carbonates.

La succession des sulfures qui paraît la plus fréquente est : arsenopyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, marmatite, pyrite et marcasite.

Il est possible que l'existence de deux phases distinctes de dépôt de sulfures, l'une précoce et l'autre tardive, soit en partie à l'origine des interprétations diverses qui ont été proposées en ce qui concerne l'ordre de dépôt de tels minéraux.

Le dépôt du quartz a lieu tout au long de la formation du remplissage filonien. Il y a un premier dépôt, quoique restreint, avant celui de la cassitérite; les phases principales de dépôt du quartz ont été avant et après celui de la wolframite, cette dernière phase doit se prolonger, avec une intensité variable, pendant la totalité de la phase de dépôt des sulfures.

Parmi les minéraux hypogéniques, seuls les carbonates, une partie de la pyrite et la marcasite sont postérieurs au dépôt du quartz.

Tout ce que l'on vient de dire concerne les gisements quartzeux. Venons-en maintenant aux gisements de skarns.

Si l'on excepte ceux qui sont encaissés dans les roches granitiques, les gisements où prédominent parfois exclusivement la wolframite et la schéelite ne sont connus que dans la zone Galice moyenne - Trás-os-Montes et dans la bande de la zone centre ibérique qui borde immédiatement celle-là.

Il faut peut-être rappeler que cette distribution restreinte correspond à des régions où le Précambrien supérieur et le Paléozoïque présentent la composition lithologique la plus variée, comprenant de fréquents et parfois importants niveaux de volcanites et où le métamorphisme qui accompagne les déformations de la phase bretonne est le plus marqué.

Ces minéralisations se trouvent subordonnées à la présence de niveaux de roches calco-silicatées, en règle générale de peu d'épaisseur (allant de quelques centimètres à peu de mètres) qui peuvent aussi bien apparaître isolés que se succédant à de petits intervalles.

Ces niveaux calco-silicatés se trouvent dans la partie la plus septentrionale de la zone centre ibérique, interstrafés, soit dans la partie supérieure du « Complexe schisto-grauwackeux » où celui-ci présente sa composition la plus diversifiée comprenant des niveaux de volcanites et de calcaires, soit dans le passage de l'Ordovicien au Silurien. Dans la zone Galice moyenne — Trás-os-Montes de tels niveaux calco-silicatés se trouvent dans le Silurien qui est ici particulièrement riche en manifestations volcaniques.

L'existence de ces roches calco-silicatées est connue depuis longtemps (ASSUNÇÃO 1969, p. 168) mais ce n'est que ces dernières années que l'on a constaté leur occurrence fréquente dans les séries métasédimentaires précédemment mentionnées ainsi que la présence fréquente d'une minéralisation schéelítico-wolframitique associée.

Ces roches ont été étudiées par ASSUNÇÃO (1969, p. 167-170), L. RIBEIRO (1971, p. 548-550), ainsi que par nous-même et AIRES BARROS. Fondamentalement, nous croyons pouvoir définir deux types qui d'ailleurs apparaissent associés sur le terrain.

L'un deux, à granularité moyenne et couleur verdâtre ou gris-verdâtre, présentant une texture orientée et concordante avec celle des roches encaissantes, est composé essentiellement d'épidote, clinozoïzite et de quartz, pouvant contenir un pourcentage variable d'amphibole (peut-être de la hornblende, généralement assez évoluée dans le sens des amphiboles fibreuses du type trémolite-actinolite), de diopside et de feldspath (albite, oligoclase et oligoclase-andésine), l'occurrence de grossularité n'étant pas rare.

L'autre type est représenté par une roche à granularité fine et couleur blanche, présentant un aspect quartzitique, ponctuée de taches de couleur vert foncé ou vert-jaunâtre qui prêtent à la roche une texture orientée et elle aussi concordante avec celle des roches encaissantes. La roche est composée, essentiellement, d'une matrice quartzreuse, équigranulaire fine, à laquelle des cristaux de hornblende, trémolite-actinolite, clinozoïzite, zoïzite, talc et séricite donnent la texture orientée.

