

Essai de synthèse sur la métallogénie du Pérou

Pierre SOLER⁽¹⁾⁽²⁾, Georges GRANDIN⁽¹⁾⁽³⁾ et Michel FORNARI⁽¹⁾⁽³⁾

Résumé : Les ressources minières du Pérou sont associées aux cycles orogéniques précambriens, paléozoïques et surtout andin.

Aux cycles précambriens sont associés principalement des indices de Ni et de Cr dans des roches ultrabasiques en Cordillère Orientale.

Aux cycles paléozoïques sont associées des minéralisations aurifères en filons et en mantos et amas stratiformes vulcanogènes ainsi que des minéralisations polymétalliques filoniennes liées à l'activité magmatique éohercynienne et tardihercynienne.

Au cycle andin est associé l'ensemble des minéralisations à caractère économique de Cu, Zn, Pb, Ag, Sn, W... Les gisements andins sont groupés en provinces métallogéniques parallèles à la chaîne mais généralement limitées à un segment de celle-ci. Quatre segments peuvent être définis :

— un segment nord caractérisé par des gisements de cuivre (amas pyriteux vulcanogénique créacé sur la côte et porphyres cuprifères tertiaires en Cordillère Occidentale) ;

— un segment central caractérisé essentiellement par une province polymétallique à Zn-Pb-Ag-(Cu-W-Cd...) occupant la Cordillère Occidentale et les Hauts Plateaux. Dans cette province, quatre métallotectes sont mis en évidence, le plus important étant le magmatisme du Miocène moyen à supérieur auquel sont génétiquement associés des gisements polymétalliques filoniens et pyrométasomatiques ;

— un segment centre-sud caractérisé par la présence sur la côte de gisements filoniens de cuivre et d'or encaissés dans le batholite côtier, puis en Cordillère Occidentale par une province à gisements filoniens d'argent génétiquement associés au volcanisme mio-pliocène et plus à l'est par une province à gisements pyrométasomatiques de cuivre et fer génétiquement associés à un batholite oligocène ;

— un segment sud caractérisé par, sur le versant pacifique, une province à porphyres cuprifères génétiquement associés aux termes paléocènes du batholite côtier et, en Cordillère Orientale, une province polymétallique à Sn-W-U-(Zn-Pb-Ag-Sb) génétiquement associée aux manifestations de l'Oligocène terminal et du Miocène supérieur-Pliocène d'un magmatisme peralumineux d'origine crustale.

Cette segmentation, à laquelle la province jurassique des gisements filoniens hypothermaux ou pyrométasomatiques de Fe de la côte n'obéit pas, joue pour de nombreuses caractéristiques de la chaîne autres que métallogéniques et est interprétée comme résultant en grande partie d'une structuration pré-mésozoïque de la bordure ouest du continent sud-américain.

Les différents arcs magmatiques, jurassiques à quaternaires, calco-alcalins, d'origine mantellique (avec une contamination crustale variable mais faible) dont les extensions et les migrations sont contrôlées par les modalités de la subduction de la plaque de Nazca sous le continent sud-américain ne sont pas affectés par cette segmentation.

La distribution des provinces métallogéniques andines est alors interprétée comme résultante de l'influence, différente selon les segments et selon les époques, de la croûte continentale sur l'évolution et la mise en place de magmas calco-alcalins potentiellement métallogéniques.

Mots-clés : Métallogénie - Pérou - Gisements minéraux - Précambrien - Hercynien - Andin - Province métallogénique - Segmentation.

(1) ORSTOM, 213, rue Lafayette, 75010 Paris.

(2) UA384 CNRS « Pétrologie et Métallogénie ».

(3) C.G.G.M. E.N.S. des Mines de Paris

Abstract : Synthesis on metallogenesis of Peru. *The mining resources of Peru are associated with Precambrian. Paleozoic and overall Andean orogenic cycles.*

To the Precambrian cycles are associated principally Ni and Cr in ultramafic rocks of the Cordillera Oriental.

To the Paleozoic cycles are associated gold ore deposits in veins and volcanogenetic mantos and stratabound ore shoots and polymetallic mineralisations in veins, linked to eohercynian and late hercynian magmatic activity.

The majority of economic deposits of Cu, Zn, Pb, Ag, Sn, W... is associated with the Andean cycle. Ore deposits may be grouped in metallogenic provinces, parallel to the chain but generally limited to one segment of it. Four segments may be defined :

— *a northern segment characterized by copper deposits (Cretaceous vulcanogenetic pyritic ores on the coast and copper porphyries in the Cordillera Occidental) :*

— *a central segment characterized essentially by a polymetallic province with Zn-Pb-Ag-(Cu-W-Cd-...) deposits which lies in the Cordillera Occidental and the High Plateaus. In this province, four metalotects are evidenced : the most important of these is the middle to upper Miocene magmatism to which vein and skarn type ore deposits are genetically associated :*

— *a central-south segment characterized by the presence in the coastal batholith of vein type Au and Cu deposits, then in the Cordillera Occidental by a province of Ag vein type deposits genetically associated to Mio-Pliocene volcanism and farther east by a province of skarn type Cu and Fe deposits genetically associated to an Oligocene batholith :*

— *a southern segment characterized, in the Pacific slope, by a province of copper porphyries genetically associated to Paleocene units of the coastal batholith and, in the Cordillera Oriental, by a polymetallic province with Sn-W-U-(Zn-Pb-Ag-Sb) deposits genetically associated to late Oligocene and late Miocene-Pliocene manifestations of a peraluminous magmatism of crustal origin.*

This segmentation, to which the Jurassic province of hypothermal and pyrometasomatic Fe deposits doesn't follow, plays for numerous characteristics of the chain other than metallogenetic and is interpreted for the most part as a result of pre-Mesozoic structuration of the western border of the south-american continent.

The different, Jurassic to Quaternary, calc-alkaline, mantle-derived (with varying but always weak crustal contamination) magmatic arcs, the extensions and migrations of which are controlled by the modalities of the Nazca plate subduction under the south-american continent doesn't seem to be affected by this segmentation.

The distribution of the andean metallogenetic provinces is then interpreted as the result of the influence, which differs from segment to segment, and from an epoch to the other, of the continental crust on the evolution and the emplacement of potentially metallogenetic calc-alkaline magmas.

Key words : Metallogenesis - Peru - Ore deposit - Precambrian Paleozoic - Andean - Metallogenic province - Segmentation.

Resumen : Síntesis sobre la metalogenia del Perú. *Los recursos mineros del Perú están asociados a los ciclos orogénicos precámbricos, paleozóicos y mas que todo al andino.*

A los ciclos precámbricos están asociados principalmente indicios de Ni y Cr en rocas ultrabásicas de la Cordillera Oriental.

A los ciclos paleozóicos están asociadas mineralizaciones auríferas en vetas y en mantos y macizos estratoligados vulcanogénicos así como mineralizaciones polimetálicas en vetas, ligadas a la actividad magmática eohercínica y tardihercínica.

El conjunto de las mineralizaciones de Cu, Zn, Pb, Ag, Sn, W... con carácter económico está asociado al ciclo andino. Los yacimientos están agrupados en provincias metalogénicas paralelas a la cadena andina pero generalmente limitadas a un segmento de aquella. Cuatro segmentos pueden ser definidos :

— *un segmento norte, caracterizado por yacimientos de cobre (macizo piritoso vulcanogénico con Cu-Zn-Ag en la costa y porfidos cupríferos terciarios en la Cordillera Occidental) ;*

— *un segmento central caracterizado esencialmente por una provincia polimetálica con Zn, Pb, Ag (Cu, W, Cd...) ocupando la Cordillera Occidental y las Atlas Mesetas. En esta provincia cuatro metalotectos están puestos en evidencia, siendo el más importante el magmatismo del Mioceno medio a superior al cual están genéticamente asociados yacimientos polimetálicos pirometasomáticos o filonianos ;*

— *un segmento centro-sur caracterizado por la presencia en la costa de yacimientos filonianos de cobre y oro encajonados en el batólito de la costa, luego en la Cordillera Occidental por una provincia de yacimientos filonianos de plata genéticamente asociados al vulcanismo mio-plioceno y más al este por una provincia con yacimientos pirometasomáticos de cobre y hierro genéticamente asociados a un batólito oligoceno ;*

— un segmento sur caracterizado por, en la vertiente pacifica, una provincia con porfidos de cobre geneticamente asociados a unidades paleocenas del batólito de la costa y en la Cordillera Oriental, una provincia polimetálica con Sn, W, U (Zn, Pb, Ag, Sb) geneticamente asociada a manifestaciones del Oligoceno terminal y del Mioceno superior-Plioceno de un magmatismo peraluminoso de origen cortical.

Esta segmentación, a la cual no obedece la provincia jurásica de los yacimientos filonianos hipotermales y pirometasomáticos de fierro de la costa, abarca numerosas características de la cadena fuera de las metalogenéticas y esta interpretada como resultado de una estructuración pre-mesozóica del borde oeste del continente sud-americano.

Los diferentes arcos magmáticos, jurásico a cuaternario, calco-alcálinos, de origen mantelico (con contaminación cortical variada pero siempre debil) cuyas extensiones y migraciones son controladas por la modalidades de la subducción de la placa Nazca debajo del continente sud-americano no parecen ser afectados por la segmentación.

La distribución de las provincias metalogenicas andinas es interpretada entonces como resultado de la influencia de la corteza continental, diferente según los segmentos y según las épocas, sobre la evolución hasta su nivel de cristalización de magmas calco-alcálinos potencialmente metalogenicos.

Palabras claves : Metalogenia - Peru - Yacimientos - Precámbrico - Paleozoico - Andino - Provincia metalogenica - Segmentación.

INTRODUCTION

Le Pérou est un pays où l'activité minière, déjà importante aux époques pré-colombienne et coloniale, est depuis un siècle une des activités économiques essentielles. Il se situe parmi les tous premiers producteurs mondiaux de Zn, Ag, Pb et Cu (tabl. I). Même si le raffinage des produits miniers se fait pour une bonne part sur place (tabl. II), l'économie péruvienne reste très fortement dépendante des exportations de matières premières minérales non énergétiques (tabl. III).

Tableau I
Production minière du Pérou

Production minière du Pérou (métaux contenus)					
Métal	Année 1970 (en t métal)	Année 1980 (en t métal)	Année 1981 (en t métal)	Année 1982 (en t métal)	Année 1983 (en t métal)
Fer	10 100 000	3 698 000	4 000 000	3 660 000	2 850 000
Cuivre	215 000	380 200	328 850	365 000	335 700
Argent	1 250,0	1 024,7	909,5	1 227	1 017
Zinc	320 000	397 740	477 500	465 000	576 500
Plomb	170 000	156 800	186 735	179 800	212 600
Or	2,8	3,92	4,88	4,42	5,15
Molybdène	810	2 622	2 700	2 898	2 632
Étain	—	1 202	1 380	1 672	2 487
Cadmium	285,0	172,5	301,6	645,1	665,8
Tungstène	360,0	—	129,0	874,2	601,1
Bismuth	765,0	493,5	782,4	665,5	516,1
Antimoine	780,0	700,0	721,0	724,0	375,0
Selenium	—	22,9	25,1	24,6	18,8
Tellure	—	—	20,3	21,1	13,6
Indium	—	4,0	3,0	3,5	2,5

Tableau II
Métaux raffinés au Pérou (année 1983)

Métaux raffinés au Pérou (année 1983, en tonnes)					
Métal	Raffinerie de La Oroya	Raffinerie de Cajamarquilla	Raffinerie de Ilo	Totaux	Pourcentage/production minière
Cu	52 000	1 500	234 000	287 500	85,6 %
Zn	78 000	95 000	—	173 000	30,0 %
Pb	75 000	10 000	—	85 000	44,7 %

Tableau III
Valeur totale des exportations de métaux, minerais et concentrés

Valeur totale des exportations de métaux, de minerais et de concentrés (en millions de \$ US) et pourcentage par rapport au total des exportations du Pérou		
Année	Valeur des exportations minières (en millions \$ US)	Pourcentage par rapport au total des exportations du Pérou
1980	2 000	52 %
1981	1 770	55 %
1982	1 314	39 %
1983	1 629	53 %

La côte péruvienne et surtout la Cordillère sont truffées d'occurrences minéralisées, d'indices miniers, de prospectes et de mines en exploitation. Plus de 1 500 gîtes de toutes tailles sont inventoriés sur la carte métallogénique du Pérou (DE LAS CASAS et PON-

ZONI, 1969). On compte 7 mines produisant plus de 3 000 tonnes de minerai tout-venant par jour (« gran mineria »), une soixantaine de mines produisant entre 3 000 et 250 tonnes de tout-venant par jour (« mediana mineria ») et entre 300 et 400 mines produisant moins de 250 tonnes de tout-venant par jour (« pequena mineria »).

Plusieurs synthèses sur les minéralisations péruviennes ont déjà été proposées, soit sous forme de cartes métallogéniques (DE LAS CASAS et PONZONI, 1969 ; BELLIDO *et al.*, 1972), soit sous forme d'articles (BELLIDO *et al.*, 1969 ; PONZONI, 1982). Toutes ces synthèses sont organisées à partir de l'existence de ceintures parallèles à la chaîne : ceinture à fer sur la côte, puis ceinture à cuivre, ensuite ceinture polymétallique de l'Altiplano, enfin ceinture orientale à Sn, Au, ... Pour notre part, nous optons pour une organisation différente : nous décrivons les gisements péruviens par grands cycles orogéniques (précambriens, paléozoïques et andin) ; en ce qui concerne les gisements associés au cycle andin, sans occulter l'existence de ceintures parallèles à la chaîne, nous mettons l'accent sur l'influence sur la distribution des provinces métallogéniques d'une segmentation transversale à la chaîne andine.

Dans le cadre d'une telle synthèse, il n'est possible de donner qu'une description sommaire des gisements. La bibliographie est étendue afin que le lecteur puisse retourner aux descriptions détaillées originelles.

I. LE CADRE GÉOLOGIQUE

C'est sur un bâti sialique, où se lisent les traces de périodes orogéniques réparties entre 2000 et 260 M.A. que se construisent au Mésozoïque et au Cénozoïque les Andes péruviennes, en bordure du continent sud-américain. Ce segment des Andes, lié à la subduction de la plaque océanique Nazca sous le continent, est une chaîne liminaire qui n'inclut pas de matériel d'origine océanique, contrairement au segment septentrional d'Equateur et Colombie ou au segment méridional du Sud de l'Argentine et du Chili (fig. 1). En revanche des terrains précambriens et paléozoïques jalonnent la zone côtière. Ils présentent des structures obliques à la direction andine et au rivage actuel, montrant l'extension antérieure du continent au-delà de ce rivage.

I.1. L'évolution anté-triasique

Le socle précambrien affleure le long de la côte, principalement au Sud (massif d'Arequipa) et dans la Cordillère Orientale, principalement au Nord (massif de Huanuco) (fig. 2). Il est marqué par l'orogénèse brasilide à 600 Ma, mais le Précambrien côtier comporte des noyaux catazonaux d'orthogneiss et de granulites datés à 2000 Ma (COBBING *et al.*, 1977,

DALMAYRAC *et al.*, 1980 ; SHACKLETON *et al.*, 1979) qui en font le reste d'un craton comparable à ceux du Guapore ou de Sao Francisco au Brésil. Dans le Précambrien de la Cordillère Orientale, de tels noyaux anciens ne sont pas connus, les roches ultrabasiennes étant en revanche fréquentes alors qu'elles n'apparaissent pas sur la côte. On aurait un lambeau d'une chaîne brasilide moulée sur le craton d'Arequipa et sur celui du Guapore et formée sur une croûte amincie. Ce dispositif conditionne l'édifice hercynien, plus développé dans l'axe de cette chaîne et rendrait compte des raccourcissements plus importants des déformations andines au nord du Pérou qu'au sud (DALMAYRAC *et al.*, 1980).

Le Paléozoïque inférieur formé de séries détritiques monotones (shales, grès, quartzites) affleure localement de la zone côtière à la zone subandine. Mais il ne prend une grande extension que dans la moitié sud de la Cordillère Orientale.

Au nord du Pérou, dans la région de Piura qui se rattache au segment septentrional des Andes, des terrains plissés, sur lesquels le Dévonien serait discordant, forment l'extrémité d'une chaîne déterminée comme calédonienne au Venezuela et en Colombie et supposée telle en Equateur.

Dans le reste du Pérou, les sédiments ordovociens à dévoniens (le Cambrien est généralement absent) déposés dans un large sillon subsident WNW-ESE, sur des épaisseurs pouvant dépasser 10 000 m, sont plissés au cours d'une phase échercynienne, datée de la base du Carbonifère (vers 340 M.A.). Amortie sur le massif d'Arequipa, ainsi que dans la Cordillère Orientale au nord de Huanuco et dans la zone subandine, la déformation est intense en zone axiale (Huanuco, Cuzco, Sandia), avec schistosité de flux. Elle est accompagnée d'un métamorphisme épizonal. L'édifice ainsi constitué, large de 200 à 300 km, s'étend de la frontière bolivienne jusqu'à la latitude 8°. A l'ouest, il est ennoyé sous les dépôts mésozoïques de la Cordillère Occidentale.

Le Paléozoïque supérieur, de la base du Carbonifère au Permien moyen, est moins épais et lithologiquement plus varié. Il peut recouvrir en discordance les différents étages du Paléozoïque inférieur ou le Précambrien, son dépôt ayant été précédé d'une érosion profonde de la chaîne éohercynienne. Il débute par une série mississippienne, principalement continentale, de grès et de conglomérats avec des niveaux charbonneux (groupe Ambo), assimilable à une molasse post-tectonique éohercynienne. Il se poursuit en concordance par une série transgressive pensylvanienne comportant des dépôts carbonatés épicontinentaux et des shales et grès dans des bassins subsidents (groupe Tarma), puis par une série essentiellement carbonatée datée du Permien inférieur (groupe Copacabana), qui s'étendait assez largement dans la Cordillère Orientale et la zone subandine, avec une épaisseur de l'ordre de 500 m (DALMAYRAC, 1978 ; LAUBACHER, 1978 ; MAROCCO, 1978).

Ces séries sont affectées par une compression tardihercynienne (Permien moyen, vers 260 M.A.) qui se manifeste surtout par un soulèvement et une tectonique cassante, un véritable plissement n'étant observé qu'au sud-est du Pérou, près du lac Titicaca et au Nord, dans la région de Piura.

Les déformations tardihercyniennes, notamment certaines failles, sont scellées par une molasse continentale volcano-détritique rouge violacé d'âge Permien

supérieur-Trias inférieur (groupe Mitu). Elle est composée de conglomérats grès et lutites, avec des intercalations volcaniques. Des faciès évaporitiques et marins sont observés dans la zone sub-andine. Les affleurements volcaniques ou à dominance volcano-détritique s'alignent grossièrement selon une direction NNW-SSE, entre 16 et 8° de latitude. Ils suggèrent l'existence d'une chaîne volcanique intracontinentale Mitu, à l'emplacement de la Cordillère Orientale et sa bordure ouest.