On a attribué à ces roches une origine en dépendance étroite de la nature initiale des sédiments métamorphisés (ASSUNÇÃO, 1969, p. 169); elles correspondraient à des lits riches en calcium et en magnésium, peut-être des calcaires et des dolomies impures, siliceuses, qui sous l'action du métamorphisme régional hercynien se seraient transformés en des roches calco-silicatées.

C'est dans la dépendance de ces roches qu'apparaît une minéralisation schéelitique très curieuse mais qui ne se montre pas constante, ni régulièrement distribuée.

La schéelite se concentre de préférence dans le premier type de roche mentionné; on la retrouve aussi dans le deuxième type, mais avec un caractère beaucoup plus sporadique et seulement dans les niveaux les plus riches en minéraux calco-silicatés.

Il est frappant que la concentration de la schéelite soit en rapport avec les phénomènes intenses de métasomatisme hydrothermal qui se traduisent, à simple vue, par la perte de la texture originale et l'acquisition d'une texture grenue grossière.

La composition minéralogique n'est pas essentiellement différente, mais les minéraux se développent; et apparaissent ainsi, outre la schéelite, du quartz en de grandes plaques xénomorphes, de la muscovite, de la calcite et peut-être de la dolomite, de l'akermanite et de la fluorine.

Il faut remarquer que l'on ne constate pas, généralement, d'altération deutérique le long des lits de ces roches calco-silicatées; cependant, dans les zones où la substitu-

tion métasomatique a été la plus intense et où la roche a acquis une granularité grossière, on constate que le long des épontes apparaît avec quelque abondance de la cordiérite et de la tourmaline, et la roche encaissante se présente intensément tourmalinisée, séricitisée et silicifiée.

Associée directement à cette minéralisation dans les roches calco-silicatées, on remarque la présence de filons et surtout de petites veines quartzzeuses remplissant des fractures de la roche encaissante, avec la minéralisation commune des filons quartzzeux et où l'on peut trouver de la wolframite associée à la schéelite, mais d'une façon subordonnée.

La présence de sulfures dans cette minéralisation est pratiquement nulle. On ne constate que quelques ponctuations dans la roche encaissante, de chalcopyrite et, plus communément, de pyrrhotine.

Les types que l'on vient de décrire paraissent être ceux qui se trouvent les plus généralisés; toutefois il en existe un autre que nous incluons dans les minéralisations en skarns et qui présentent des caractéristiques permettant son individualisation.

Il s'agit de quelques gisements dans le NW du pays, qui se localisent dans le passage de l'Ordovicien (micaschistes psamitiques et quartzites) au Silurien (micaschistes pélitiques) dans la dépendance d'un niveau de skarn (CONDE et alia, 1971, p. 42-47).

La minéralisation se trouve associée au niveau de skarn mentionné, qui présente une épaisseur variable et quelques solutions de continuité, que nous attribuons à l'étirement dû à l'intense déformation subie par les séries métasédimentaires qui l'englobent.

Dans les zones minéralisées, ce niveau se trouve profondément transformé en skarn mais dans les sondages on a pu constater qu'il passe latéralement à du calcaire cristallin dans lequel la transformation en skarn commence à peine, ne se manifestant que par quelques nids de vésuvianite et de trémolite-actinolite.

Les zones minéralisées ne présentent pas une composition homogène; à côté de celles où prédominent les minéraux calco-silicatés typiques des skarns (vésuvianite, trémolite-actinolite, grossularite, diopside et épidote) avec de l'apatite et de l'albite, on en trouve d'autres très riches en sulfures, particulièrement en pyrrhotine, ainsi que de l'arsenopyrite et un peu de chalcopyrite et pyrite.

Les zones constituant le skarn sont minéralisées en schéelite et ferberite, celle-ci en pseudomorphose de celle-là, tandis que les zones riches en sulfures sont minéralisées par de la wolframite et de la schéelite rare.

L'occurrence de celle-ci se fait comme une substitution de la première le long des contours, fractures et plans de clivage respectifs.

BAYER (1968) qui a étudié en détail une partie de ces gisements tend à leur attribuer une origine syngénétique, en admettant que le tungstène se trouverait préalablement concentré dans un niveau de volcanites basiques, et que les zones riches en sulfures correspondraient à une accumulation de sulfure de fer sous-marin. L'ensemble aurait été postérieurement plissé, et c'est alors que ce serait formée la structure orientée que le minerai exhibe fréquemment.

Plus tard le niveau volcanique basique aurait été transformé en amphibolite, par métamorphisme.

D'autres, et nous parmi eux (CONDE et alia, 1971, p. 46), estiment que ce gisement ne diffère de ceux précédemment décrits, que par la grande importance de la phase sulfurée, et qu'il s'agit encore d'un gisement contrôlé par la présence d'un niveau

topominéral. Celui-ci grâce à sa réactivité chimique, a fixé la minéralisation sous forme de schéelite qui, plus tard, avec l'abondance de fer, a été remplacée par de la ferberite et accompagnée par le dépôt wolframitique.

La paragenèse du gisement est forcément complexe puisque à la constitution normal du skarn, la minéralisation a surajouté sa paragenèse propre.

Nous basons cette interprétation sur le fait que l'on a constaté, postérieurement à l'étude de BAYER, que le skarn passe latéralement à un calcaire cristallin, et sur l'absence de volcanites dans la région, et encore sur l'existence de petites veines quartzieuses surtout dans les métasédiments du toit, minéralisées par de la schéelite et associées au type d'altération deutérique typique de ces roches-là.

En outre, ces minéralisations en skarn ne sont connues que dans le cadre d'auréoles de métamorphisme de contact de massifs granitiques. En dehors de telles auréoles ces roches ne présentent pas de minéralisation.

Les gisements quartz-cassitérite-wolframite et/ou schéelite présentent donc des caractéristiques notablement constantes, et, en dehors d'une classification s'appuyant sur la nature des roches encaissantes, ce n'est qu'en tenant compte des variations des paragenèses respectives — variations fondamentalement d'un caractère quantitatif — qu'il est possible de définir des types qui, évidemment, montrent des passages graduels entre eux.

Aussi bien peut-on considérer les types suivants :

— Filons quartzeux avec de la cassitérite, pauvres en sulfures, relativement riches en muscovite.

— Filons quartzeux avec de la cassitérite, de la wolframite et/ou schéelite, et une relative abondance des sulfures.

— Filons quartzeux avec de la cassitérite, de la wolframite et/ou de la schéelite, riches en sulfures et, parfois, en carbonates.

— Filons quartzeux avec de la wolframite et/ou schéelite, les sulfures étant plutôt peu abondants.

Ces types se rapportent aux gisements encaissés dans des roches pélitiques et granitiques.

La présence de la schéelite dans ces trois derniers types dépend de la nature des roches encaissantes.

On constate que cette définition de types est basée sur la présence ou l'absence de la cassitérite et sur l'importance relative de la teneur en sulfures, et ne rompt donc pas l'homogénéité générale de la minéralisation quartzo-stanno-wolframitique.

A l'égard des gisements de skarns, on doit, naturellement, considérer deux types :

— Skarns à schéelite, pratiquement sans sulfures.

— Skarns à schéelite-wolframite, riches en sulfures.

#### 4. Conclusions

Nous avons essayé de donner une idée générale des caractéristiques fondamentales de la minéralisation stanno-wolframitique du Portugal, ainsi que du cadre géologique dans lequel elle se manifeste; nous allons maintenant tâcher d'en faire la synthèse dans le but de chercher à quelles conclusions elles peuvent nous amener.

En ce qui concerne le milieu géologique, nous avons constaté que la minéralisation est distribuée à travers les zones géotectoniques de la chaîne hercynienne, depuis la zone asturienne — léonienne jusqu'à la bande septentrionale de la zone Ossa — Morena.

Dans ces zones on constate l'existence d'épaisses séries marines, dont l'âge va du Précambrien supérieur au Silurien, qui présentent en commun le fait que les sédiments de faciès flyschoides y ont atteint un grand développement. Toutes ces zones ont en commun la présence de massifs de granites jeunes.