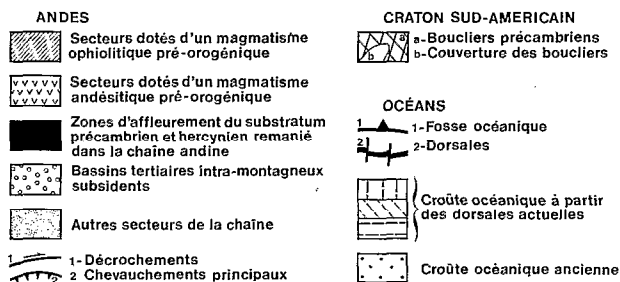
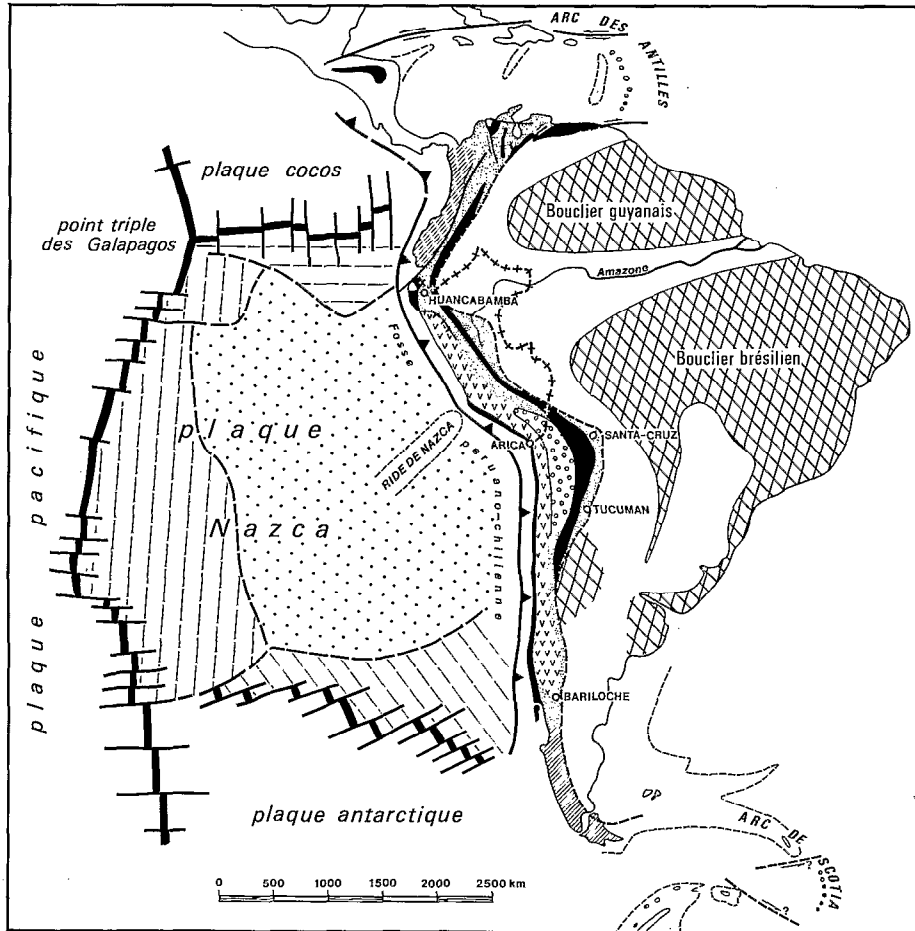


Fig 1. — Esquisse structurale des Andes, d'après Mégard, 1973

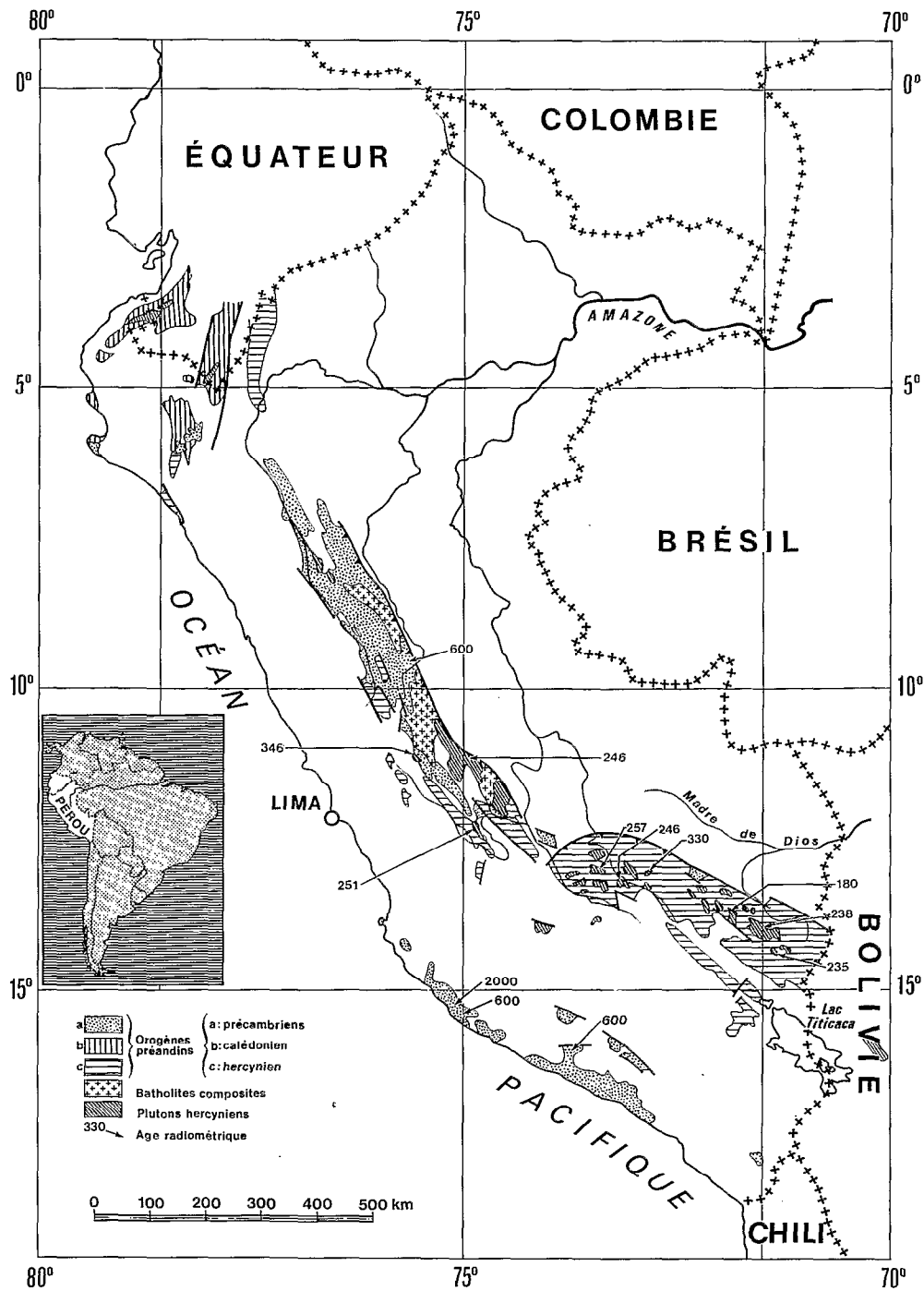


Fig. 2. — Les terrains précambriens et paléozoïques

LE MAGMATISME DES CHAÎNES ANCIENNES (discussion et références *in* CARLIER *et al.*, 1982 et KONTAK *et al.*, 1984).

Si les principaux événements magmatiques sont maintenant situés dans l'évolution des chaînes précambriennes et hercyniennes, il reste beaucoup à faire pour la cartographie, l'étude du chimisme et de la pétrologie ainsi que pour la géochronologie des roches éruptives anciennes.

Le socle précambrien

Outre les roches orthodérivées des noyaux à 2000 M.A., le Précambrien côtier comporte des granites et diorites cataclasés, associés aux séries détritiques métamorphosées à 600 M.A., comme les orthogneiss roses de la région de San Juan. Il est recoupé par des stocks de granite leucocrate avec des filons de pegmatites, notamment près d'Attico.

Dans la Cordillère Orientale, un volcanisme synsédimentaire se manifeste par des prasinites ou des orthoamphibolites intercalées dans la série grèsopélimitique et par des métarhyolites localisées à la partie supérieure de celle-ci dans la région de Monzon.

Les premières manifestations plutoniques correspondent à la mise en place d'un complexe basique-ultrabasique avec des gabbros et des corps de serpentinite hectométriques à kilométriques, disposés en chapelets allongés selon la foliation des schistes et affectés par les phases de déformation et le métamorphisme brasilides (AUMAITRE *et al.*, 1977 ; GRANDIN et ZEGARRA, 1979 ; GRANDIN *et al.*, 1980). Postérieurement a lieu l'intrusion de tonalites et granodiorites déformées cataclastiquement par la seconde phase de plissement des schistes (CARLIER, 1983). On observe enfin de grandes intrusions post-tectoniques avec des venues dioritiques puis granitiques, recouvertes par les grès carbonifères du groupe Ambo. Leurs relations avec le Paléozoïque inférieur ne sont pas connues et elles pourraient appartenir au cycle éohercynien.

La chaîne éohercynienne

Des épisodes volcaniques sont connus d'une part lors de la formation du sillon subsident, avec des roches volcano-sédimentaires anté ou infra-ordiviciennes, d'autre part au cours du remplissage de ce sillon avec quelques intercalations acides et des sills et dykes d'andésites et de basaltes à olivine situés sur sa bordure nord-orientale.

On connaît aussi un magmatisme acide syntectonique, limité à la zone axiale (Angaraes, Marcapata, San Gaban) avec des granites dont le métamorphisme de contact suit une première phase de déformation et qui sont orthogneissifiés par une seconde (MAROCCO, 1978 ; LAUBACHER, 1978).

On connaît enfin l'adamellite de Pacococha (Pérou central) non déformée, recouverte en discordance par le Carbonifère (MÉGARD, 1978), témoin d'un pluto-

nisme post-tectonique éohercynien. Quelques traces d'un volcanisme acide existent également dans les séries permo-carbonifères, avec des tufs et ignimbrites intercalés dans le groupe Ambo, des grauwackes dans le groupe Tarma ou des rhyolites dans le groupe Copacabana.

La période tardi-hercynienne

Après la phase de fracturation et de soulèvement tardihercynienne, une activité magmatique intense a lieu pendant la seconde moitié du Permien et le Trias inférieur. De grandes intrusions granitiques à granodioritiques à tendance calco-alkaline, riches en potassium (Huaylluniyoc, San Ramon, Quillabamba, Macchu-Picchu, Carabaya, etc.) pouvant dépasser 5 km de dimension principale, se mettent en place dans la Cordillère Orientale. Elles peuvent constituer une part des batholites composites du massif précambrien de Huanuco. On observe des enclaves plus basiques à leur périphérie et des dykes de diabase tardifs. Les âges radiométriques se situent entre 260 et 220 M.A. Le massif de syénite néphélinique de Macusani, au Sud de la Cordillère Orientale est associé à cet épisode magmatique.

Une activité volcanique également intense a lieu conjointement à la mise en place des plutons permo-triasiques, fournissant une part importante des sédiments continentaux du groupe Mitu, avec des intercalations de matériel effusif pouvant dépasser 2 000 m d'épaisseur. On note la présence de deux types de volcanites : d'une part, en faible proportion, des coulées spilitisées issues de basaltes à tendance tholéitique ; d'autre part des andésites, rhyolites et ignimbrites à tendance alcaline souvent associées à des fractures longitudinales bordant les massifs Mitu et qui seraient en relation génétique avec les granitoïdes permo-triasiques (PAREDES, 1972 ; MÉGARD, 1978 ; CARLIER *et al.*, 1982 ; KONTAK *et al.*, 1984).

1.2. L'évolution du trias à l'actuel : le cycle andin

L'évolution du Trias à l'actuel peut être divisée en deux périodes : du Trias au Crétacé supérieur une période de relatif calme tectonique dominée par la sédimentation et le volcanisme ; du Crétacé supérieur à l'actuel une période dominée par une succession de phases tectoniques compressives et l'abondance des manifestations magmatiques, effusives et intrusives.

1.2.1. JUSQU'AU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Une période de sédimentation de type épicontinental et souvent carbonatée couvre l'essentiel du Secondaire. Elle a lieu dans des bassins allongés séparés par des rides dont la géométrie varie en conservant une orientation parallèle à la chaîne actuelle.

Le dispositif qui se met en place progressivement sur le fond sialique précambrien et paléozoïque, pour se stabiliser à partir du Dogger, comporte :

— un arc volcanique interne qui fonctionne au Malm au sud et dans la région centrale, et qui s'étend au Crétacé à toute la zone côtière ;

— la zone de sédimentation andine proprement dite où s'accumulent plusieurs milliers de mètres de sédiments marins avec des intercalations volcaniques sporadiques ;

— un bloc positif s'étendant d'abord sur l'emplacement du sud de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano et incluant ensuite un géanticlinal situé à l'emplacement de la vallée du Marañon. La continuité est réalisée au Malm pour donner au Néocomien une zone positive correspondant assez étroitement à la Cordillère Orientale actuelle ;

— la zone de sédimentation sub-andine, continentale au sud et avec des influences marines au nord.

La série mésozoïque varie d'une région à l'autre dans ses épaisseurs et ses faciès, mais, de façon générale, on observe :

— au Trias-Lias, des calcaires et secondairement des shales, déposés en continuité ou avec une légère discordance sur les molasses rouges Mitu (groupe Pucara). Leur épaisseur peut atteindre 2 000 m ;

— au Dogger, des grès et des calcaires avec localement des évaporites dans le domaine sub-andin. On note une émergence courte mais assez générale à la fin de cette période ;

— au Malm, des shales et des grès ainsi que des calcaires (1 500 à 2 000 m pour le groupe Yura du sud du Pérou) avec des faciès continentaux en zone sub-andine alors isolée de la mer ;

— au Néocomien des grès, avec des intercalations de charbon dénotant la proximité de zones émergées. Les faciès deltaïques et continentaux sont développés au centre du Pérou (groupe Goyllarisquiza) ainsi qu'au Sud où l'Altiplano tend à former un bassin subsident continental indépendant. Dans la zone côtière, des calcaires fossilifères sont intercalés dans les produits de l'activité volcanique ;

— au Crétacé moyen et supérieur, des séries carbonatées avec localement des lutites et des grès, correspondant à une ample transgression qui réduit la zone positive à un haut fond dans la moitié nord du Pérou. Les faciès marins s'étendent à une grande partie de la zone sub-andine. Dans le bassin de l'Altiplano, des incursions marines intercalent des calcaires dans les sédiments détritiques continentaux.

Dans le Pérou central, un bassin marginal sur croûte continentale amincie se met en place à l'Albien en arrière de l'arc volcanique côtier. Cette mer marginale avortée, où l'on n'observe pas de matériaux d'origine océanique, est comblée par près de 8 000 m de basaltes, andésites, dacites et rhyolites (à dominante tholéitique vers l'ouest et calco-alcaline vers l'est) à intercalations sédimentaires (groupe Casma) (GUEVARA, 1980 ; ATHERTON *et al.*, 1983 ; ATHERTON *et al.*, 1985). La mise en place de cet ensemble se termine par l'intrusion de gabbros tholéitiques en sheet-

dykes, contemporains de la fermeture du bassin marginal.

Après cette tectonique albienne, un énorme batholite se met en place tout le long du piémont côtier, en bordure de la Cordillère Occidentale, à la fois dans les terrains volcaniques du groupe Casma (Pérou central) et dans le socle précambrien (sud-Pérou). La partie centrale du batholite est presque continue sur 1 000 km de longueur et 50 à 80 km de largeur. La composition va des gabbros aux leucogranites. La masse principale est tonalitique à grandioritique, formant de grands massifs en feuillets disposés verticalement. Les termes les plus acides appartiennent à des massifs annulaires localisés dans l'axe du batholite dans le segment de Lima. Ce plutonisme andin calco-alcalin est d'origine mantellique (LEBEL *et al.*, 1984 ; PITCHER *et al.*, 1985) avec une contamination crustale variable mais faible (MUKASA et TILTON, 1985). Le batholite se divise en cinq segments (ceux de Piura, Trujillo, Lima, Arequipa et Toquepala du NNW au SSE), chacun d'entre eux étant caractérisé par une succession spécifique de super-unités (PITCHER *et al.*, 1985).

1.2.2. DEPUIS LE CRÉTACÉ TERMINAL

A la fin du Crétacé (Santonien) a lieu une phase tectonique (phase péruvienne de STEINMAN, 1929). La compression se manifeste par le plissement modéré de la zone côtière, de la bordure ouest de la Cordillère Occidentale et de la Cordillère Orientale du Pérou central. L'effet principal de cette phase est un soulèvement de l'ensemble de la zone andine et notamment de la bordure pacifique qui empêchera les incursions marines ultérieures au-delà de la zone côtière.

Entre la barrière occidentale ainsi formée et la zone positive orientale déjà présente au Crétacé inférieur se constituent de grands bassins fluviaux ou lacustres où s'accumule une puissante série rouge continentale Crétacé terminal-Eocène (qui reste un trait remarquable des paysages actuels de la Cordillère Occidentale des Andes). La Cordillère Orientale alimente également le bassin sub-andin où la sédimentation redevient continentale. Dans la zone côtière, une série marine éocène détritique, à intercalations de cinérites, est observée en plusieurs points. Elle est puissante au nord, dépassant 3 000 m d'épaisseur dans le bassin de Sechura.

La mise en place du batholite côtier se poursuit jusqu'à l'Eocène terminal dans le Pérou central (segments de Lima et de Trujillo).

A la fin de l'Eocène (NOBLE *et al.*, 1979) a lieu la phase tectonique andine majeure (phase incaïque de STEINMAN, 1929), par l'intensité de la compression et par le raccourcissement, évalué à 30 % dans le Pérou central (MÉGARD, 1978, 1984). Elle concerne surtout la Cordillère Occidentale et la zone intermédiaire entre les Cordillères Occidentale et Orientale. Les chevauchements vers l'est sont assez amples et l'on observe localement la formation de nappes. Le front de schis-

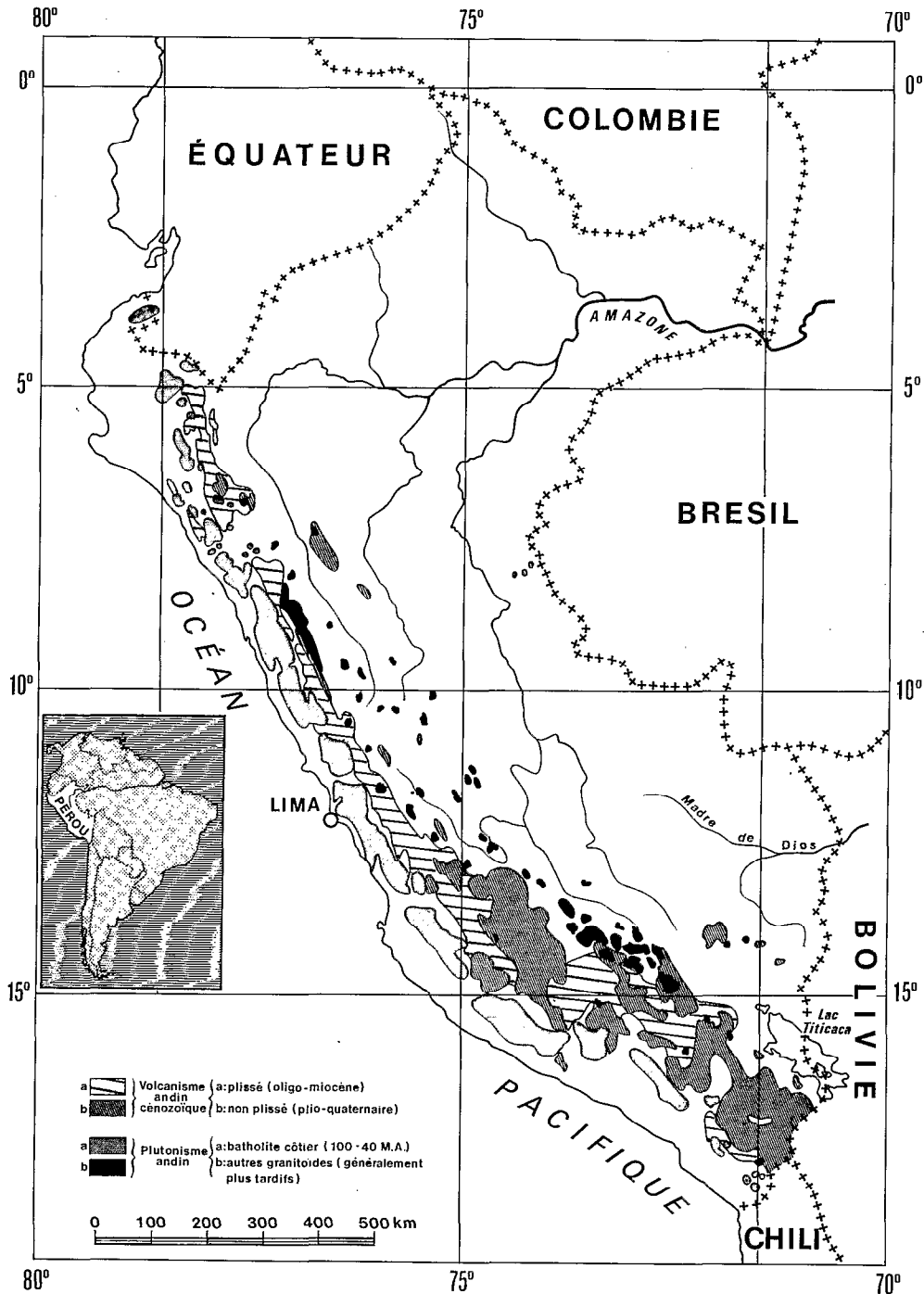


Fig. 3. — Le magmatisme andin

tosité affleure et localement on note un métamorphisme épizonal.