Elles se distinguent, toutefois, par le degré de métamorphisme qui est plus marqué dans la zone Galice moyenne — Trás-os-Montes et dans la bande voisine de la zone centre ibérique et encore par le fait que dans ces régions les séries métasédimentaires mentionnées contiennent d'importants niveaux de volcanites et, plus rarement, de calcaires, en dehors de la présence de granites anciens.

Alors que les granites anciens s'adaptent à la structure de la chaîne hercynienne, les granites jeunes lui sont indifférents.

La minéralisation stanno-wolframitique se trouve dans toutes les zones mentionnées, mais subordonnée, d'une façon très marquée, à la présence d'intrusions granitiques, soit de granites anciens, soit de granites jeunes, mais là où se trouvent ceux-ci, c'est avec eux que la minéralisation présente une dépendance spatiale. Dans les régions à granites anciens, pas plus que dans celles à granites jeunes, on n'a jamais remarqué d'indices d'une manifestation granitique quelconque postérieure à la minéralisation en question.

Celle-ci marque la zone de contact, aussi bien endo que exocontact, des intrusions mentionnées, et manque autant dans les aires à vastes affleurements granitiques homogènes que dans celles à vastes affleurements de métasédiments, et ce fait ne souligne que davantage l'étroite dépendance de cette minéralisation par rapport à la bande de contact des intrusions granitiques.

En ce qui concerne la minéralisation elle-même, nous constatons qu'elle comprend des pegmatites stannifères, des filons quartzo-stanno-wolframito-schéelitiques et des skarns à prédominance schéelitique.

Ces types de gisements se montrent très indépendants des autres minéralisations qui sont présents dans les mêmes régions.

Nous bornant uniquement à la minéralisation stanno-wolframitique, nous constatons que les pegmatites stannifères constituent un type dont les rapports avec les filons quartzeux ne sont pas directs, aucun passage latéral n'ayant été observé entre les deux types de gisements.

Par contre entre les gisements quartzeux et ceux des skarns il est déjà possible d'établir une certaine corrélation directe puisque l'on constate que la minéralisation, chaque fois qu'elle dépasse les skarns vers les roches encaissantes, prend aussitôt les caractéristiques typiques des gisements quartzeux.

La présence de wolframite et/ou de schéelite se montre étroitement dépendante de la nature des roches encaissantes et même de l'intensité de l'altération deutérique de celles-ci, comme si le calcium indispensable au dépôt de la schéelite avait dû être fourni par les roches encaissantes.

La marmatite qui nous apparaît comme typique de la minéralisation cassitérite-wolframite, est surtout importante dans la zone de contact granite-roches pélitiques, d'où il paraît que l'on peut conclure qu'elle dépend de la présence de ces dernières roches.

L'installation de la minéralisation stanno-wolframitique est précédée et, peut-être, accompagnée par d'importants phénomènes d'altération deutérique des roches encaissantes, qui, d'une façon caractéristique, dans le cas des roches granitiques, sont de greisenisation et, dans le cas des roches pélitiques, sont de tourmalinisation.

Pour ce qui est des gisements en skarns, on a mentionné que si, en règle générale, on ne remarque pas d'altération deutérique quelconque de la roche encaissante (roches pélitiques), lorsque la substitution est plus intense et atteint le contact, celui-ci présente une altération deutérique égale à celle mentionnée dans le cas des gisements quartzeux.

Ces faits que nous avons tâché de présenter dégagés de considérations interprétatives, nous amènent à admettre que la minéralisation stanno-wolframitique est conséquence des granitisations hercyniennes mais que les granites avec lesquels elle se trouve spatialement en rapport, ne sont pas directement à leur origine puisque, comme l'a déjà souligné ŠTEMPROK (1963, p. 70), ces granites se trouvaient déjà consolidés. Son origine doit être cherché à des niveaux plus profonds et les intrusions granitiques spécialement associées à la minéralisation doivent avoir facilité la montée des fluides minéralisateurs. Ceux-ci sont venus se fixer dans les zones les plus élevées du contact, soit par l'effet de la pression interne de ces fluides, soit parce qu'il s'y est produit un état de tension qui a amené la formation de nombreuses fractures de traction auxquelles s'ajoutent parfois des fractures de cisaillement. C'est dans des espaces ouverts, que la minéralisation stanno-wolframitique s'est déposé, puisque les phénomènes de métasomatisme de la roche encaissante ne sont pas accompagnés par de la minéralisation.

Ces faits nous amènent à attribuer à la minéralisation une origine non directement dépendante des massifs granitiques, et à considérer le granite et la minéralisation comme dépendants d'un phénomène commun — la granitisation.

Nous pouvons admettre comme hypothèse que la concentration de l'étain et du tungstène dépend de l'évolution géosynclinale (SMIRNOV, 1968, p. 383) et que la granitisation, accomplie sous l'effet de la refusion des couches sédimentaires les plus profondes, suivie de l'intrusion des massifs granitiques dans les zones les plus élevées de la croûte terrestre, ont eu lieu en association avec les phases de déformation ou immédiatement après.

Ce qu'il y a d'attirant dans cette hypothèse c'est le fait quelle se trouve en accord avec le milieu géotectonique qui est le cadre de la minéralisation, mais d'autre part elle paraît nous amener à devoir admettre deux phases de minéralisation, une dépendante des granites anciens et une autre des granites jeunes.

L'existence d'une minéralisation dépendante des granites anciens a été défendue, en ce qui concerne les régions voisines de la Galice, par YPMA (1966, p. 286-287) et CAPDEVILA (1969, p. 269), et, pour ce qui est de la partie portugaise de la zone Galice moyenne — Trás-os-Montes, par A. RIBEIRO (1968, p. 304). Sans doute, il faut admettre que la minéralisation est spatialement dépendante de ces deux types de granites (CONDE et alia, 1971, p. 36); mais si l'âge différent des deux types de granite peut suggérer deux minéralisations distinctes, d'un autre côté il y a le fait que l'on ne connaît aucune manifestation d'origine plus ou moins directement magmatique qui recoupe la minéralisation, tant celle qui se rapporte aux granites anciens que celle qui se rapporte aux granites jeunes, et qui permette donc de caractériser l'antériorité d'une minéralisation par rapport à l'autre. Ce fait, nous oblige à ne pas écarter l'hypothèse d'une seule minéralisation, d'autant plus que les caractéristiques de

toute la minéralisation sont très uniformes, ne permettant qu'une division basée sur les caractéristiques secondaires de la paragenèse ou sur l'influence de la nature de la roche encaissante (CONDE et alia, 1971, p. 37).

On doit remarquer encore que dans les cas où il a été possible de réaliser des études tectoniques plus détaillées (CONDE et alia, 1971, p. 67) des gisements en rapport avec les granites anciens, on a été amené à conclure que la minéralisation est postérieure à toutes les phases de déformation hercynienne, et il nous paraît que ce fait parle en faveur d'une seule phase de minéralisation, tardive.

Ces dernières années on a suggéré comme origine possible du tungstène pour les gisements de la zone Galice moyenne — Trás-os-Montes, une éventuelle concentration primaire dans les volcanites et skarns des séries métasédimentaires du Silurien (BAYER, 1968).

Cette hypothèse, toutefois, n'explique pas la présence de l'étain, dont l'association avec le tungstène est parfaitement connue; en outre le fait que la minéralisation schéelitique en skarns ne se trouve que là où ceux-ci ont été atteints par des auréoles de métamorphisme de contact, dûes au contact d'intrusions granitiques, et le fait qu'il y a fréquemment passage direct aux filons quartzeux, nous porte à lui attribuer peu de fondement.

Par conséquent, il nous semble que, en l'état actuel de nos connaissances, la minéralisation stanno-wolframitique portugaise doit être attribuée à une origine profonde, en rapport avec le magmatisme palingénétique geosynclinal et que les granitisations hercyniennes l'ont remobilisé et surtout ont créé les conditions mécaniques nécessaires à son dépôt dans les niveaux les plus élevés de la croûte terrestre.

Le dépôt de wolframite et de schéelite doit être attribué à l'influence des roches encaissantes, ainsi que l'a proposé BARABANOV (1970, p. 338). Le dépôt de l'un ou de l'autre de ces wolframates dépend de la mobilisation du calcium des roches le long desquelles circulent les fluides contenant du tungstène.