L'émergence de la zone côtière consécutive à cette phase est plus ou moins durable. Au sud du Pérou des séries marines se mettent en place à l'Oligocène

supérieur et au Miocène (formation Camana, formation Pisco) tandis qu'au centre seule la formation Pisco, constituée de 600 m de diatomites, cinérites, calcaires et grès, recouvre l'Éocène ou des terrains antérieurs. A l'extrémité nord de la zone côtière, après

une brève émergence, la subsidence reprend dès l'Oligocène inférieur et 500 à 800 m de sédiments marins détritiques viennent s'ajouter à ceux de l'Eocène (bassin de Sechura, bassin pétrolier de Talara). Ces bassins ont été en communication momentanée avec la zone sub-andine, vers 5 à 6° de latitude. En effet, dans la partie septentrionale de cette zone un bref épisode marin oligocène (100 à 200 m de shales et de calcaires) s'intercale dans les sédiments rouges continentaux. Le dépôt de ceux-ci se poursuit dans toute la zone sub-andine au cours de l'Oligocène et du Miocène. Ils forment une puissante molasse dont l'épaisseur, de plusieurs milliers de mètres près de la Cordillère Orientale, diminue vers l'est.

La tectonique oligo-mio-pliocène affecte peu la zone côtière. Dans les zones cordillériennes, cinq phases de compression sont distinguées. La première a lieu à l'Oligocène, vers 30 M.A. et est responsable de la discordance des conglomérats du Moquegua supérieur sur le Moquegua inférieur ou des andésites Tacaza sur la formation volcano-sédimentaire Pichu (SÉBRIER *et al.*, sous presse ; TOSDAL *et al.*, 1981 ; LAVENU et MAROCCO, 1984, HUAMAN, 1985). La suivante (Quechua 1) aurait lieu au Miocène moyen (15 Ma) dans le sud-Pérou (Vatin PÉRIGNON *et al.*, 1982 ; SÉBRIER *et al.*, sous presse) et serait légèrement plus ancienne dans le Pérou central (MÉGARD *et al.*, 1984). La troisième (Quechua 2), moins importante et connue seulement dans certains couloirs de déformation est datée vers 10 Ma (MÉGARD *et al.*, 1984 ; HUAMAN, 1985). La quatrième (Quechua 3) est fini-miocène vers 6-7 Ma (FARRAR et NOBLE, 1976, MÉGARD, 1978, MÉGARD *et al.*, 1984 ; ...); c'est la phase principale de déformation en zone sub-andine. La quatrième est pliocène et se manifeste par des fractures postérieures à 2,5 M.A. (SÉBRIER *et al.*, 1979 ; HUAMAN, 1985).

Les périodes de distension séparant les phases tectoniques sont caractérisées par une intense activité magmatique effusive et intrusive post-tectonique. Celle-ci est axée sur la Cordillère Occidentale et plus particulièrement intense dans la moitié sud du Pérou (NOBLE *et al.*, 1974 ; NOBLE *et al.*, 1979 ; PITCHER *et al.*, 1985). Ce magmatisme est calco-alkalin et vraisemblablement d'origine mantellique (BECKINSALE *et al.*, 1985), sauf dans la Cordillère Orientale du sud-Pérou où l'on observe à l'Oligocène et au Mio-Pliocène des manifestations d'un magmatisme peralumineux d'origine crustale (fig. 3).

Sur la surface d'érosion recoupant les structures fini-éocènes, se mettent en place jusqu'à 5 000 m de séries volcaniques andésitiques à rhyolitiques oligo-miocènes avec intercalations clastiques et lacustres (formations Pichu, Tacaza et Huaylillas au Sud, formations Huanta, Castrovirreyna et Groupe Calipuy au centre et au Nord). Cette activité s'étend à des régions de la zone inter-cordillérienne comme celles d'Ayacucho (MÉGARD *et al.*, 1984) et de Cuzco et à la bordure sud-ouest de l'Altiplano.

Le plutonisme se manifeste en au moins cinq épisodes (COBBING *et al.*, 1981 ; SOLER et BONHOMME, sous presse) depuis la bordure est du batholite côtier jusqu'en zone sub-andine par des stocks généralement dioritiques à quartz-monzonitiques, rarement plus acides, le plus souvent subvolcaniques, et par quelques massifs composites plus importants (batholites de Andahuaylas-Yauri et de la Cordillère Blanche) (NOBLE *et al.*, 1984 ; BECKINSALE *et al.*, 1985). Importante dans la Cordillère Occidentale et la zone intercordillérienne, l'activité plutonique semble plus discrète dans la Cordillère Orientale et dans la zone sub-andine (mais elle y est encore mal connue).

L'Altiplano reste un domaine subsident où 4 000 à 5 000 m de conglomérats à galets volcaniques s'accumulent au cours de l'Oligocène et du Miocène (groupe Puno). Des conglomérats s'observent également plus à l'est dans des bassins intramontagneux de la Cordillère Orientale. À l'ouest enfin, de l'autre côté de la zone d'activité volcanique du sud-Pérou, un bassin continental se forme entre le batholite côtier et le bourrelet côtier de terrains anciens. Il s'y dépose environ 800 m de grès, argiles rouges gypsifères et conglomérats (groupe Moquegua) (LAVENU et MAROCCO, 1984).

Une activité volcanique plio-quadernaire intense suit la phase tectonique fini-miocène. Ses produits, non ou peu déformés se déposent en discordance sur les terrains antérieurs, dont les volcanites oligo-miocènes déformées. D'une part de grands épanchements ignimbritiques, dont les âges se répartissent entre 4,5 et 2,5 M.A., sont connus surtout en Cordillère Occidentale du Sud-Pérou (formations Sillar, Sencca) ainsi qu'au Sud et au Nord de la Cordillère Orientale (Crucero, Macusani, formation Lavasen). D'autre part, un volcanisme andésitique, la plus souvent d'âge pléistocène, occupe de grands espaces dans la moitié Sud de la Cordillère Occidentale. Ses appareils dont certains sont encore actifs, déterminent le relief de cette région.

Outre les séries volcaniques, divers types de dépôts superficiels se mettent en place au cours du Plio-quadernaire : dépôts lacustres, fluviaux, de solifluxion, glaciaires et périglaciaires. En particulier, si les glaciers actuels ne descendent pas au-dessous de 4 800 m, les extensions quadernaires ont amené des langues glaciaires à plus de 15 km des fronts actuels et ont laissé des accumulations morainiques importantes notamment au Sud de la Cordillère Orientale.

II. LES GISEMENTS ASSOCIÉS AUX CYCLES PRÉCAMBRIENS ET PALÉOZOÏQUES

II.1. Les minéralisations associées aux cycles précambriens

Les terrains précambriens du Pérou n'ont jusqu'ici que très peu participé à la production minière du pays

mais il faut souligner qu'ils ont été peu prospectés. En particulier, de vastes zones du massif précambrien du nord de la Cordillère Orientale (fig. 2), qui s'étend sur 25 000 km² entre Huanuco et Chachapoyas n'ont fait l'objet que de quelques itinéraires d'exploration (AUMAITRE *et al.*, 1977).

Aucune minéralisation n'est connue dans le Précambrien côtier de Bayovar et de la région Pisco-Arequipa, ainsi que dans les schistes et quartzites de la région d'Olmos, considérés comme précambriens.

Les principales ressources minérales du Précambrien du Pérou sont associées à des roches ultrabasiques (fig. 4) (GRANDIN et ZEGARRA, 1979).

Dans la région de Tarma (Pérou central), à un kilomètre du contact d'un massif précambrien, le corps de péridotites et serpentinites de Tapo, de 5 km² de superficie, est inclus dans des terrains permo-carbonifères, avec des contacts tectoniques correspondant à une injection diapirique. La chromite y est présente (HARRISON, 1940) dispersée en petites lentilles ne dépassant guère quelques dizaines de centimètres et intensément déformées. Une exploitation a porté sur des blocs éluvionnaires. Quelques milliers de tonnes ont ainsi été extraits artisanalement en une dizaine d'années autour de 1930 mais le gisement primaire n'a pas d'intérêt économique.

Dans le grand massif précambrien du nord de la Cordillère Orientale, des chapelets de petits corps ultrabasiques serpentinisés s'étirent selon la foliation des schistes dont ils présentent toutes les phases de déformation. Parmi la dizaine de corps de la zone de Tantamayo et la quarantaine de corps de la zone de Huancapallac (GRANDIN *et al.*, 1980 ; CARLIER, 1983), au nord-ouest et à l'ouest de Huanuco, nombreux sont ceux qui comportent de fines disséminations de sulfures associant pentlandite, pyrrhotite et pyrite, mais sans concentrations notables. Dans certains de ces corps, des cumulats riches en spinelles et apatite présentent des teneurs en titane dépassant 6 %.

Mais les indices nickelifères les plus intéressants du massif sont situés au nord-est de Huanuco, près de Chinchao. Un corps ultrabasique différencié de 6 km d'allongement (San Luis) et des affleurements d'un sill d'extension limitée situé à l'est de ce corps (San Jose) contiennent des ségrégations sulfurées à pentlandite et chalcopryrite dont la teneur Ni+Cu dépasse localement 1,5 %. Toutefois la géométrie irrégulière des minéralisations et le faible tonnage apparent ont entraîné l'arrêt des travaux de prospection entrepris entre 1974 et 1977.

Il reste à signaler que les roches ultrabasiques précambriennes de la région de Huanuco fournissent des matériaux non-métalliques : serpentinites exploitées en petites carrières comme pierres ornementales à Huancapallac et près de Cosso ; talc exploité à la mine Santa Teresita près de Churubamba.

Par ailleurs, la source de certains placers aurifères et quelques indices d'or primaire peuvent être précambriens.

Dans la région de Quincemil (Cordillère Orientale du sud-Pérou), des amphibolites font partie d'un complexe métamorphique anté-ordovicien et vraisemblablement précambrien. L'or détritique exploité artisanalement, comporte, dans certaines rivières drainant ces amphibolites (Tejada, Yanaorco, Pan de Azucar, Magdalena, Maniri...) des particules grossières peu transportées, morphoscopiquement distinctes de l'or détritique remobilisé à partir des épandages conglomératiques issus de la partie haute de la cordillère où des gisements d'or sont connus. L'or primaire a lui-même été exploité à l'époque coloniale (mines de Camanti et de Chuntupuncco). Il serait associé à des filons de quartz recoupant les amphibolites. L'âge de ces concentrations filoniennes est indéterminé mais les amphibolites du complexe métamorphique ancien restent en tout état de cause un métallotectonisme régional important de l'or.

II.2 Les gisements associés aux cycles paléozoïques

Les affleurements paléozoïques les plus étendus se situent dans la Cordillère Orientale (fig. 2). Il s'agit d'une zone généralement peu accessible et relativement mal inventoriée au niveau des ressources minérales (fig. 4). La production la plus importante à rattacher aux cycles paléozoïques est celle de l'or. Sa prospection et son exploitation sont de nouveau actives depuis quelques années, alors qu'elles avaient fortement périéclipsé après 1930 du fait du prix fixe de l'or.

D'autres minéralisations de très faible importance économique à Sn, W, Bi, Cu et Mo sont connues dans la Cordillère Orientale du Pérou central et surtout du sud-Pérou.

Enfin certaines minéralisations encaissées dans des terrains paléozoïques, telles que le gisement de cuivre de Cobriza, les filons polymétalliques à Cu, Zn, Pb, Ag de la zone de Rapi (San Miguel), le gisement de plomb-zinc de Cecilia ne paraissent pas génétiquement liées aux cycles paléozoïques.

II.2.1. GISEMENTS D'OR

Des gisements d'or associés aux cycles paléozoïques sont connus depuis la frontière équatorienne (Cordillère du Condor) jusqu'à la frontière bolivienne (massif d'Ananea). Certains sont exploités. Il s'agit le plus souvent de gisements alluvionnaires (placers), quelquefois de gisements primaires.

Gisements primaires

— *Domaine nord-oriental* : district de Patate, Parcoy et Buldibuyo : il se situe sur le flanc ouest de la Cordillère Orientale, est limité par la vallée du fleuve Marañon et forme une bande d'environ 150 km de long sur 10 à 20 km de large. On y trouve des schistes métamorphiques rapportés au Précambrien (DALMAY-

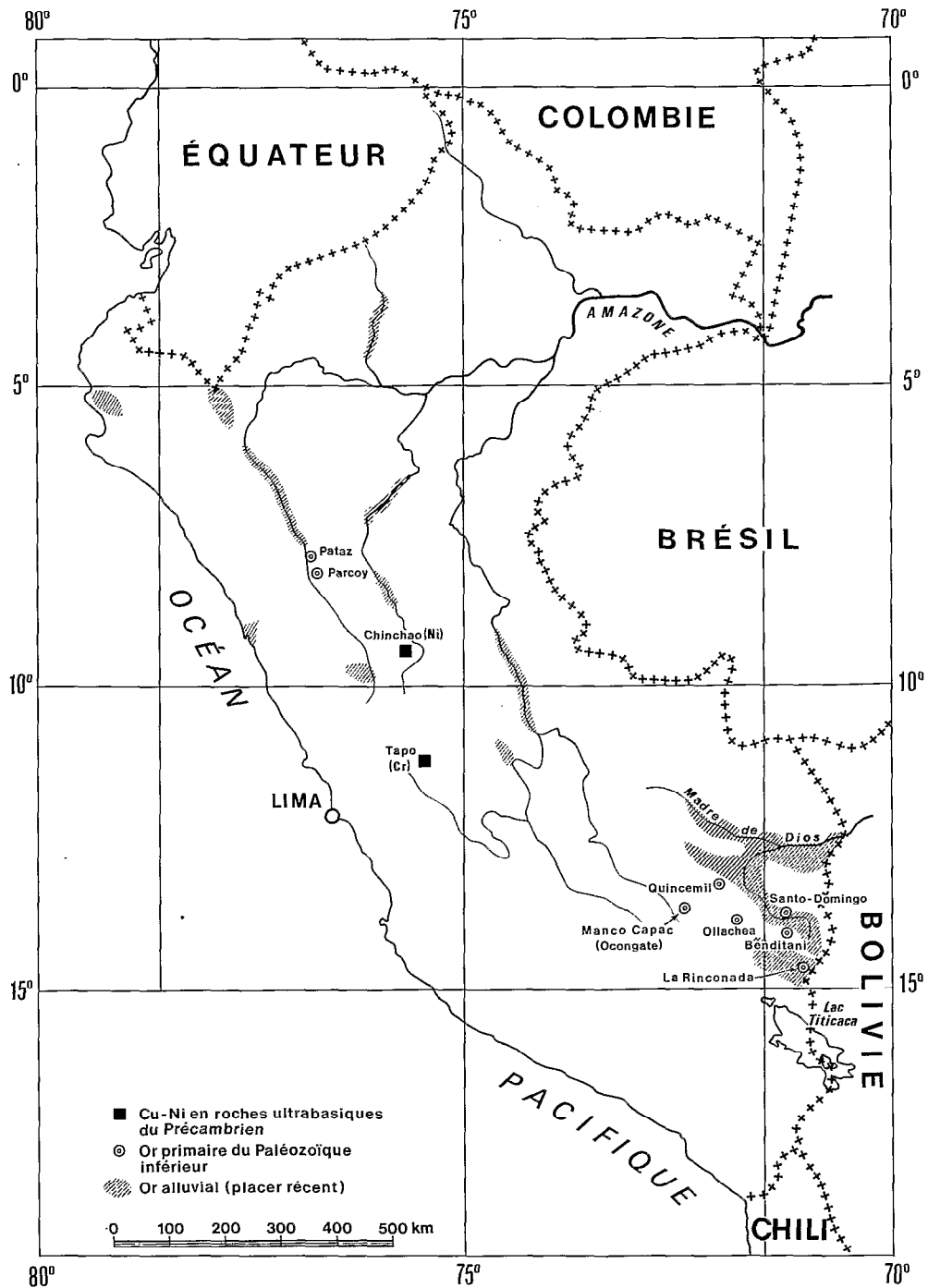


Fig. 4. — Gisements associés aux cycles précambriens et paléozoïques

RAC, 1978) surmontés par les dépôts du Paléozoïque inférieur ; les terrains permo-carbonifères affleurent de façon plus réduite. Des massifs de granites,

granodiorites et diorites, d'âge paléozoïque d'après leurs relations avec les terrains encaissants, forment des stocks ou des batholites pluri-kilométriques.

La minéralisation apparaît en remplissage de fractures, tant dans les roches intrusives que dans les terrains encaissants ; les filons ont généralement une extension de quelques centaines de mètres, mais certains (Cerro El Gigante à Parcoy) atteignent 3 km et s'approfondissent sur 1 000 m. La caisse filonienne est formée essentiellement de quartz et de pyrite avec mispickel, pyrrhotite, sphalérite, galène, chalcopryrite, or et électrum. L'or est associé principalement au quartz et à la pyrite.

Ces minéralisations se rapprochent des gisements classiques de type filons de quartz à or dans les zones de failles, génétiquement liés à l'activité hydrothermale.

La production de cette zone peut être estimée à 160 kg d'or en 1982 et à environ 900 kg en 1984.

— *Domaine sud-oriental* : il s'étend depuis la latitude de Cuzco (mine de Manco Capac) jusqu'à la frontière bolivienne. Il se poursuit en Bolivie.

Toutes les minéralisations aurifères de cette zone sont encaissées dans les sédiments du Paléozoïque inférieur ; elles forment soit des filons discordants (Santo Domingo, Manco Capac, Candelaria, Benditani), soit des mantos⁽¹⁾ de quartz sub-concordants avec la stratification (Gavilan de Oro, Untuca, Ana Maria, Carabarcuna) soit des amas concordants sulfo-arseniés (La Rinconada).

Minéralisations filoniennes : la seule mine filonienne importante a été celle de Santo Domingo qui a produit de 500 à 1 000 kg d'or par an entre 1896 et 1930 : elle est située sur le versant amazonien de la Cordillère Orientale, en zone de forêt tropicale, les travaux miniers sont actuellement inaccessibles.

Il s'agit d'un filon d'extension pluri-kilométrique d'orientation NW-SE, de puissance variable entre 80 cm et 4 m, encaissé dans les schistes ordoviciens. D'après FUCHS (1898) le filon se caractérise par le développement d'une importante zone broyée argileuse à l'éponte-toit et un remplissage formé essentiellement de quartz avec stibine et pyrite et en moindre abondance galène et mispickel. L'or natif se présente en disséminations millimétriques à centimétriques dans le quartz et en fines inclusions dans les sulfures ou en associations avec ces derniers. Le quartz présente différents aspects, avec des teneurs en or variables selon ces aspects, dont un quartz gris sombre intimement mêlé à la pyrite particulièrement riche en or. Dans certaines parties du filon, l'or forme un ruban continu d'un demi-centimètre d'épaisseur dans le quartz gris. Ce gisement est de type filon de quartz à or dans les zones de faille, encaissé en terrain sédimentaire et génétiquement lié à l'activité hydrothermale.

Minéralisation en mantos : elles sont particulièrement abondantes dans la zone du massif d'Ananea ; il s'agit de niveaux de quartz concordants avec la stratification ; leur puissance varie de quelques cm à 20 cm au maximum et leur longueur peut atteindre plusieurs centaines de mètres. La position stratigraphiques des mantos dans leur encaissant schistogéus siluro-dévonien ne semble pas liée à un faciès particulier ni à une limite de séquence. Les mantos suivent les plans de stratification et peuvent englober des fragments des roches immédiatement encaissantes dont l'orientation n'est pas perturbée ; on observe parfois des stries de glissement banc sur banc mais en général le passage au mur et au toit s'effectue par l'intermédiaire d'une bande millimétrique à quartz et chlorite.

Il existe aussi des mantos discontinus, d'extension limitée à quelques dizaines de mètres, et des filonnets de quartz, chlorite et mispickel, sécants par rapport à la stratification et en général connectés aux mantos.

Le quartz des mantos d'une couleur gris bleuté et d'un éclat gras caractéristiques contient des plages de chlorite (ripidolite), de la pyrite, de la pyrrhotite, du mispickel et de l'or ; ce dernier se présente en placages millimétriques dans les interstices des cristaux de quartz ; il forme parfois une pellicule le long du contact avec les schistes encaissants, en association avec la chlorite ; on observe aussi quelques grains d'or fin de l'ordre du micron.

Les mantos sont affectés par le plissement et leur mise en place est donc antérieure à la tectonique éohercynienne. La teneur moyenne des mantos varie de 10 à 25 g/t ; cependant la répartition de l'or est très erratique. Ces mantos sont l'objet d'une exploitation traditionnelle semi-artisanale, peu mécanisée et très sélective (tri manuel de fragments de quartz aurifère) dont la production peut être estimée à une cinquantaine de kg par an.

Minéralisation sulfo-arseniée : un seul amas de ce type a été reconnu jusqu'à présent, immédiatement à l'est du village de La Rinconada près d'Ananea (FORNARI et BONNEMAISON, 1984). Il s'agit d'un amas conu sur 300 m de long, concordant avec la série schistogréseuse encaissante (formation Ananea) ; la puissance minéralisée varie de 1 à 2 mètres. Macroscopiquement on distingue un faciès central « massif » à mispickel encadré au mur et au toit par des faciès à pyrrhotite, pyrite et schistes noirs plus ou moins chloriteux et plus ou moins riches en sulfures. Ces faciès s'organisent en lentilles aplaties de grande extension, parallèles à la stratification ; dans le détail on note une organisation complexe avec en particu-

(1) manto : terme utilisé originellement par les mineurs pour désigner un corps minéralisé tabulaire (filon ou couche) dont le pendage est faible. Ce terme est uniquement descriptif.

lier des aspects « brêchiques » où les schistes apparaissent en lambeaux de forme ovoïde et flexueuse de quelques centimètres séparés par des lits millimétriques à centimétriques de pyrrhotite. Au mur de l'amas, on observe une zone d'intense modification des quartzites avec développement d'un réseau de veinules de quartz gris bleuté avec chlorite et sulfures ; localement le quartzite originel est complètement imprégné de chlorite, pyrrhotite et mispickel où subsistent seulement quelques grains isolés de quartz détritiques complètement corrodés ; ces transformations sont particulièrement intenses sur une zone d'environ 30 m, assimilée à une zone de griffon. Il convient de souligner les ressemblances entre ces veinules de quartz et les mantos décrits antérieurement. La partie affleurante de l'amas présente des teneurs en or généralement inférieures à 2 g/t, ainsi que des teneurs en argent de 2 à 8 g/t et des traces de Pb, Zn, Sb, Cu, Sn et W.

L'amas sulfo-arsenié de la Rinconada correspond à un dépôt péné-contemporain de la sédimentation de la formation Ananea. Il est lié à une activité hydrothermale sous-marine, vraisemblablement associée à du volcanisme.

L'existence d'un amas sulfuré vulcanogène syn-sédimentaire dans le Paléozoïque inférieur de la Cordillère Orientale du Sud-Pérou permet d'émettre l'hypothèse d'une origine hydrothermale conjointe pour les minéralisations de type mantos, au moins pour la zone du massif d'Ananea.

Les placers aurifères

Bien qu'ils soient associés à l'érosion plio-quaternaire de la chaîne et particulièrement de la Cordillère Orientale, nous regroupons ici ces gisements car ils sont principalement alimentés par les minéralisations paléozoïques d'or primaire ; la production des placers a été de 2 689 kg en 1982. De petits placers existent sur les fleuves côtiers du versant Pacifique, tels que les rios Chira et Piura dans le nord du Pérou et le rio Santa dans le Pérou central mais 90 % de la production d'or en placers provient de la Cordillère Orientale et de la zone sub-andine (rio Tigre, rio Patasca, rio Marañon dans le nord-Pérou, rio Huallaga dans le Pérou central, haut-Ucayali dans le sud-Pérou) et de la plaine amazonienne principalement de la région du Madre de Dios.

Les dépôts fluviaux comportent des paléo-remplissages correspondant à une surface ancienne du versant amazonien, probablement pliocène, dont ne subsistent que des lambeaux préservés de l'intense érosion régressive actuelle (gisements de Chabuca, Aporoma...). Ils comportent également des terrasses et des cônes d'épandages quaternaires du piedmont amazonien (Labirinto, Huaypetue, rio Madre de Dios). Les teneurs sont en général comprises entre 0,2 et 3 g/m³ mais les volumes potentiels sont énormes.

Dans la partie haute de la Cordillère Orientale, la présence de bassins intra-montagneux entre la Cor-

dillère et l'Altiplano a favorisé l'accumulation de sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires. Lorsque les glaciers ont érodé les terrains du Paléozoïque inférieur minéralisés, ils ont pu entraîner le dépôt de matériaux aurifères (FORNARI *et al.*, 1982). Ces dépôts présentent des teneurs faibles de l'ordre de 0,25 g/m³, qui baissent rapidement lorsque l'on s'éloigne des zones sources ; cependant dans certaines conditions géomorphologiques favorables, des gisements exploitables peuvent exister, d'autant que les volumes concernés sont considérables (dizaines de millions de m³). Ainsi, à Pampa Blanca près d'Ananea, dépression entre deux arcs morainiques principaux, 4 tonnes d'or ont été récupérées par une drague flottante entre 1960 et 1972.

II.2.2. MINÉRALISATIONS À SN, W, CU, BI ET MO

Il s'agit généralement de petits indices ou de petites mines artisanales exploitées épisodiquement. Ils sont localisés principalement dans le sud du Pérou et peuvent être mis en relation avec les minéralisations de ce type, nettement plus développées, qui existent dans la Cordillère Royale de Bolivie (CLARK *et al.*, 1984).

Ces gîtes semblent associés aux différents épisodes magmatiques paléozoïques : ainsi dans la zone du Cerro Condoriquiña affleure un intrusif leucogranitique d'âge éohercynien (les minéraux de métamorphisme thermique induit dans les schistes encaissants sont affectés par la schistosité majeure) qui présente des zones de greisen ainsi que des filons à quartz-tourmaline avec cassitérite et wolframite, pyrrite, mispickel, galène, chalcopryrite.

Par ailleurs, aux granitoïdes tardi-hercyniens qui forment les batholites de Coasa, Limbani et Aricoma, sont génétiquement associés de petits indices filoniens à Sn, W, Bi, Cu et Mo dont le prospect Sarita (CANDIOTTI et GUERRERO, 1983).

Ces minéralisations ne doivent pas être confondues avec les gisements d'âge cénozoïque, également présents dans la même zone, tels Palca 11 (tungstène) et San Rafael (étain).

III. LES GISEMENTS ASSOCIÉS AU CYCLE ANDIN

L'immense majorité, voire pour certains métaux la totalité, des gisements péruviens sont associés au cycle andin. Ces gisements de Zn, Pb, Ag, Cu (W), (Sn), (Au), (U), ... peuvent être regroupés en provinces métallogéniques, dont nous examinons tout d'abord la distribution spatiale (III.1) puis que nous décrivons une à une (III.2 à III.5). On compte une soixantaine de mines grandes et moyennes produisant entre 40 000 tonnes et 250 tonnes de minerai tout-venant par jour, au moins trois cents petites mines produisant moins de 250 t/j et plusieurs centaines de prospects et indices.

III.1. Les différentes provinces : ceintures parallèles à la chaîne andine et segmentation transverse

Classiquement (BELLIDO, 1969 ; DE LAS CASAS et PONZONI, 1969 ; BELLIDO, GIRARD et PAREDES, 1972 ; PONZONI, 1982), on considère que les gisements péruviens sont distribués en quatre grandes provinces parallèles à la Cordillère des Andes et à la fosse péruano-chilienne et s'étendant du NW au SE à l'ensemble du territoire national : sur la côte, la « province ferrifère », puis la « province cuprifère » du versant pacifique puis plus au NE la « province polymétallique de l'Altiplano » s'étendant sur la partie haute de la Cordillère Occidentale et sur l'Altiplano, enfin la « province orientale » correspondant à la Cordillère Orientale.

En fait une lecture critique des cartes métallogéniques existantes (DE LAS CASAS et PONZONI, 1969 ; BELLIDO, GIRARD et PAREDES, 1972) permet de montrer que cette conception est trop générale (fig. 5) : les provinces métallogéniques du Pérou sont effectivement des zones étroites, à allongement parallèle à la chaîne mais, longitudinalement, ces ceintures se terminent brusquement vers le NW et le SE ; de plus, dans de nombreux cas, les limites longitudinales de provinces métallogéniques parallèles s'alignent sur une transversale à la chaîne ; ceci permet de définir une suite de segments adjacents, chacun d'entre eux étant caractérisé par une série de provinces spécifiques distribuées selon une zonation géographique variable d'un segment à l'autre. On peut ainsi définir :

- le segment sud caractérisé essentiellement par la province à porphyres cuprifères du versant pacifique et la province à Sn-W-U-Cu-Zn-Pb-Ag-Sb de la Cordillère Orientale ;
- le segment centre-sud caractérisé par la province argentifère Puquiro-Caylloma et la province à Cu-Fe Andahuaylas-Yauri ;
- le segment central caractérisé par une importance province polymétallique ;
- le segment nord, géologiquement le moins bien connu, caractérisé par la présence d'un amas sulfuré à Cu-Zn-Ag sur la côte (Tambo Grande) puis plus à l'intérieur par des gisements de type porphyre cuprifère.

Cette segmentation, définie sur la base de critères purement métallogéniques, a déjà été évoquée sous une forme légèrement différente, en particulier par SILLITOE (1974, 1976) ; elle sera envisagée ici de manière détaillée et systématique.

Cependant il faut noter que cette segmentation métallogénique n'est pas absolue. Certaines provinces s'étendent à plusieurs segments : c'est le cas évidemment de celle des gisements d'or détritiques, provenant de l'érosion plio-quadernaire des gisements paléozoïques de la Cordillère Orientale et décrits avec ceux-ci. Elle s'étend de manière discontinue en Cordillère Orientale et en zone sub-andine du

NNW au SSE du Pérou. Nous n'y reviendrons pas ici. C'est le cas également de la province des gisements filoniens à Cu et Au associés au batholite côtier qui s'étend sur les segments central et centre-sud. Ces gisements sont toutefois décrits dans leur segment respectif (infra III.3.1. et III.4.1.).

C'est le cas enfin de la province à Fe de la côte qui s'étend sur les segments central, centre-sud et sud. Cette province est associée aux intrusifs jurassiques de la côte et est constituée de gisements de magnétite de haute température, « intra-granitiques » et « pyrométasomatiques » de morphologie filonienne ou stratiforme à magnétite dominante (avec quartz, apatite, amphiboles calciques, pyrite et parfois chalcopirite accessoires). Ils sont situés dans la zone de Tacna-Moquegua au sud (Moritos, Cerro Pelado, Chaglianto...) et dans la zone de Paracas-Chala plus au nord (Marcona, Acari, Yaurilla, Chala...). Marcona est le principal gisement de la province et le seul en exploitation. Ses réserves atteignent 600 Mt à 46 % Fe et sa production s'est élevée à 2,85 Mt de fer contenu en 1983. Le minerai s'y présente sous forme de lentilles stratiformes hectométriques de magnétite ; près de la surface le minerai est partiellement oxydé à hématite-martite avec inclusions de jarosite ; en profondeur on note la présence de pyrrhotite, de pyrite et de chalcopirite et des teneurs notables en cobalt. Ces lentilles stratiformes se présentent surtout dans des niveaux carbonatés du Silurien et en partie dans certains niveaux de la couverture triaso-jurassique. Bien que les relations géométriques entre intrusions et minéralisations n'y soient pas évidentes, Marcona peut être considéré comme un gisement de remplacement métasomatique, génétiquement associé à une série de dykes de composition dacitique, d'âge vraisemblablement jurassique. L'existence de minéralisations dans la couverture triaso-jurassique permet de nier tout rôle « minéralisateur » au batholite paléozoïque de San Nicolas (392 Ma - SHACKLETON *et al.*, 1980) considéré antérieurement comme responsable des minéralisations en Fe. Le gisement de Marcona n'a pas fait jusqu'à présent d'études scientifiques détaillées.

La description des autres provinces sera faite segment par segment du NNW vers le SSE.

III.2. Le segment nord

Ce segment, géologiquement assez mal connu, est limitée au sud par une transversale qui suit une perpendiculaire à la côte à la hauteur de Chiclayo et se poursuit au nord en Equateur méridional. Ses gisements de cuivre, pour la plupart récemment découverts ou reconnus en détail, non exploités à l'heure actuelle, présentent d'importantes réserves à caractère économique. On y distingue, sur la côte l'amas sulfuré de Tambo Grande puis en Cordillère Occidentale une province essentiellement à porphyres cuprifères.

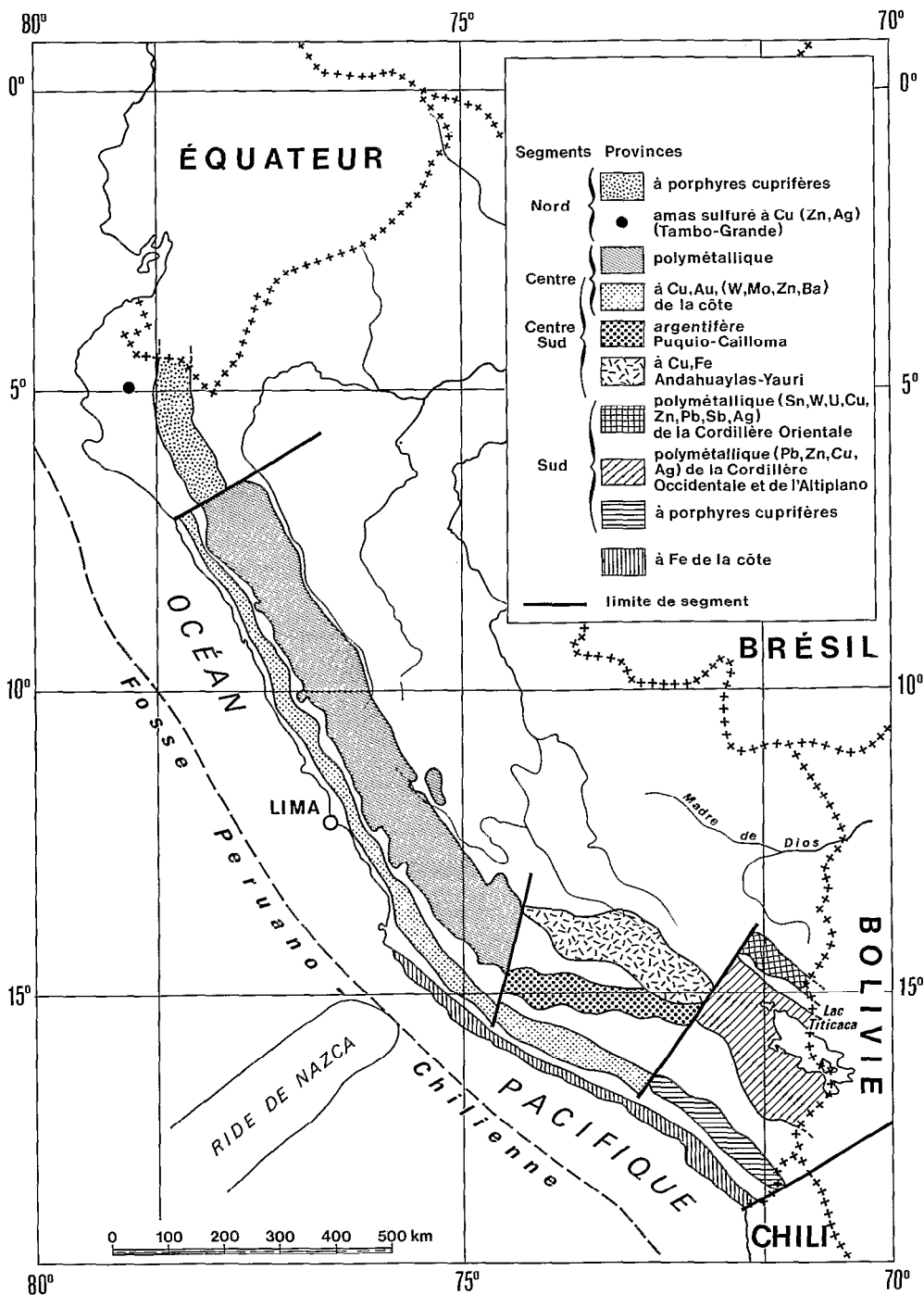


Fig. 5. — Les provinces métallogéniques andines

III.2.1. TAMBO GRANDE

Des affleurements de jaspes ferrugineux ont longtemps fait considérer ce gisement comme un gîte de Fe de remplacement hydrothermal (BELLIDO *et al.*,

1969). Des travaux récents ont démontré l'existence, sous ces jaspes, d'un amas pyriteux vulcanogène à Cu-Zn-Ag (46 Mt à 2,3 % Cu, 1,5 % Zn et 35 g/t Ag) intercalé dans une série volcanique et volcano-sédi-

mentaire d'âge créacé (formation Pinon de la Costa). Ce gisement n'est pas encore entré en exploitation. Tambo Grande est le seul gisement de ce type connu dans la zone qui ne peut donc pas être considérée à l'heure actuelle comme une province.

III.2.2. PORPHYRES CUPRIFÈRES

Située à l'est de Tambo Grande, cette province comprend une série de gisements et indices de type porphyre cuprifère non exploités (La Granja, Canariaco, La Huaca, Parano...), parfois avec des filons à cuivre associés (Paltachaco, Lanchipampa...) et un gisement en cheminée de brèche à Cu-(Mo)-(W) exploité (Turmalina-550 t de Cu métal en 1981). Ces gisements sont associés à des intrusions tonalitiques à granodioritiques appartenant en particulier au batholite de Pumahuaca dont l'axe se situe 30 à 40 kilomètres à l'est de l'axe du segment de Piura du batholite côtier (COBBING *et al.*, 1981). Cet ensemble d'intrusions n'est pas daté mais les relations de terrain avec l'encaissant volcanique impliquent un âge tertiaire moyen à supérieur (FLORES *et al.*, 1975). Le principal gisement de la zone est le porphyre cuprifère de La Granja (320 Mt à 0,78 % de Cu et 4 g/t d'Ag).

III.3. Le segment central

Ce segment commence au Nord à peu près au niveau de la transversale de Chiclayo et se poursuit au Sud jusqu'à une transversale Puerto Lomas - Cangallo - San Miguel. Sa principale caractéristique est la présence en Cordillère Occidentale et sur les Hauts Plateaux de la province polymétallique. À l'ouest de celle-ci, sur la côte et la partie basse du versant pacifique des Andes apparaît une province composite de bien moindre importance économique comprenant d'une part des gisements et indices de cuivre et de zinc-barytine associés au volcanisme Casma et d'autre part des gisements et indices de Cu-(W-Mo), d'Ag et de Ba associés au batholite côtier.