Cette mobilisation du calcium des roches encaissantes est réalisée dès une phase précoce comme le démontre l'altération deutérique, et surtout l'albitisation et la greisenisation des roches granitiques et l'épidotisation et la trémolisation des pyroxènes, amphiboles et plagioclases calciques des roches calco-silicatées, ainsi que l'a reconnu L. RIBEIRO (1971, p. 551).

#### REMERCIEMENTS

Nous devons exprimer notre gratitude à nos amis A. RIBEIRO, qui nous a tenu au courant de ces dernières observations sur la tectonique du Portugal, et J. GALVÃO et M<sup>me</sup> DAVEAU qui ont bien voulu nous aider dans la version française de ce texte.

A nos amis les Professeurs P. BARTHOLOMÉ et P. EVRARD, pour l'occasion qu'ils nous ont donnée de présenter l'état actuel de nos connaissances sur la minéralisation stanno-wolframitique portugaise, nous voulons, aussi, exprimer nos sincères remerciements.



## BIBLIOGRAPHIE

- ANDRADE, A. A. Soares de (1966). — Les gisements stratoïdes du Massif d'Évora (Portugal). *Mem. e Not.*, n° 61, p. 57-79. Coimbra.
- ASSUNÇÃO, C. Torre de (1969). — Sur la pétrographie du Complexe des schistes et grauwackes ante-ordoviciens (Trás-os-Montes). *Comun. Serv. geol. Port.*, t. LIII, p. 165-170. Lisboa.
- BARABANOV, V. F. (1971). — Geochemistry of Tungsten. *Internat. Geol. Rev.*, vol. 13, n° 3, p. 332-344.
- BARD, J.-Pierre (1971). — Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sub-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes « orthotectoniques ». *Bol. geol. y minero*, t. LXXXII, fasc. III-IV, p. 324-345. Madrid.
- BAYER, Helmut (1968). — Lagerstättenkundlich-Petrographische Untersuchungen der Wolframvorkommen von Valdearcas bei Covas, Distrikt Viana do Castelo, Nord-west Portugal, und ihrer Nebengesteine. Diss. Rhein.-Westf. Techn. Hochsch, 229 p. Aachen.
- BRINK, A. H. (1960). — Petrological and ore geology of the Vila Real-Sabrosa-Vila Pouca de Aguiar region, northern Portugal. *Comun. Serv. geol. Port.*, t. XLIII, 143 p. Lisboa.
- CAMERON, J. (1960). — The ore controls of some uranium vein deposits in Portugal. *Techn. Pap.* n° 26, Junta de Energia Nuclear, 63 p. Lisboa.
- CAPDEVILA, R. (1969). — Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (NW de l'Espagne). Thèse Fac. Sci. Montpellier, 430 p. Montpellier.
- CARVALHO, D., GOINHAS, J. A. C. & SCHERMERHORN, L. J. G. (1971). — Principais jazigos minerais do Sul de Portugal. Livro-guia Excursão n° 4, I CHLAGE, Madrid-Lisboa, 94 p. Lisboa.
- CERVEIRA, Alberto (1952). — Relações entre os jazigos hipogénicos portugueses de ouro e de tungsténio. *Bol. Soc. geol. Port.*, vol. X, p. 133-144. Porto.
- CONDE, L. E. N. (1971). — Estudo geológico da região mineira do Barrigão (Almodôvar — Sul de Portugal). I CHLAGE, Madrid-Lisboa, Secc. 1-Geologia, t. II, p. 487-488. Madrid.
- CONDE, L. N., PEREIRA, V., RIBEIRO, A. & THADEU, D. (1971). — Jazigos hipogénicos de estanho e volfrâmio. Livro-guia Excursão n° 7, I CHLAGE, Madrid-Lisboa, 81 p. Lisboa.
- DARNLEY, A. G. (1961). — Pitchblende from Carrasca, Portugal. *Age Determination Report* n° 17. Geol. Surv. Great Britain, Atom. Energy Divis. London.
- DIAS, J. M. Matos & ANDRADE, A. A. Soares (1970). — Portuguese uranium deposits. Junta de Energia Nuclear, 23 p. Lisboa.
- FERREIRA, M. Portugal V. (1971). — Jazigos uraníferos portugueses. Jazigos de Au-Ag-sulfuretos do Norte de Portugal. Livro-guia Excursão n° 5, I CHLAGE, Madrid-Lisboa, 81 p. Lisboa.
- FERREIRA, M. Portugal, OLIVEIRA, J. M. Santos & ANDRADE, R. Santarém (1971). — Ocorrências de antimónio no Norte de Portugal. I CHLAGE, Madrid-Lisboa, Secc. 4- Investigacion minera, t. I, p. 597-617. Madrid.
- FLOOR, P. (1970). — Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest péninsulaire. *Bol. geol. y minero*, t. LXXXI, fasc. II-III, p. 245-248. Madrid.
- GASPAR, Orlando da Cruz (1961). — A associação genética dos espilitos com os jazigos de manganés do Baixo Alentejo. *Estud. Not. Trab. Serv. Fom. Mineir.*, vol. XV, Fasc. 1-2, p. 177-196. Porto.
- GASPAR, Orlando da Cruz (1967). — Os minérios do jazigo de Pb-Zn-Ag de Terramonte. *Estud. Not. Trab. Serv. Fom. Mineir.*, vol. XVI, fasc. 3-4, p. 175-189. Porto.