III.3.1. LA PROVINCE A CU - (W-MO) - AU - ZN - BA DE LA CÔTE ET DU VERSANT PACIFIQUE

III.3.1.a. *Les gisements et indices associés au volcanisme Casma*

Le groupe volcanique albien Casma (GUEVARA, 1980, ATHERTON *et al.*, 1983 ; ATHERTON *et al.*, 1985 - supra 1.2.1.) renferme un certain nombre de minéralisations stratiformes de cuivre et de zinc-barytine. Les gisements de cuivre (Raul, Condestable, Los Icas...) ont produit 7 500 t de Cu métal en 1982 soit environ 2,2 % de la production totale de cuivre du Pérou et il existe de nombreux indices de même type. Ce sont des minéralisations stratiformes à chalcopirite, pyrite, pyrrotite, magnétite avec sphalérite, galène, cuivre gris, bismuthinite, accessoires ; la

gangue est principalement constituée de silicates calciques (diopside, actinote, prehnite...) et de quartz. Le minerai se présente surtout en veinules dans les coulées andésitiques et en imprégnations de brèches volcaniques mais aussi en lentilles stratiformes dans les niveaux volcano-sédimentaires. Ces minéralisations sont généralement interprétées comme exhalatives vulcanogènes (RIPLEY et OHMOTO, 1977 ; WAUSCH-KUHN, 1979 ; VIDAL, 1980 ; CARDOZO, 1980, 1983) ; d'autres auteurs (INJOQUE *et al.*, 1982) considèrent que ce sont des gisements de remplacement métasomatique associés à la mise en place du batholite côtier. Nos propres observations et la confrontation des divers arguments nous font pencher pour la première interprétation.

Les indices et petits gisements de Zn-Ba-(Cu-Pb-Ag) d'importance économique tout à fait mineure (Leonila-Graciela, Budeku, Balducho, Maria Teresa, ...) tous situés dans le département de Lima, sont des gîtes stratiformes interprétés comme vulcanogènes (VIDAL, 1980).

III.3.1.b. *Les gisements et indices associés au batholite côtier*

Dans le batholite côtier (supra 1.2.1.) on connaît quelques gisements et de nombreux indices de cuivre (parfois associé à W, Mo, Au), d'or et de barytine (VIDAL, 1980 ; CARDOZO et VIDAL, 1981).

Les gisements de cuivre, les seuls qui aient une certaine importance économique, sont des gisements filoniens (Monterrosas...) encaissés dans les termes basiques du batholite côtier. Les indices de Cu sont également de type filonien (Mantos Mojador, Mandos San Martin...) ou de type porphyre cuprifère (Almacen, Los Pinos...).

Les indices de Cu-W-Mo sont des corps de skarns de dimensions très réduites (Lunche, Quitasol, Characas...) connus au contact entre des termes acides du batholite côtier et les niveaux calcaires de leur encaissant créacé.

Les indices et petits gisements d'or, parfois exploités artisanalement, sont des gîtes filoniens encaissés dans le batholite côtier, à quartz, pyrite, chalcopirite, or natif et electrum, similaires à ceux connus dans le segment centre-sud (infra 1.3.4.1.) mais de moindre importance que ces derniers. On en connaît principalement dans les régions de Nazca (département de Ica), de Sayán-Cochas (département de Lima) et de Trujillo (département de La Libertad).

Les indices de barytine (Rosa Maria, Guanaco, Condor Grande, Angelica...) sont des filons encaissés dans les termes les plus acides du batholite côtier auxquels ils semblent génétiquement liés (VALERA *et al.*, 1983).

III.3.2. LA PROVINCE POLYMÉTALLIQUE

Cette province est une ceinture de 120 km de large en moyenne et de 800 km de long, parallèle à la chaîne.

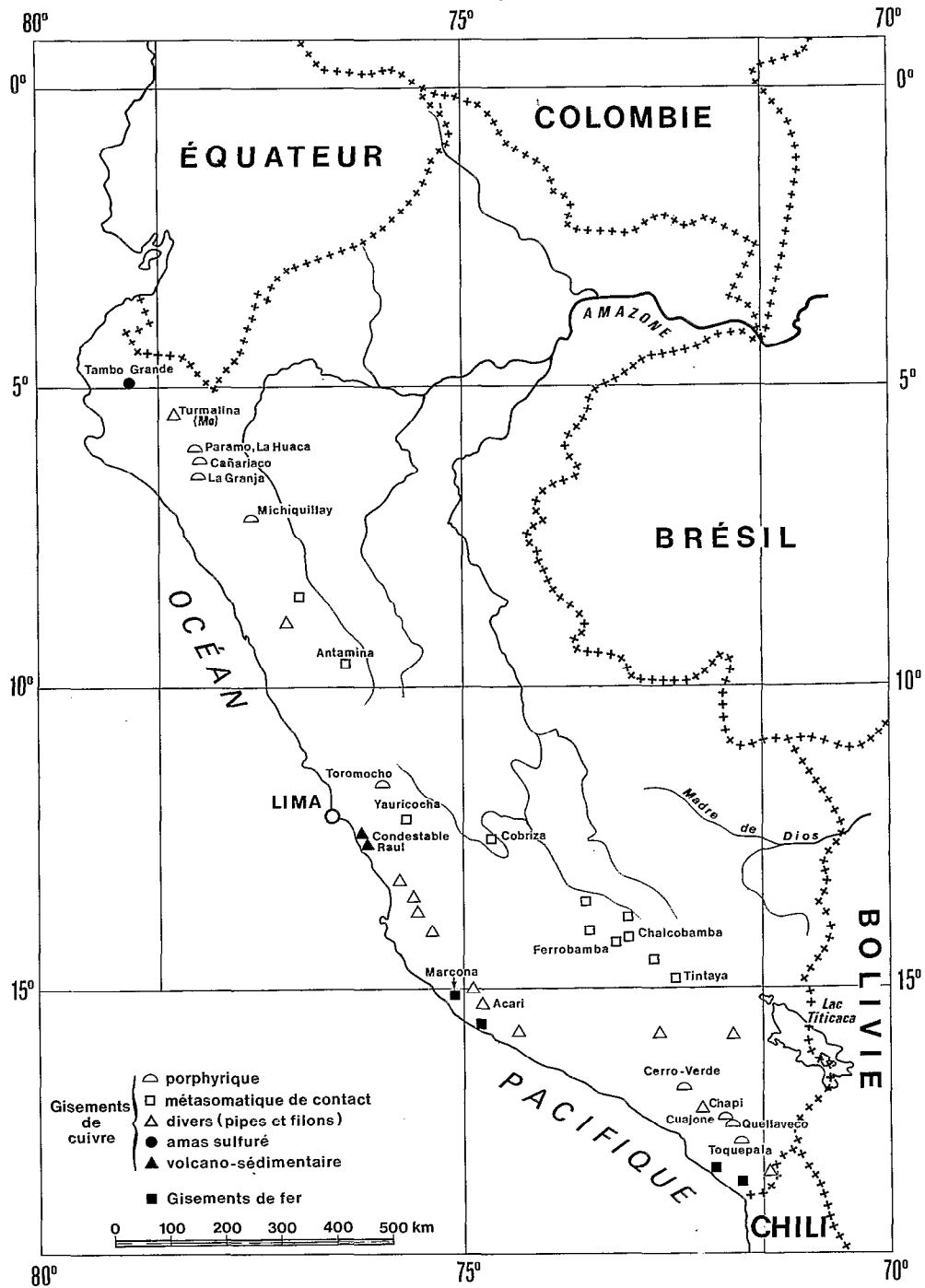


Fig. 6. — Gisements de cuivre et de fer

dont la limite Ouest se situe en moyenne à 230 km de la fosse actuelle : elle correspond à la majeure partie de la Cordillère Occidentale et des Hauts Plateaux dans le segment considéré. Les principaux gisements

polymétalliques péruviens (tabl. IV et fig. 8 et 9) sont situés dans cette province économiquement très importante puisqu'elle produit 95,9% du Zn, 93,5% du Pb (et les sous produits de leur traitement : Bi, Cd,

Tableau IV
Principaux gisements polymétalliques du Pérou Central

Principaux gisements polymétalliques du Pérou central (productions 1982)				
Gisement		Zn (t métal)	Pb (t métal)	Ag (kg métal)
Cerro de Pasco	1	119 703	41 991	98 433
San Vicente	2	49 865	4 763	—
San Cristobal	3	32 467	4 311	40 950
Santander	4	24 200	—	2 500
Milpo	5	23 060	12 234	66 590
Huanzala	6	22 200	10 260	33 900
Carahuacra	7	19 057	1 127	6 700
Casapalca	8	17 536	12 647	114 569
Atacocha	9	17 352	14 764	35 710
Gran Bretana	10	14 660	—	—
Raura	11	13 889	10 589	40 340
Morococha	12	13 700	8 000	111 000
Yauricocha	13	13 487	9 665	39 022
Huaron	14	13 300	7 500	58 000
Colquijirca	15	8 637	4 559	20 110
Uchucchacua	16	—	1 290	79 144
Julcani	17	—	1 635	49 453
San Genaro	18	—	1 689	36 870
TOTAL de la province		446 894	167 000	1 088 000
TOTAL Pérou		466 000	178 600	1 360 000

Se, Te, Sb, In, ...) 80,0 % de l'Ag et environ 10 % du Cu péruviens (chiffres de 1982).

Bien que situés au sein d'une même province, ces gisements sont d'âges et de types très variés. Une récente description géologique détaillée des gisements de cette province, résumée ci-dessous, les regroupe en deux grandes familles (SOLER, sous presse) :

- les gisements stratiformes dans les séries carbonatées Pucara et Santa ;
- les gisements hydrothermaux liés au magmatisme Tertiaire.

Le district de Hualgayoc, difficile à classer dans l'état actuel des connaissances est considéré à part.

III.3.2.a Les gisements stratiformes dans les séries carbonatées

A. Les gisements stratiformes du groupe Pucara (Trias-Lias)

Le groupe Pucara (Trias-Lias inférieur) est constitué de calcaires bitumineux de plate-forme, à intercalations terrigènes et dans lesquels se manifeste un volcanisme synchrone de la sédimentation (Mc LAUGHLIN, 1924 ; HARRISON, 1940 ; JENKS, 1951 ; WILSON, 1963 ; MÉGARD, 1973, 1978 ; SKESELY et GROSE, 1972 ; LEVIN et SAMANIEGO, 1975 ; KÖBE, 1977...).

Les principaux gisements, producteurs de Zn essentiellement, appartenant à ce métalotecte sont San Vicente (2^e producteur de Zn du Pérou), Gran Bretana, Carahuacra et Huaripampa. Ils peuvent être classés

en deux familles, en fonction de leur génèse : gisements syn-diagénétiques sans volcanites associées d'une part, gisements volcano-sédimentaires d'autre part.

Les gisements syn-diagénétiques sans volcanites associées (San Vicente, Gran Bretana, Shalipayco, Malpaso...) sont des gisements stratiformes pénéconcordants avec d'importantes remobilisations et reconcentrations diagénétiques sous forme de rythmites et de brèches à San Vicente (LEVIN, 1975 ; LEVIN et AMSTUTZ, 1976 ; LEVIN et SAMANIEGO, 1975 ; LAVADO, 1980 ; FONTBOTE, 1981 ; SAMANIEGO et AMSTUTZ, 1982, ...), sous forme de remobilisations karstiques à Shalipayco et Gran Bretana. La paragenèse des minerais y est simple : blende très dominante, galène, peu de pyrite, très peu de chalcopyrite, barytine, orpiment et realgar. Les mécanismes d'apport et de précipitation des espèces métalliques ne sont pas clairement établis : apport terrigène avec précipitation en ambiance réductrice contrôlée par des bactéries et/ou des algues ? apport lié au volcanisme ? circulations épithermales liées à ce même volcanisme ? reconcentrations liées à l'expulsion de l'eau pendant la diagénèse précoce de sédiments carbonatés à teneurs légèrement anormales ? Ces gisements se caractérisent par des teneurs élevées en Ge et Hg et de faibles teneurs en In, Ga, Bi et Ag (SOLER, 1982 ; SOLER et LARA, 1983 ; SOLER, sous presse).

Les gisements volcano-sédimentaires (Carahuacra-Huaripampa, Machcan...) sont constitués de niveaux minéralisés lenticulaires, interstratifiés avec des calcaires et des tufs. Autour des lentilles, on trouve une première auréole de calcaire silicifié puis une auréole externe de calcaire dolomitisé. Les minerais comportent des minéraux de fer en abondance (pyrite, hématite, sidérite), de la blende, du quartz et très peu de galène. L'origine exhalative sous-marine vulcanogène de ces gisements semble bien établie (KÖBE, 1977 ; VERA, 1983 ; RIBERA et KÖBE, 1983). Ces gisements se caractérisent par de fortes teneurs en In et de faibles teneurs en Ge et Cd (SOLER, 1982 ; SOLER et LARA, 1983 ; SOLER, sous presse).

Le cas du gisement de Machcan (district de Milpo-Atacocha) est particulier dans la mesure où les mantos y sont essentiellement pyriteux avec des teneurs marginales en Pb et Zn. Le gros de la minéralisation y est constitué de skarns et de filons qui ne peuvent pas être considérés comme de simples remobilisations des mantos. L'étude géochimique des minerais (SOLER et LARA, 1983 ; SOLER, sous presse) montre que Machcan doit être classé avec les gisements hydrothermaux tertiaires. Le modèle syn-génétique proposé par HIRDES et AMSTUTZ (1978) pour ce gisement ne nous paraît donc pas convaincant.

B. Les gisements stratiformes de la formation Santa (Valanginien)

De nombreux gisements et indices stratiformes sont connus dans la formation carbonatée Santa, datée du

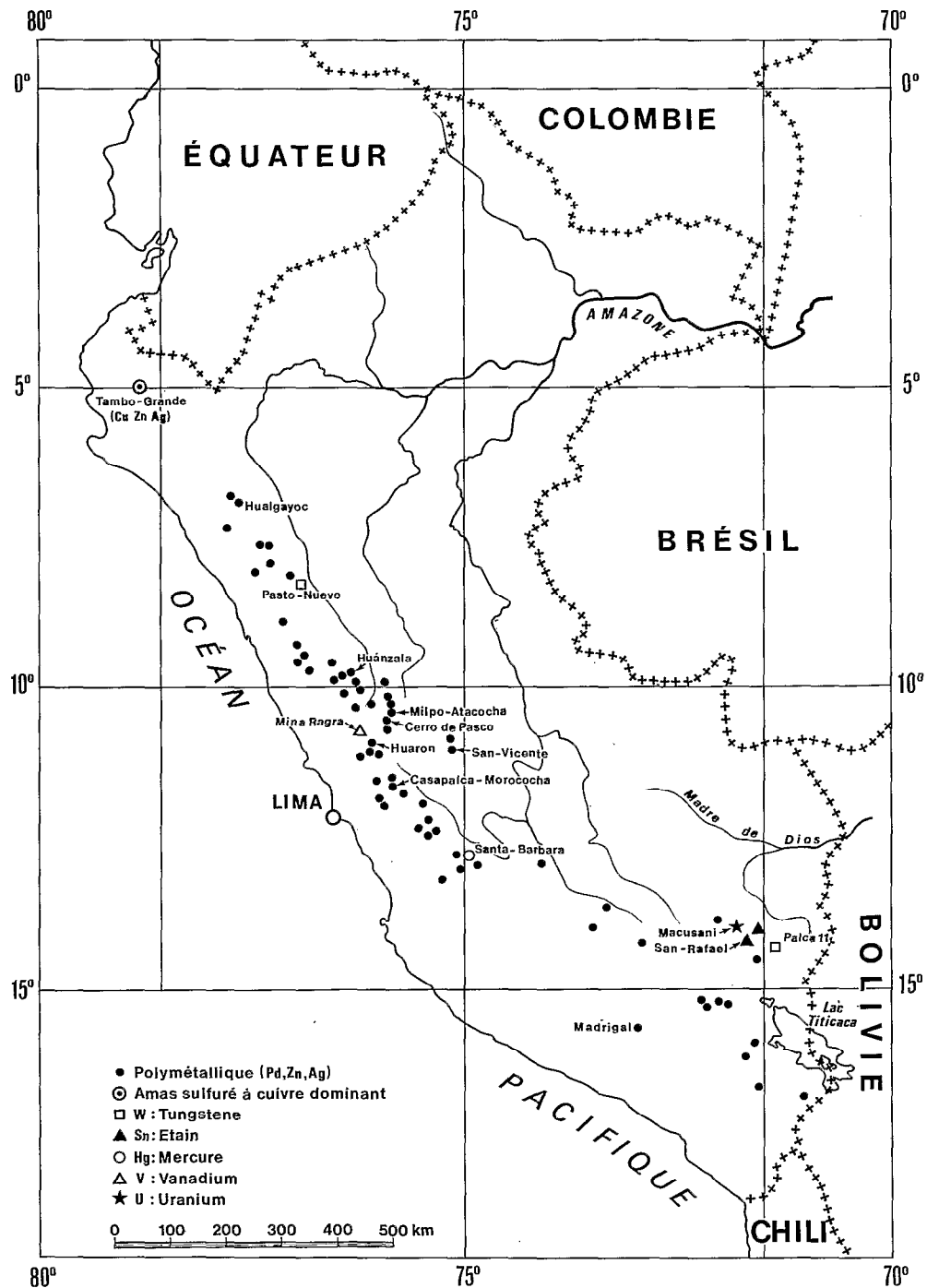


Fig. 7. — Gisements polymétalliques

Valanginien Supérieur dans le Nord du Pérou (Benavides, 1956). Les gisements en exploitation sont Huanzala (6^e producteur de Zn du Pérou) et El Extranjo. Les principaux prospects et indices, dont certains ont

fait l'objet d'une exploitation artisanale) sont Pueblo Libre (district), Tuco-Chira, Malaquita, Pachapaqui Patria, Iskay Cruz, Pacllon Llamac (district), Venturosa (Dunin, 1975 ; Samaniego, 1980).

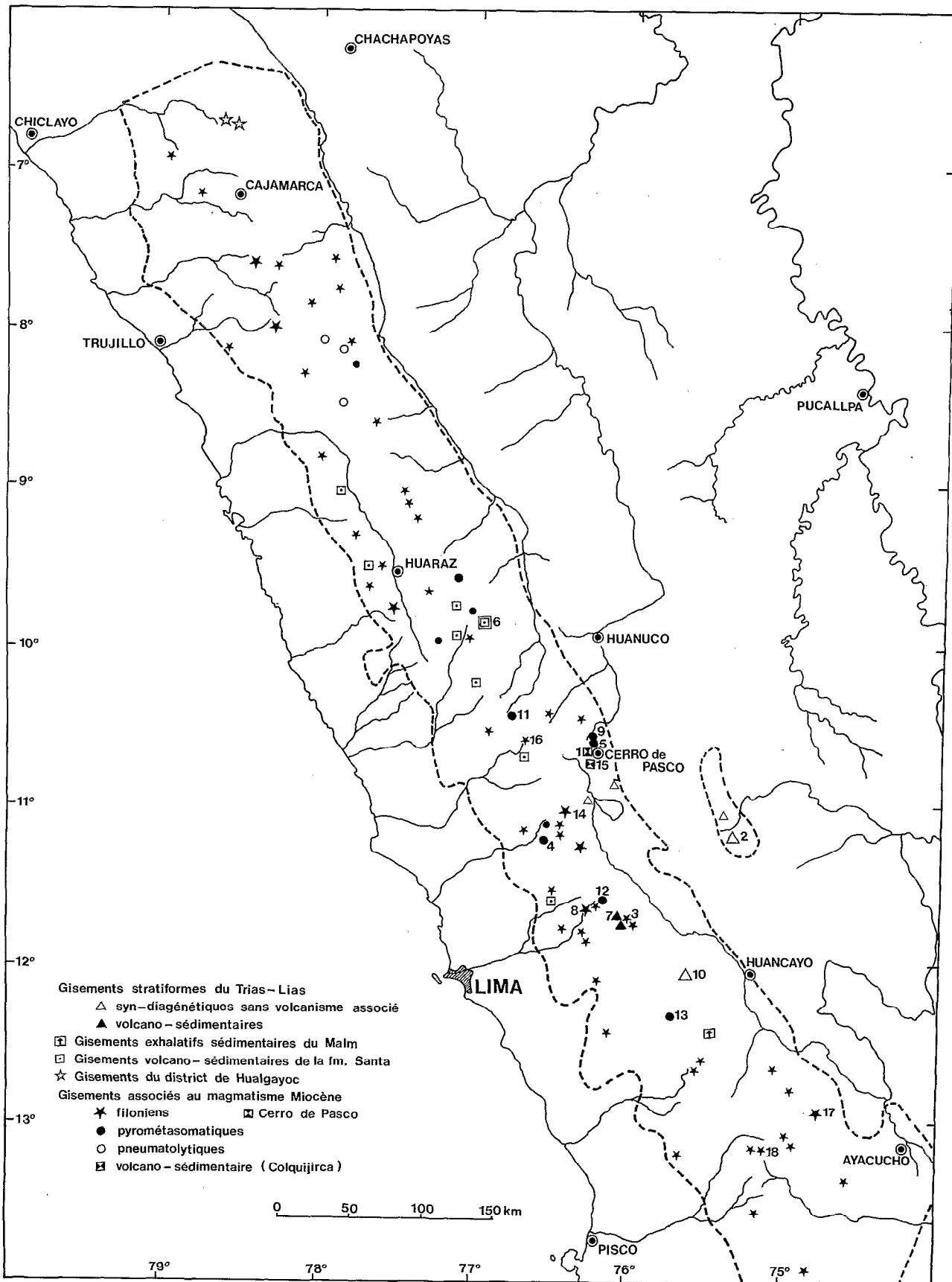


Fig. 8. — La province polymétallique du segment central
(Les numéros correspondent aux noms des gisements dans l'ordre du tableau IV)

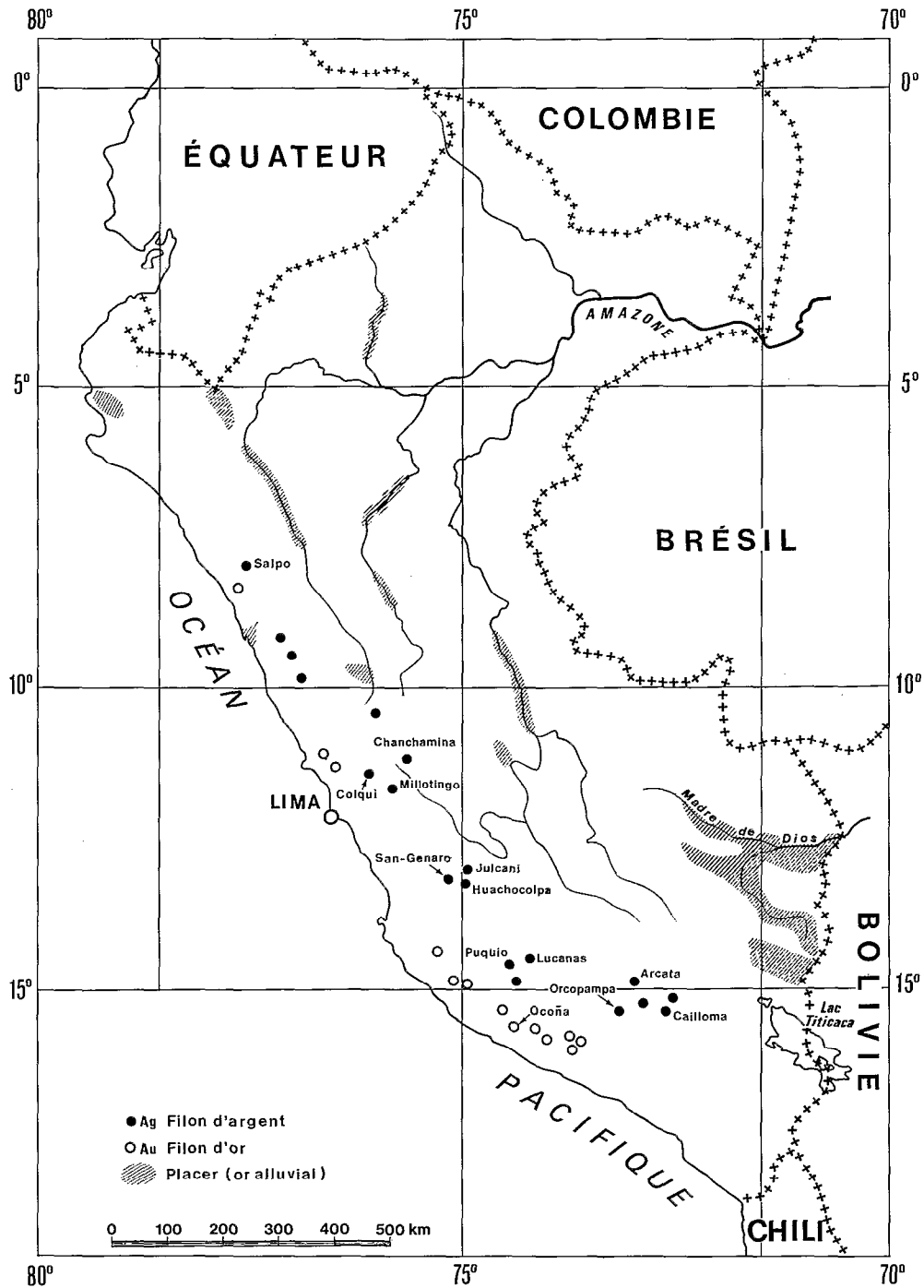


Fig. 9. — Les gisements d'or et d'argent

D'après les études régionales (WILSON, 1963 ; MÉGARD, 1973, 1978 ; COBBING *et al.*, 1981) et les études métallogéniques (SAMANIEGO, 1978, 1981 ; KROSS et NUNEZ, 1978 ; CARRASCAL *et al.*, 1983 ; CARRASCAL, 1984, ...), la

formation Santa, dans la zone des gisements, est constituée de 100 à 300 m de calcaires de plateforme avec des intercalations de shales et de tufs volcaniques ou de calcaires tufacés.

Les gisements et indices de Pb-Zn-(Cu-Ag) montrent de nombreuses évidences d'une origine sédimentaire et/ou diagénétique (SAMANIEGO, 1981 ; CARRASCAL, 1984) : caractère stratiforme à toutes les échelles d'observation, présence de textures géopétales, de slumpings affectant le minerai, de rythmites diagénétiques, de microfailles normales synsédimentaires déplaçant le minerai, évidente antériorité de la minéralisation par rapport aux principales phases tectoniques et aux intrusions spatialement associées aux minéralisations (dans le cas de Huanzala), zonation à tendance concentrique dans chacune des lentilles minéralisées. Par ailleurs, il y a de claires évidences d'activité hydrothermale contemporaine de la minéralisation : gangues de silicates calciques à Huanzala et El Extrano indiquant un apport d'éléments étrangers au système carbonaté à température de l'ordre de 350 °C, minéralogie complexe des minerais avec pyrite, pyrrhotite, mispickel, chalcopryrite, blende, galène, cuivres gris, sulfo-sels de Bi, stannite, etc.

Ces observations ont été interprétées de manière contradictoire, les uns proposant un modèle purement épigénétique par remplacement métasomatique engendré par les intrusions miocènes (SATO et SAITO, 1977 ; FUKAHORI *et al.*, 1980 ; SATO *et al.*, 1981 ; TSUCHIYA *et al.*, 1983 ; IMAI *et al.*, 1985) (infra III.3.3.), les autres proposant un modèle syngénétique (SAMANIEGO, 1978, 1981) ou volcano-sédimentaire de haute température (CARRASCAL *et al.*, 1983 ; CARRASCAL, 1984).

Ce dernier modèle, qui n'exclut pas l'hypothèse de remobilisations tertiaires postérieures (elles existent de manière tout à fait évidente à Tuco Chira et Iskay Cruz et de manière moins évidente à Huanzala), permet d'expliquer les différences de gangue et de paragenèses métalliques entre les gisements proximaux (Huanzala, El Extrano, Iskay Cruz) et les gisements distaux (Pachapaqui, Pueblo Libre, ...). Le volcanisme, durant le dépôt de la formation Santa, semble avoir été contrôlé par les failles de subsidence bordant le bassin et l'on note d'ailleurs que les gisements les plus importants se situent sur les bords est et ouest du bassin Santa. Soulignons toutefois que les manifestations de ce volcanisme sont d'ampleur très restreinte par rapport à celle des phénomènes hydrothermaux observés.

C. Le gisement de Cercapuquio

Ce gisement, situé au SW de Huancayo, actuellement non exploité, a été décrit en détail par MELCHIORI (1955), MIRANDA (1956) et SAMANIEGO (1981). Il est constitué de quatre mantos. Le minerai est parfaitement concordant avec les strates à toutes les échelles d'observation. Des textures syngénétiques sont observées et la minéralogie du minerai est particulièrement simple : brunckite (ZnS cryptocristalline), galène, pyrite, marcassite et greenokite. La présence de brunckite indiquerait un dépôt du Zn à partir d'une saumure à propriétés colloïdales (SAMANIEGO, 1981), contemporaine de la sédimentation. L'étude des iso-

topes du soufre (PETERSEN, 1975) n'infirme pas le modèle syngénétique. Il s'agit donc très vraisemblablement d'un véritable gisement exhalatif - sédimentaire, caractérisé en particulier par de très fortes teneurs en Cd (SOLER et LARA, 1983 ; SOLER, sous presse).

Le gisement de Cercapuquio a été classé avec les précédents comme stratiforme lié à la formation Santa par Samaniego (1981). Toutefois son encaissant ne serait pas crétacé mais jurassique. Il s'agit en effet d'une formation calcaire, dite formation Chucha, datée du Malm par MEGARD (1978), d'extension très réduite et de puissance maximale 250 m atteinte justement dans la zone du gisement de Cercapuquio. Cet âge et la minéralogie particulière du minerai incite à le classer à part.

III.3.2.b. Les gisements hydrothermaux liés au magmatisme tertiaire

Ces gisements sont les principaux producteurs de plomb et de zinc du Pérou et les producteurs quasi-exclusifs d'argent (tabl. I). Ce sont également les plus nombreux : entre les gisements importants exploités industriellement, ceux travaillés artisanalement, les indices, prospects et occurrences, il existe plus de 500 gîtes minéralisés répartis sur l'ensemble de la province. Il s'agit de gîtes hydrothermaux de morphologie et de taille très variées, présentant des associations minérales complexes, dont le trait commun est une relation génétique au magmatisme andin tertiaire et plus particulièrement aux intrusions de l'épisode du Miocène moyen à supérieur (15-7 Ma). Ces intrusions sont des stocks de granite, diorite-granodiorite, monzonite quartzique le plus souvent, porphyres andésitiques ou dacitiques ne dépassant pas en général quelques km² de superficie. Ces intrusions se sont mises en place à un niveau structural élevé comme l'atteste leur texture généralement porphyrique sub-volcanique.

— des *gisements filoniens* existent dans le Paléozoïque inférieur (Jogocchucho, San Cristobal, Andaychagua...), dans les calcaires du groupe Pucara (Vinchos, Machcan...), dans les séries sédimentaires crétacées (Uchucchacua, Sayapullo, Pasto Bueno, Pushaquilca, Chuvilca, Flor de Loto...), le plus souvent dans les couches rouges de la fin du Crétacé et de la base de l'Eocène et dans les séries volcaniques et volcano-sédimentaires de l'Oligo-Miocène (du NW au SE : Quiruvilca, Salpo, Machacala, Sayapullo, Santo Toribio, Alianza, Chanca, Alpamarca, Rio Pallanga, Huaron, Animon, Colqui, Caridad, San Nonato, Millotingo, Pacococho, Casapalca, San Genaro, Caudalosa, Julcani, Huachocolpa).

Certains se présentent comme de grands filons isolés ou des ensembles de filons sub-parallèles : Rio Pallanga, Alpamarca, Colqui (KAMILI *et al.*, 1977 ; DIAZ BERNAL et PETERSEN, 1979), Jogocchucho, Millotingo, Pachapaqui, Sayapullo, Chuvilca, Pushaquilca. La plupart sont de véritables champs filoniens, d'import-

tance fort inégale : champs filoniens de grande extension avec un potentiel minier supérieur à 10 Mt de minerai : Casapalca (RYE et SAWKINS, 1974 ; WU et PETERSEN, 1977), Huaron-Animon (THOUVENIN, 1983, 1984), Julcani (PETERSEN *et al.*, 1984 ; GOODEL et PETERSEN, 1974 ; BENAVIDES, 1983), Alianza ; champs filoniens d'extension plus réduite avec un potentiel de 500 000 à quelques Mt : Pacocochoa, Uchucchacua (ALPERS, 1980 ; ROMANI, 1982), Chanca. De plus existe une multitude de petits gisements et indices, surtout dans les séries volcaniques et volcano-sédimentaires de l'Oligo-Miocène ;

— des *gisements pyrométasomatiques* (à gangue de skarn) ou en partie pyrométasomatiques se présentent comme des corps irréguliers au contact entre des calcaires et des intrusifs de composition quartz-dioritique à granitique. L'encaissant est le groupe Pucara à Atacocha (JOHNSON, 1955 ; DELGADO, 1979 ; GUNNESH, 1984), à Milpo (LY, 1975), à Morocochoa (NAGELL, 1960 ; C. de P. Geological Staff, 1970 ; EYZAGUIRRE *et al.*, 1975). C'est la formation Pariahuanca (Albien) à Pucarrajo. C'est la formation Jumasha (Turonien) à Santander, à Yauricocha (C. de P. Geological Staff, 1970), à Chungar et à Raura. La gangue de skarn est généralement à grenat dominant (andradite-grossulaire) et la minéralisation polymétallique est postérieure à la formation des skarns comme c'est le cas en général dans ce type de gisement. La taille de ces gisements est très variable depuis des gisements de grand potentiel (Milpo, Atacocha, Raura, Yauricocha, Morocochoa) jusqu'à de petits indices. Généralement ce ne sont pas de « simples » gisements à gangue de skarn ; en effet, en plus des corps de contact, la plupart de ces gisements présentent de nombreux filons recoupant ces derniers ou sortant de ceux-ci vers la périphérie du gisement ;

— le *gisement de Cerro de Pasco*, de par sa taille et sa géométrie mérite d'être classé à part. Ce gisement « classique » a été amplement décrit (LACY, 1949 ; WARD, 1961 ; PETERSEN, 1965 ; C. de P. Geological Staff, 1970 ; EINAUDI, 1977). Il est spatialement associé à un diatrème volcanique miocène (SILBERMAN et NOBLE, 1977). Des solutions hydrothermales liées à l'activité volcanique ont donné naissance à un gisement de remplacement à une profondeur estimée à 1 000 m (EINAUDI, 1977). Le dépôt des sulfures commence par la formation d'un corps à silice-pyrite ayant la forme d'un cône aplati, pointe en bas (1 800 m N-S x 300 m E-W en surface, se fermant à 630 m de profondeur). Se forment ensuite des corps de pyrrhotite qui remplacent localement le corps à pyrite-silice sous forme de pipes et de zones tabulaires. Le minerai de Pb-Zn (associé étroitement à la pyrrhotite) se trouve sous forme de corps irréguliers ayant la forme générale d'un cône aplati pointe en bas, imbriqué dans le cône de silice-pyrite. Une minéralisation de Cu et Cu-Ag se met en place ensuite dans des filons E-W sub-verticaux qui recoupent aussi bien les corps à Pb-Zn que le corps à silice-pyrite et les brèches pyroclastiques du diatrème. Ces filons présentent des associations à

pyrite-énargite et à pyrite-cuivres gris-luzonite. Cerro de Pasco est un monstre géologique : le potentiel estimé est de 100 Mt de pyrite, 4 Mt de Zn métal, 2 Mt de Pb métal et 10 000 t d'Ag métal. Il produit actuellement le quart du zinc et du plomb péruviens et est le 3^e producteur d'argent du Pérou ;

— le *gisement de Colquijirca* est un autre cas particulier. Situé à quelques km au S de Cerro de Pasco, il s'agit d'un gisement stratiforme dans une formation marno-calcaire lacustre à intercalations de tufs (formation Calera) appartenant à la partie supérieure des couches rouges tertiaires. Cette formation est recoupée par une cheminée volcanique de même type que celle de Cerro de Pasco. La minéralisation se présente sous forme de niveaux stratiformes. Certains considèrent qu'il s'agit d'un gisement hydrothermal épigénétique (HAAPALA, 1954 ; Mc KINSTY, 1936 ; RAMIREZ, 1979), d'autres le considèrent comme un gisement volcano-sédimentaire syngénétique (LEHNE et AMSTUTZ, 1978 ; LEHNE, 1979 ; ARROYO, 1983). De fait, il s'agit bien d'un gisement associé au magmatisme miocène, mais d'un type très particulier, où les solutions hydrothermales ont en partie été piégées dans des sédiments lacustres. Le chimisme des minerais, à côté de caractères communs aux gisements hydrothermaux miocènes, présente des caractéristiques particulières : fortes teneurs en Bi, Hg et Se, faibles teneurs en Ag et Mn (SOLER et LARA, 1983 ; SOLER, sous presse) et présence d'U (ARROYO, 1983).

Les associations minérales des gisements hydrothermaux miocènes sont dans la plupart des cas très complexes (THOUVENIN, 1983, décrit 95 espèces minérales de gangues et minerais à Huaron). Elles résultent en général de plusieurs pulsations hydrothermales impliquant de nouveaux apports et une remobilisation des phases déjà déposées. Elles sont distribuées selon un système de zones avec un fréquent télescope caractéristique d'une minéralisation formée à faible profondeur, sous gradients élevés. On trouve le plus souvent :

— dans les parties profondes (internes) des gisements filoniens et dans les gisements pyrométasomatiques une association à pyrite, blende noire, chalcopryrite, pyrrhotite, mispickel (fréquent mais toujours très accessoire), parfois cassitérite, stannite, wolframite, scheelite, bismuth natif, bismuthinite, or natif, molybdénite. L'altération associée est de type silico-potassique avec pyrite abondante. Exceptionnellement, on rencontre des altérations de type greisen associées à des intrusifs très évolués avec minéralisation à W comme à Pasto Bueno (LANDIS et RYE, 1974 ; NORMAN et LANDIS, 1983) ;

— on trouve ensuite, soit dans des zones plus externes, soit télescope avec le premier assemblage et le remobilisant, une association à galène (très généralement argentifère), blende (souvent plus rouge que la blende de première génération), pyrite, chalcopryrite, cuivres gris souvent argentifères (freibergite), sulfosels de Pb, alabandite, bismuthinite et sulfosels

de Bi, énargite, luzonite, sulfosels d'Ag, tellures et séléniures ;

— on trouve enfin, généralement dans les parties les plus externes des gisements (mais aussi parfois en zone interne, par télescope), stibine, réalgar, orpiment.

Les gangues de ces minéralisations sont principalement constituées de carbonates, de quartz, d'anhydrite parfois, de fluorite, de barytine, de rhodonite et de silicates calciques dans les gisements pyrométasomatiques (grossulaire-andradite principalement, diopside-hédenbergite, wollastonite, amphiboles, épidotes...).

Les altérations des roches encaissantes sont généralement à caractère silico-potassique avec pyrite abondante dans les zones internes et de type propylitique et/ou argilique dans les zones externes. Leur nature minéralogique et leur géométrie varient d'un gisement à l'autre en fonction de la nature de l'encaissant et du type de fracturation qui contrôle les circulations hydrothermales ; elles demanderaient à être décrites cas par cas.

III.3.2.c. *Le district de Hualgayoc-Sinchao*

Ce district complexe, dont la genèse est très discutée, est situé au nord de Cajamarca, à l'extrême limite de la province. Il produit environ 1,5 % du Zn, 1,5 % du Pb et 0,9 % de l'Ag péruviens. Les minéralisations s'y répartissent dans une zone orientée NW-SE de 10 x 3 km environ, dans des calcaires de plateforme à intercalations grès-pélitiques et volcaniques du Crétacé supérieur (PAREDES, 1982 ; CANCHAYA, 1982, 1984), plissées puis intrudées par une série de stocks, dykes et sills hypovolcaniques de composition dioritique-granodioritique datés du Miocène moyen à supérieur (BORREDON, 1982).

On distingue au sein de ce district plusieurs types d'occurrences minérales :

— des minéralisations stratiformes à blende et galène argentifère ou, le plus souvent, à pyrite-quartz parfaitement concordantes avec leur encaissant volcano-sédimentaire ;

— des minéralisations filoniennes et en amas soit dans les stocks miocènes soit dans l'encaissant carbonaté, à associations minérales complexes semblables à celles des gisements hydrothermaux miocènes (supra III.3.2.) ;

— des minéralisations à Pb-Zn en poches karstiques (PAREDES, 1982).