- NEIVA, J. M. Coteló (1944). — Jazigos portugueses de cassiterite e de volframite. *Comun. Serv. geol. Port.*, t. XXV, 251 p. Lisboa.
- RIBEIRO, António (1968). — « Contrôle » estrutural da mineralização de estanho e volfrâmio em Trás-os-Montes oriental. *Bol. Minas*, vol. 5, nº 4, p. 306-307. Lisboa.
- RIBEIRO, António & REBELO, José A. (1971). — Estudo geológico da região de Moncorvo e, em especial, do seu jazigo de ferro. I CHLAGE, Madrid-Lisboa, Secc. 4-Investigación minera, t. II, p. 983-994. Madrid.
- RIBEIRO, Luísa (1971). — Estudo petrográfico dos escarnitos com scheelite de Cedães (Trás-os-Montes). I CHLAGE, Madrid-Lisboa, Secc. 1-Geologia, t. II, p. 547-552. Madrid.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1970). — The Deposition of Volcanics and Pyritite in the Iberian Pyrite Belt. *Mineral. Deposita*, vol. 5, nº 3, p. 273-279. Berlin.
- SMIRNOV, V. I. (1968). — The Sources of Ore-Forming Material. *Econ. Geol.*, vol. 63, nº 4, p. 380-389. New Haven.
- SOEN, Oen Ing (1970). — Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. geol. y minero*, t. LXXXI, fasc. II-III, p. 271-298. Madrid.
- ŠTEMPROK, Miroslav (1963). — Distribution of Sn-W-Mo formation deposits around granites. Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition, vol. I, p. 69-72. Prague.
- ŠTEMPROK, M. (1970). — Continuity or Discontinuity of Processes Leading to Wall-Rock Alternations? Intern. Union Geol. Sci. A. nº 2 : Problems of hydrothermal Ore Deposition, p. 355-358. Stuttgart.
- STIEFF, L. R. & STERN, T. W. (1960). — Age study of uraninites from the Urgeiriça and Lenteiros Mines — Portugal. *Techn. Pap.* nº 27, p. 11-17. Lisboa.
- THADEU, Décio (1956). — Características da mineralização hipogénica estano-volfrâmica portuguesa. *Bol. Ord. Eng.*, vol. 10, nº 1, p. 61-81. Lisboa.
- WESTERVELD, J. (1956). — Roches éruptives, gites metallifères et métamorphisme entre Mangualde et le Douro dans le nord du Portugal. *Geol. Mijnbouw*, N.S., 18 Jg., nº 4, p. 94-105. The Hague.
- YPMÁ, P. J. M. (1966). — Sumario de la mineralización metalífera y su genesis en Galicia occidental (España). *Leidse geol. Meded.*, vol. 36, p. 279-291. Leiden.