Dans le détail, les relations entre ces différents types de minéralisation sont très complexes et il est souvent difficile de séparer les phénomènes, ce qui explique les polémiques que suscite ce district. La plupart des auteurs, sur la base soit d'une étude rapide de l'ensemble du district (ERICKSEN *et al.*, 1956 ; BORREDON, 1982), soit de l'étude d'une mine particulière de celui-ci (CABOS, 1980, 1981 ; VIDAL et CABOS, 1983)

admettent que l'ensemble des minéralisations de Hualgayoc-Sinchao sont épigénétiques, associées au magmatisme miocène. A l'inverse, d'autres auteurs proposent un modèle vulcanogène crétacé proche du modèle « Kuroko » (avec remobilisations karstiques quaternaires) pour l'ensemble du district (PAREDES, 1982). L'approche la plus convaincante nous semble être celle de CANCHAYA (1982, 1984) qui considère que les gisements de Hualgayoc-Sinchao sont le produit d'une superposition de phénomènes métallogéniques (minéralisations stratiformes volcanogènes crétacées puis minéralisations filoniennes et en amas générées par les fluides associés aux intrusions miocènes, qui remobilisent les premières mais apportent aussi de nouvelles minéralisations, enfin remobilisations karstiques locales quaternaires).

III.3.2.d. *Commentaires*

Le district de Hualgayoc-Sinchao que nous venons très brièvement d'évoquer est un bon exemple de la complexité des gisements de la province polymétallique du segment central. En effet, la classification proposée ci-dessus ne doit pas masquer le fait qu'il existe de nombreux cas où, comme à Hualgayoc-Sinchao, se présente au sein d'un même district ou d'un même gisement une superposition de phases métallogéniques.

C'est le cas à Morococho, autour du dôme de Yauli, à Machcan et vraisemblablement à Huachocolpa où, aux minéralisations stratiformes volcanogènes du Pucara, se superposent en les remobilisant des minéralisations épigénétiques (skarns et/ou filons) associées au magmatisme miocène. C'est le cas aussi dans certains gisements du « métallotecté Santa », en particulier à Tuco Chira, Oyon et vraisemblablement Huanzala.

Dans certains cas particuliers, il peut être difficile, au niveau des minéralisations tertiaires, de faire la part de ce qui est remobilisation de minéralisations stratiformes préexistantes et de ce qui est apporté lié au magmatisme tertiaire proprement dit. Cependant, si l'on considère la province dans son ensemble, il est clair que l'on ne peut admettre l'hypothèse générale d'une remobilisation, durant le Miocène, de minéralisations stratiformes préexistantes : il existe en effet des minéralisations directement dans le socle ou suffisamment proche de celui-ci pour que l'hypothèse d'une remobilisation per-ascensum ou par convection des minéralisations du Pucara et du Santa soit exclue. Par ailleurs, les associations minérales et le chimisme des minéralisations tertiaires, quoique très variables d'un gisement à l'autre, montrent cependant une unité qui ne peut être mise en relation qu'avec « l'unité » du magmatisme calco-alcalin miocène. Nous discuterons ces points plus bas (infra IV). Notons enfin la présence au sein de cette province polymétallique d'un certain nombre de gisements de type porphyre cuprifère : Michiquillay daté du Miocène inférieur (LAUGHLIN *et al.*, 1968) près de Caja-

marca et Toromocho du Miocène terminal à Morococha (EYZAGUIRRE *et al.*, 1975).

III.3.3. LA CORDILLÈRE ORIENTALE

La Cordillère Orientale du segment central est surtout caractérisée par la présence de minéralisations associées aux cycles précambriens et paléozoïques (supra II.). Un certain nombre de minéralisations polymétalliques de cette zone, qui ne constitue pas une véritable province, peuvent être cependant rattachées au cycle andin : celle de Cobriza et celles de la zone de Rapi-Aguas Verdes (San Miguel - Ayacucho).

Le gisement de cuivre de Cobriza (production 1982 : 14 622 t de Cu métal et 8 839 kg d'Ag métal) est un gisement de type pyrométasomatique encaissé dans les calcaires de la formation Copacabana du Permien inférieur (Cerro de Pasco - Geological Staff, 1970 ; VALDEZ, 1983) recoupés par un ensemble intrusif complexe en partie permien (STEWART *et al.*, 1974) et en partie andin (MÉGARD, 1978). Les minéralisations semblent être associées à des dykes dioritiques à quartz monzonitiques andins (VALDEZ, 1983), dont l'âge n'est pas défini de manière précise (Crétacé supérieur ? Oligocène ?). Le minerai est constitué de chalcopryrite associée à pyrite, pyrrhotite, mispickel et magnétite dans une gangue à grenat (*andradite*), diopside, trémolite-actinote, phlogopite et quartz. La minéralisation économique est postérieure à la formation du corps stratoïde de skarn et se situe à la périphérie supérieure de ce dernier près du contact avec les marbres (VALDEZ, 1983).

Les indices de la zone de Rapi-Aguas Verdes sont des filons polymétalliques à pyrrhotite, pyrite, chalcopryrite, blende, galène argentifère encaissés dans des terrains du Paléozoïque supérieur - Permien inférieur (groupes Tarma et Copacabana) et associés à des dykes de composition quartz monzonitique, dont l'âge n'est pas déterminé mais qui, par analogie avec d'autres intrusions de la zone, sont supposés d'âge andin.

III.4. Le segment du centre sud

Ce segment commence au NNW au niveau de la transversale de Puerto Lomas - San Miguel et se poursuit vers le SSE jusqu'à une transversale Molendo - La Raya. Il est caractérisé sur la côte par une province à or et cuivre associée au batholite côtier, puis par la province argentifère Puquio-Cailloma, enfin par la province cuprifère Andahuaylas-Yauri.

III.4.1. LES GISEMENTS D'OR ET DE CUIVRE ASSOCIÉS AU BATHOLITE CÔTIER (PROVINCE NAZCA-OCONA)

Cette province apparaît comme la continuation vers le SE de la province à Cu, Au, Zn, Ba du segment central ; elle présente cependant des caractéristiques propres, en particulier l'importance des gisements d'or.

Les gisements de cuivre de cette province sont filoniens, encaissés dans le batholite côtier (segment Arequipa), et probablement génétiquement liés à ce dernier. Leur paragénèse comprend chalcopryrite, magnétite, hématite, tourmaline, actinote et apatite. Seul le gisement de Cobre Acari est exploité activement. Il existe aussi dans cette zone des indices de minéralisations de type « porphyre cuprifère » (PONZONI, 1982).

Les nombreux gisements d'or sont également filoniens et encaissés dans le batholite côtier. D'après PONZONI (1982), ces gisements seraient postérieurs aux gisements de cuivre. Seuls Ocona et Posco sont actuellement exploités, d'autres sont en cours de reconnaissance ou de mise en exploitation, en particulier dans la zone de Caraveli. A Ocona (BALLON, 1983), il s'agit de filons N 90 à N 120, subverticaux, d'extension longitudinale kilométrique, avec 300 à 600 m d'aval-pendage. L'association minérale comprend quartz dominant, pyrite, pyrrhotite, electrum, chalcopryrite. L'or est libre, interstitiel dans le quartz et la pyrite. Cette province produit environ 15 % de l'or péruvien.

III.4.2. LA PROVINCE ARGENTIFÈRE PUQUIO-CAILLOMA

Cette province de la Cordillère Occidentale, allongée sur plus de 300 km selon la direction WNW-ESE et large de 50 km, comprend des gisements et indices à argent dominant, de Puquio à l'ouest jusqu'à Condoroma à l'est (fig. 9).

Il s'agit de filons encaissés dans des terrains volcaniques miocènes et pliocènes, formés soit par des stocks et des dômes subvolcaniques, souvent de nature andésitique, soit par des coulées et des dépôts pyroclastiques. Les minéralisations sont essentiellement à sulfosels d'argent dans une gangue de quartz toujours accompagné de rhodocrosite et de rhodonite.

Ces gisements ont fait l'objet d'une exploitation minière très ancienne ; la mine de Cailloma est une des plus vieilles mines d'argent du Pérou ; sa production à l'époque coloniale (1532-1824) est estimée à 1 500 t d'argent tirées d'un minerai à 3 500 g/t (STEPHAN, 1972).

Dans la partie occidentale de la province se situent la mine de Utec-San Juan de Lucanas (production entre 1950 et 1955 : 1 360 kg d'Ag et 100 t d'Ag) et les indices et mines abandonnées de Mazo Cruz, Puquianita, Vicunita... Dans la partie orientale se situent l'ancienne exploitation de Suyckutambo (production entre 1950 et 1955 : 1 750 kg d'or et 143 t d'Ag, avec en 1954-1955, 60 t de Cu, 430 t de Pb et 190 t de Zn), les mines d'Arcata, Orcopampa et Cailloma, l'ancienne mine de Condoroma et les prospectes de San Miguel, Farallon, San Martin, Chila-San Andres... La partie médiane de la province comporte peu de gisements en dehors de l'ancienne mine de Huarmapata, ce qui s'explique en partie par l'abondance des épanchements volcaniques récents.

Tableau V
Production d'Ag de la province argentifère Puquio-Cailloma

Production d'Ag de la province argentifère Puquio-Cailloma			
Mine	Production d'Ag (en kg 1982)	Rang parmi les producteurs d'Ag	Pourcentage/ production totale d'Ag du Pérou
ARCATA	88 780	4	6,53
ORCOPAMPA	47 705	10	3,51
CAILLOMA	43 340	12	3,19
Autres	21 200	—	1,55
TOTAL (province)	201 025	—	14,78
TOTAL (Pérou)	1 360 000		100

L'ensemble de la province produit actuellement environ 15 % de l'Ag péruvien (tabl. V).

Les gisements de la province Puquio-Cailloma présentent des caractères communs :

- la nature volcanique des terrains encaissants, volcanisme miocène Tacaza essentiellement ;
- la nature filonienne de la minéralisation, dont on a pu montrer dans certains cas la liaison avec la phase de compression E-W (phase Quechua 3) ;
- l'homogénéité des paragenèses surtout pour la phase minéralisée principale avec quartz, rodochrosite, argents rouges, argents noirs et freibergite ;
- la présence d'une venue tardive accompagnée de phénomènes de leaching et caractérisée par la stibine ;

— l'importance des phénomènes de silicification, pyritisation et épidotisation aux épontes des veines.

Il s'agit de gîtes hydrothermaux épivolcaniques. On distingue deux époques de minéralisations (ARENAS, 1975 ; FORNARI et VILCA, 1978 ; FORNARI, BAUBRON et VILCA, non publié) :

- l'une vers 11 - 8 Ma : âges de 19,1 à 18,9 et 10,8 Ma pour l'encaissant de la minéralisation et de 6,2 Ma pour un tuf rhyodacitique post-minéralisation à Orcopampa ; âges de 12,5, 10,7 et 8,9 sur le stock adésitique encaissant les filons minéralisés de Cailloma et de 7,23 pour une rhyolite post-minéralisation ;
- l'autre vers 3,7 Ma : âges de 3,87 et 3,75 Ma pour l'encaissant de la minéralisation et de 3,66 Ma pour une coulée supérieure, apparemment non minéralisée, à Arcata.

Les âges miocènes correspondent à l'époque de formation des minéralisations polymétalliques du segment central (supra III.3.3.) mais les âges pliocènes constituent un trait spécifique de la province Puquio-Cailloma.

Nous rattachons à cette province le gisement polymétallique filonien de Madrigal, encaissé dans une boutonnière de terrains sédimentaires du Crétacé, au S de la province argentifère au sens strict. Ce gisement isolé a produit en 1982 11 900 t métal de Zn,

III.4.3. LA PROVINCE A CU-FE ANDAHUAYLAS-YAURI

Cette province de 300 km de long par 60 km de large en moyenne (fig. 5 et 7) située en Cordillère Occidentale au nord de la province précédente est aussi grossièrement orientée WNW-ESE. Elle ne produit actuellement qu'environ 4 500 tonnes de Cu métal par an, soit 1,3 % de la production péruvienne.

Elle comporte une série de gisements pyrométasomatiques de cuivre et fer ; le plus important de ceux-ci est Tintaya (34 Mt à 2,12 % Cu de minerai sulfuré et 8 Mt à 2,75 % Cu de minerai oxydé) dont l'exploitation démarre actuellement (production prévue 50 000 t Cu métal/an) ; d'autres gisements de moindre importance (Katanga, Atalaya) sont actuellement exploités et il existe par ailleurs de nombreux indices et prospects en grande partie reconnus (de l'WNW à l'ESE : Charcas, Sulfobamba, Chalcobamba, Ferrobamba, Livitaca, Coroccohuayco et Quechua).

L'encaissant des minéralisations est la formation Ferrobamba d'âge Albo-Turonien (MAROCCO, 1978) constituée de 700 à 800 m de calcaires tidaux de plate-forme (MAROCCO, comm. orale) à quartz détritiques et niveaux de cherts abondants. Cette formation plissée lors de la phase incaïque (supra 1.2.2.), est intrudée et localement métamorphosée par un ensemble à caractère batholitique constitué d'intrusions allant de gabbros à des granodiorites (fig. 3), ces dernières constituant le faciès dominant. Ce batholite s'étend à l'ensemble de la province ; il est très continu dans la partie centrale de celle-ci et plus discontinu vers l'WNW et l'ESE. Il n'est pas daté mais serait postérieur à la tectonique fini-Eocène (phase incaïque).

Les gisements (TERRONES, 1958 ; SANTA CRUZ *et al.*, 1979) sont associés à des stocks et dykes de monzonite quartzique, datés à 33-34 Ma à Tintaya et Chalcobamba (NOBLE *et al.*, 1984), postérieurs au batholite sensu stricto mais lui étant très vraisemblablement liés.

Ce sont des gisements pyrométasomatiques typiques (SANTA CRUZ *et al.*, 1979) : postérieurement à la formation de corps irréguliers de skarn (à andradite-grossulaire dominant, pyroxènes en partie rétro-morphosés en amphiboles, magnétite, wollastonite, épidoles), se développe tout d'abord de la magnétite (avec de l'or natif associé) interstitielle ou en veinules, puis une paragenèse sulfurée en veinules ou interstitielle à chalcopyrite (avec bornite, covellite et digénite secondaires), pyrite et en accessoires ou en traces pyrrhotite, blende, galène, molybdénite, bismuth natif, bismuthinite, electrum et or natif. L'importance de cette phase hydrothermale « tardive » à Cu, qui détermine le caractère économique ou non de la minéralisation, est très variable d'un gisement de la province à l'autre. Les intrusions associées à ces

minéralisations à Cu ont subi généralement une forte altération silico-potassique et on y trouve pyrite et chalcopryrite disséminées ; la présence de gisements de type porphyre cuprifère au sein de cette province n'est d'ailleurs pas exclue ; des indices de ce type ont été reconnus à Charcas et Coroccohuayco.

Les traits les plus remarquables de la province Andahuaylas-Yauri, si on la compare à la province polymétallique du segment central (supra III.3.3.) et à la province à Cu du segment Sud (infra III.5.1.), sont son âge Oligocène et sa position très interne dans la chaîne. Nous y reviendrons plus bas (infra IV.). Il n'existe pas à l'heure actuelle d'étude détaillée de la pétrologie et de la géochimie du batholite Andahuaylas-Yauri.

III.4.4. LA CORDILLÈRE ORIENTALE

Dans la Cordillère Orientale de ce segment, on ne connaît que quelques rares gisements associés au cycle andin, plus particulièrement dans la zone de Marcapata-Macusani. Ce sont d'une part des gisements filoniens polymétalliques (Chimboya, Corani...) et d'autre part des indices d'uranium associés aux ignimbrites de Macusani. Ces gisements sont situés à la limite entre le segment Centre-Sud et le segment Sud et seront évoqués plus loin (infra III.5.3.).

III.5. Le segment sud

Ce segment commence au niveau de la transversale Mollendo-La Raya et se poursuit jusqu'au nord du Chili et de la Bolivie. C'est le seul segment où l'on puisse trouver la zonation métallogénique classique de BELLIDO *et al.*, (1969) : zone à Fe sur la côte, puis zone à Cu, zone polymétallique et zone à Sn-Au-W en Cordillère Orientale. La zone à Fe, qui ne suit pas la segmentation telle que nous l'avons définie, a été décrite plus haut (supra III.1.).

III.5.1. LA PROVINCE À CUIVRE : LES PORPHYRES CUPRIFÈRES ASSOCIÉS AU BATHOLITE CÔTIER

Cette province assure 85 % de la production péruvienne de cuivre. Quatre importants gisements de type porphyre cuprifère, dont trois en exploitation, y sont connus (tabl. VI). Un certain nombre de gisements de cuivre d'importance mineure, filoniens ou en brèches de pipes, non exploités (Santa Catalina, Norvill, Cercana, Canaura) ainsi qu'un gisement de remplacement stratiforme (Chapi) y sont également présents.

Nous ne donnerons pas ici de descriptions détaillées de ces gisements. Ce sont des porphyres cuprifères tout à fait classiques ; Cerro Verde (KIHLEN, 1975 ; LEBEL, 1979) et Quellaveco (KIHLEN, 1979) ont fait l'objet d'études approfondies ; Cuajone (MANRIQUE et PLAZOLLES, 1975 ; SATCHWELL, 1983) a été décrit en détail ; Toquepala n'a fait l'objet que d'une description succincte (HOLLISTER, 1974).

Tableau VI
Potentiel minier et production
des porphyres cuprifères du Sud-Pérou

Potentiels miniers et productions des porphyres cuprifères du Sud-Pérou				
Gisement	Potentiel (en Mt de minerai)	Teneurs	Production 1983	Pourcentage de la production péruvienne de cuivre
CUAJONE	470	0.95 % Cu 0.02 % MoS ₂	143 969 t Cu 2 373 t MoS ₂ 34.1 t Ag	43 %
TOQUEPALA	570	0.967 % Cu 0.023 % MoS ₂	117 142 t Cu 2 424 t MoS ₂ 29.2 t Ag	35 %
CERRO VERDE	1 000	0.73 % Cu	32 545 t Cu	9,7%
QUELLAVECO	388	0.85 % Cu 0.04 % MoS ₂	non exploité	—

Ces gisements présentent en surface une forme généralement elliptique d'extension kilométrique, à allongement parallèle à la direction de la chaîne (N 120-130). Les auréoles d'altération hydrothermale — altérations potassique, à quartz-séricite, argillique et propylitique, caractéristiques de ce type de gisement — et les minéralisations sulfurées en stockworks et en brèches de pipes, à pyrite et chalcopryrite avec molybdénite, blende, galène, énarigite, bornite et tennantite accessoires, sont centrées sur des stocks porphyriques et se développent aux dépens de ces stocks et de leurs différents encaissants : groupe volcanique Toquepala d'âge crétacé terminal-paléogène à Cuajone, Toquepala et Quellaveco, gneiss du socle précambrien à Cerro Verde et intrusions des super-unités Linga-Arequipa et Yarabamba dans tous ces gisements.

L'essentiel du minerai exploitable est primaire mais, dans tous ces gisements, une zone superficielle de minerai oxydé, à limonite, chrisocole, malachite, chalcantite, cuivre natif, cuprite et tenorite est présente. A Cuajone, elle fait environ 15 mètres d'épaisseur mais peut localement atteindre 45 mètres. A Cerro Verde, cette zone d'oxydes fait jusqu'à 150 mètres de puissance. La zone de minerai oxydé surmonte une zone d'enrichissement par céméntation de puissance équivalente.

Ces porphyres cuprifères sont génétiquement associés à des stocks et dykes généralement porphyriques appartenant au segment Toquepala du batholite côtier, de composition quartz-dioritique à granodioritique, de la fin du Paléocène et du début de l'Eocène : à Cerro Verde : $58,3 \pm 2,3$ Ma (ESTRADA, 1978), 61 Ma (MUKASA et TILTON, 1985) ; à Quellaveco : 54 ± 2 Ma (KIHLEN, 1979 ; ZIMMERMANN et KIHLEN, 1983) ; à Toquepala : $58,7 \pm 1,8$ (LAUGHLIN *et al.*, 1968) pour une diorite pré-minéralisation, $57,2 \pm 1,9$ (Mc BRIDE, 1977) pour une granodiorite pré-minéralisation, 57 ± 5 Ma (BECKINSALE *et al.*, 1985) par isochrone Rb-Sr sur des porphyres dacitiques pré- et post-minéralisation. Ces intrusions sont postérieures aux intrusions des su-

per-unités Linga-Arequipa et Yarabamba ; ce sont les plus jeunes intrusions connues dans le segment Toquepala du batholite côtier (BECKINSALE *et al.*, 1985 ; LABEL *et al.*, 1985).

Les données de géochimie isotopique du Sr et du Nd indiquent une origine vraisemblablement mantellique pour les intrusions responsables de la formation de ces porphyres cuprifères (BECKINSALE *et al.*, 1985 ; LABEL *et al.*, 1985). Les données de géochimie isotopique S, O et C (LABEL, 1979) indiquent une origine profonde, manteau ou croûte profonde, pour le soufre et le cuivre.

III.5.2. LES GISEMENTS POLYMÉTALLIQUES DE LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE ET DE L'ALTIPLANO

Cette « province » est d'importance économique tout à fait mineure et il existe peu de données sur les petites mines et indices qu'elle renferme. Il s'agit en général de petits gisements filoniens à Pb-Zn-Cu-Ag (Huacullani, San Antonio de Esquilache, Cacachara, Santa Barbara, Berenguela - CANDIOTTI et CASTILLA, 1983...) encaissés soit dans les séries sédimentaires du Crétacé, soit le plus souvent dans les terrains volcaniques de l'Oligo-Miocène. Ils sont généralement associés à de petits stocks sub-volcaniques, non datés mais dont les relations avec les roches encaissantes imposent un âge post-oligocène. Cette « province » constituerait une extension vers le SE de la province argentifère Puzo-Cailloma.

III.5.3. LA PROVINCE POLYMÉTALLIQUE (SN, W, U, CU, ZN, PB, SB, AG) DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE

Cette province située au NE de la précédente occupe surtout le flanc SW de la Cordillère Orientale dans le segment considéré (pré-cordillère et cordillère de Carabaya). La connaissance métallogénique de cette province est encore très fragmentaire. Elle se distingue de l'ensemble des provinces décrites plus haut par la présence de gisements d'étain, de tungstène, d'uranium et de gisements polymétalliques à Cu-Zn-Pb-Ag associés au cycle andin. Rappelons que dans cette même zone de petits indices non exploités de Sn-W-Mo-Bi-Cu, associés aux cycles éohercynien et tardihercynien, sont également connus (supra II.2.2.).

Les gisements sont encaissés dans les formations Ambo, Tarma et Copacabana du Paléozoïque supérieur et du Permien inférieur (NEWELL, 1949 ; LAUBACHER, 1978), dans les intrusifs andins qui les recourent et les plateaux ignimbritiques qui localement les recouvrent. Deux épisodes de minéralisation ont été mis en évidence : l'un de l'Oligocène supérieur, l'autre du Miocène moyen au Pliocène.

Le gisement de San Rafael (seul gisement d'étain du Pérou en exploitation avec une production supérieure à 2 000 t de Sn métal en 1983) et les indices d'étain de Santo Domingo, Nazareth, Quenamari, Cerro Blindado sont génétiquement associés à des corps de

monzogranites peralumineux (CLARK *et al.*, 1984) datés de l'Oligocène terminal (CLARK *et al.*, 1983). Ce sont des gisements filoniens, encaissés dans ces stocks intrusifs et dans la formation Ambo. La minéralisation se distribue selon une zonation bien définie : Sn (cassitérite) dans les parties internes, puis Cu (chalcopryrite) et enfin Zn, Pb et Ag dans les parties externes.

Le gisement de tungstène de Palca 11 est associé à un stock subvolcanique d'âge miocène supérieur (CLARK *et al.*, 1984) mis en place dans une structure cassante d'orientation NW-SE. Il s'agit d'une minéralisation à ferberite-scheelite, blende, chalcopryrite avec des traces de Sn, Pb et Ag, disséminée au sein d'un intrusif totalement kaolinisé. Des stocks vraisemblablement de même âge, mis en place le long d'accidents analogues présentent des indices de cuivre ou d'argent et antimoine.

Les indices d'uranium de Macusani (FLORES *et al.*, 1983) sont encaissés dans des ignimbrites peralumineuses à andalousite-sillimanite-cordiérite-muscovite, riches en éléments volatils, du Miocène terminal-Pliocène basal (NOBLE *et al.*, 1982 ; VALENCIA HERRERA *et al.*, 1984). L'uranium se présente sous forme primaire (pechblende) et secondaire (gummite, autunite, torbernite...) en petites lentilles stratiformes et en remplissages de fissures principalement dans le tiers supérieur des ignimbrites. Cette minéralisation semble génétiquement liée au magmatisme peralumineux mais les phénomènes de remobilisation et de reconcentration secondaires sont importants.

Des gisements filoniens à Zn-Pb-Cu-Ag ou à Ag-Sb sont également présents dans cette province. Le plus important de ceux-ci est Cecilia (3 350 t de Zn métal, 1 438 t de Pb métal et 3,1 t d'Ag métal en 1981). Dans quelques cas, les relations avec l'encaissant impliquent un âge andin pour ces minéralisations ; dans la plupart des cas, ces gîtes sont encaissés dans des terrains paléozoïques et un âge andin est supposé par extrapolation.

La caractéristique essentielle de cette zone est donc l'existence d'un magmatisme oligo-miocène peralumineux, d'origine crustale, inconnu pendant le cycle andin dans le reste du Pérou, auquel sont associées des minéralisations à Sn, W, U... Cette province se poursuit dans le nord de la Bolivie (CLARK *et al.*, 1984).

IV. SYNTHÈSE : QUELQUES ÉLÉMENTS POUR UNE INTERPRÉTATION DE L'ORIGINE ET DE LA DISTRIBUTION DES PROVINCES MÉTALLOGÉNIQUES ANDINES DU PÉROU

La connaissance des terrains précambriens et paléozoïques du domaine andin en général et du Pérou en particulier et celle des minéralisations associées sont encore trop fragmentaires pour que l'on puisse tenter une interprétation génétique générale de ces minéralisations.

Il en va différemment pour les minéralisations andines qui représentent, rappelons-le, la quasi-totalité des ressources minières péruviennes. L'histoire récente de la chaîne est maintenant suffisamment connue pour que des modèles généraux sur les relations entre métallogénèse et tectonique globale aient pu être proposés (SILLITOE, 1972, 1974, 1976 ; MITCHELL et GARSON, 1976, 1981 ; OYARZUN et FRUTOS, 1980...). Nous ne discuterons pas ici ces modèles ; nous essaierons plus modestement de voir en quoi les quelques éléments de synthèse exposés au long de ce travail apportent des contraintes sur les interprétations possibles des distributions transversales et longitudinales des provinces métallogéniques andines.

Les principaux traits de ces provinces métallogéniques andines du Pérou telles que nous les avons définies peuvent être brièvement résumés :

- les gisements andins se répartissent globalement en ceintures parallèles à la chaîne ; longitudinalement ces ceintures sont discontinues ; elles sont constituées d'une succession de provinces métallogéniques spécifiques et de portions non ou très peu minéralisées séparées par des limites transversales à la chaîne. Les types d'encaissements et le niveau d'érosion ne varie pas sensiblement le long de chaque ceinture. Les limites transversales sont les mêmes pour les différentes ceintures, ce qui a permis de définir une succession de segments adjacents ;

- dans chaque segment apparaît une distribution zonale des provinces transversalement à la chaîne. Cette zonation peut être différente d'un segment à l'autre ;

- dans le segment sud, on observe la zonation « classique » complète : zone à Fe (Jurassique) sur la côte, puis zone à Cu (Paléocène) sur le versant pacifique, puis zone polymétallique (Oligo-Miocène ?) en Cordillère Occidentale et sur l'Altiplano, enfin zone à Sn-W-U-(Cu-Zn-Ag...) (Oligo-Mio-Pliocène) en Cordillère Orientale ;

- dans le segment centre-sud, on observe une zonation complexe : zone à Fe (Jurassique) sur la côte, puis zone à Cu et Au (Paléocène-Eocène ?) sur le versant pacifique, puis zone à Ag (Mio-Pliocène) en Cordillère Occidentale, enfin zone à Cu et Fe (Oligocène) toujours en Cordillère Occidentale.

- dans le segment central, apparaît une zonation plus simple : sur la côte zone à Fe (Jurassique), puis zone à Cu et Au (Paléocène-Eocène ?) sur le versant pacifique, enfin zone polymétallique (principalement Miocène) en Cordillère Occidentale, sur les Hauts Plateaux et en partie en Cordillère Orientale ;

- dans le segment nord, on n'observe qu'une zone à Cu sur la côte et en Cordillère Occidentale ;

- quelques rares gisements mis à part, entre autres San Vicente et Cercapuquio, les gisements andins sont spatialement et génétiquement associés au magmatisme calco-alcalin, extrusif ou intrusif. Il n'entre pas dans le cadre du présent article de discuter le problème de la genèse des magmas calco-alcalins le

long de la marge active andine. Nous avons résumé plus haut l'état actuel des connaissances sur ce point. Rappelons que ce magmatisme est généralement de type I, d'origine mantellique avec participation plus ou moins importante de matériaux dérivés de la plaque subductée par déshydratation ou fusion ; il présente une contamination crustale toujours faible. Exceptionnellement, en Cordillère Orientale du sud-Pérou, ce magmatisme est peralumineux, d'origine crustale et des gisements à Sn-W-U lui sont alors associés ;

- chaque province métallogénique est associée à un arc ou à une portion d'arc magmatique d'âge déterminé : ainsi, considérant seulement les principales provinces, la province polymétallique du Pérou central est associée aux intrusions du Miocène moyen à supérieur, la province argentifère Puquio-Cailloma aux intrusions et au volcanisme du Miocène moyen à supérieur et au volcanisme pliocène, la province à Cu-Fe-Andahuaylas-Yauri à un batholite oligocène et la province des porphyres cuprifères du sud à des unités paléocènes du segment Toquepala du batholite côtier. Par ailleurs, le même arc magmatique, minéralisant ou minéralisé dans un segment peut être sans minéralisations économiques associées dans un segment adjacent : c'est le cas de l'arc paléocène à porphyres cuprifères dans le segment sud et quasiment sans minéralisations économiques dans les segments du centre-sud et du centre ; c'est le cas également de l'arc oligocène, à gisements pyrométasomatiques de Cu et Fe dans le segment du centre-sud et sans minéralisations économiques associées dans le segment central. Cette dernière observation mérite cependant d'être nuancée ; des datations radiométriques nouvelles donnent en effet un âge oligocène pour un district polymétallique du segment central (SOLER et BONHOMME, sous presse) ;
- dans le cas de la province des porphyres cuprifères du segment sud et dans celui des gisements miocènes de la province polymétallique du segment central, l'origine profonde de la majeure partie des métaux (Cu, Fe, Zn, Ag... le cas du Pb est plus discuté) semble bien démontrée, aussi bien par des arguments proprement métallogéniques que par des arguments de géochimie isotopique, sans que le problème de la source in fine des métaux soit pour autant résolu. Cette conclusion peut sans doute être étendue à tous les gisements créacés et tertiaires génétiquement associés au magmatisme calco-alcalin andin du nord au sud du Pérou. L'origine des gisements et donc la répartition des provinces métallogéniques andines ne sont pas le fait d'un recyclage dans les niveaux supérieurs de la croûte de minéralisations ou d'anomalies préexistantes.

Reste le problème de la segmentation. Nous avons défini les segments uniquement sur la base objective de la distribution géographique des gisements. Reste à savoir si cette segmentation a un sens pour des caractéristiques de la chaîne autres que métallogéniques.

La limite entre le segment nord et le segment central correspond à la déflexion de Huancabamba qui constitue une limite géologique majeure : au nord la chaîne des Andes est à éléments de croûte océanique et à blocs allochtones accrétés ; au sud c'est une chaîne liminaire, intracratonique, sans matériel océanique et, jusqu'à preuve du contraire sans « terrains » allochtones. Le batholite côtier est présent de part et d'autre de cette limite mais le segment de Piura de ce batholite, situé au nord, est décalé vers l'est par rapport au segment de Trujillo situé au sud (références dans PITCHER *et al.*, 1985). Cette limite correspond vraisemblablement à une structuration ancienne, héritée des chaînes anté-mésozoïques (discussion et références in DALMEYRAC, LAUBACHER et MAROCCO, 1980).

La limite entre le segment central et le segment centre-sud, orientée SSW-NNE, suit à peu près la ligne Puerto-Lomas - San Miguel. Si le style de la chaîne ne change pas de part et d'autre, certaines de ses caractéristiques diffèrent. D'une chaîne étroite au nord (environ 200 km de large) où les structures majeures sont N 120 on passe au sud à une chaîne plus large (environ 400 km de large) où les structures majeures sont N 90-100. En Cordillère Orientale la limite entre les deux segments sépare, au nord, un domaine où le Précambrien est largement représenté, où la tectonique fini-Crétacé est bien marquée (MÉGARD, 1978) et le magmatisme andin important (CARLIER *et al.*, 1982), d'un domaine, au sud, où les terrains hercyniens dominant et qui n'est pas affecté par la tectonique fini-crétacée (MAROCCO, 1978). Du point de vue du magmatisme, on note aussi que le bassin marginal albien Casma (ATHERTON *et al.*, 1983 ; ATHERTON *et al.*, 1985) est strictement limité au segment central. Par contre le batholite côtier et les arcs magmatiques mésozoïques traversent la limite entre les deux segments.

La limite entre le segment du centre-sud et celui du sud, orientée SSW-NNE, suit à peu près une ligne Mollendo-La Raya. Elle marque la limite nord de l'Altiplano et un changement de direction de la chaîne, N 90-100 dans le segment centre-sud et N 120 dans le segment sud. Elle constitue aussi la limite segment Arequipa - segment Toquepala du batholite côtier. Enfin, elle marque la limite nord du magmatisme peralumineux tertiaire d'origine crustale présent dans la Cordillère Orientale du segment sud.

La segmentation que nous avons définie n'est donc pas seulement métallogénique ; elle permet de rendre compte des variations d'un grand nombre de caractéristiques tectoniques et magmatiques de la chaîne. Elle est une permanence dans l'histoire de la chaîne et semble en grande partie résulter d'une structuration pré-mésozoïque de la bordure ouest du continent sud-américain. Elle n'est cependant pas absolue : en effet, certains éléments importants de la chaîne ne sont pas affectés par les limites de segments ou affectés seulement par certaines d'entre elles. C'est le cas des intrusions jurassiques de la côte

côte que l'on trouve dans les segments central, centre-sud et sud. C'est le cas aussi du batholite côtier qui recoupe en particulier la limite segment central - segment centre-sud et dont la segmentation propre (supra 1.2.) ne correspond que partiellement à la segmentation que nous avons définie (la limite segment Piura-segment Trujillo du batholite correspond à la limite segment nord-segment central et la limite segment Arequipa-segment Toquepala du batholite correspond à la limite segment centre-sud-segment-sud).

C'est le cas de façon générale des arcs magmatiques calco-alcalins cénozoïques d'origine mantellique, dont il n'est pas toujours facile toutefois de fixer une limite précise à l'extension longitudinale du fait du manque de données géochronologiques et du recouvrement par des terrains plus jeunes ; ainsi, en prenant le cas le plus simple, l'arc volcanique plio-quaternaire commence au milieu du segment centre-sud, occupe le segment sud et se poursuit au nord du Chili. La position de cet arc est classiquement considérée comme liée aux pendages différents du plan de Benioff, peu penté au nord (pas de volcanisme pliocène terminal et quaternaire) et plus penté au sud (volcanisme pliocène terminal et quaternaire important) (discussion et références in MÉGARD et PHILIP, 1976). Du fait de l'angle d'attaque de la subduction, l'arc magmatique migre actuellement vers le sud. La distribution et les migrations des arcs magmatiques calco-alcalins anciens ont été très vraisemblablement contrôlées par les mêmes facteurs, c'est-à-dire par les modalités de la subduction, qui sont indépendantes en grande partie de la segmentation de la croûte continentale.

La segmentation et la zonation métallogénique doivent donc être interprétées comme résultats de l'interaction entre la dynamique de la production et de l'ascension de magmas calco-alcalins potentiellement métallogéniques le long de certaines portions de la zone de subduction, portions qui migrent dans le temps à la fois transversalement et longitudinalement, et une structuration pré-mésozoïque de la croûte continentale, qui elle est fixe.

Autrement dit, pour un arc magmatique calco-alcalin d'âge donné, le fait d'être minéralisateur dans un segment et pas ou beaucoup moins dans les autres n'est vraisemblablement pas dû à des différences de chimisme des magmas parents au niveau des différents segments mais, beaucoup plus probablement, est lié à une évolution différente selon les segments des magmas au cours de leur trajet crustal (possibilité de contamination crustale ou non, magmas plus ou moins différenciés et évolués...) et lors de leur mise en place (possibilité ou non de piégeage des fluides, ...) (SILLITOE, 1980).

La zonation métallogénique au sein de chaque segment, qui pas plus que la segmentation métallogénique, ne peut s'expliquer en termes de nature de l'encaissant ou de niveaux différents d'érosion, doit

être interprétée en termes de sources mais aussi en termes d'évolution crustale et de mise en place des magmas. D'un côté, la permanence, tout au long de la chaîne, de ceintures parallèles, même discontinues, à Fe, puis à Cu et enfin à Zn, Pb (Ag, Cu...) ne peut s'expliquer qu'en termes de potentialités métallogéniques différentes des magmas calco-alcalins ; c'est ce qui est proposé dans les modèles cités ci-dessus. Par ailleurs, les modalités différentes de l'histoire crustale des magmas, selon les segments, expliquerait la zonation métallogénique particulière de chacun des segments.

Les données pétrologiques et géochimiques dont nous disposons à l'heure actuelle sont encore bien trop fragmentaires et les études sérieuses et détaillées de gisements bien trop rares pour que l'on puisse prétendre contraindre sérieusement les modèles métallogéniques ; des études fines sur des zones et des gisements judicieusement choisis sont nécessaires : études de pétrologie, de géochimie et de géochimie isotopique permettant de caractériser la genèse et l'évolution des arcs magmatiques

calco-alcalins méso- et cénozoïques des Andes centrales péruviennes et de préciser leurs âges et leurs extensions : études de pétrologie, géochimie et minéralogie permettant de préciser les conditions de formation des gisements et en particulier de caractériser la physico-chimie des fluides minéralisateurs et leur relation avec l'évolution ultime des magmas et les altérations des intrusions.

Remerciements

Nos remerciements vont à nos collègues géologues péruviens de l'INGEMMET (ex. INGEOMIN) avec qui l'ORSTOM a maintenu une fructueuse collaboration de près de 10 années en métallogénie. Nos remerciements vont aussi à nos collègues de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI) de Lima avec qui l'ORSTOM a actuellement une convention d'action conjointe, à nos collègues chercheurs de la mission ORSTOM au Pérou et à tous les géologues des sociétés minières publiques et privées, péruviennes et étrangères travaillant au Pérou, en particulier ceux de Centromin, de Minero Peru, de Milpo S.A., d'Atacocha S.A., de Raura S.A., de Buenaventura S.A., de la SMM de Penarroya et du BRGM.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction et reçu au Service des Editions de l'ORSTOM le 2 décembre 1985.

BIBLIOGRAPHIE

- ALPERS (C.N.), 1980. — Mineralogy, paragenesis and zoning of the Luz vein, Uchucchacua, Peru. A.B. Degree, Harvard. Univ., 137 p.
- AMSTUTZ (G.C.), 1962. — L'origine des gites minéraux concordants dans les roches sédimentaires, *Chron. des Mines*, n° 308 : 115-126.
- AMSTUTZ (G.C.), 1978. — Zu einer Metallogenie der Zentralen Anden von Peru. *Münster Forsch. Geol. Päläont.*, 44/45 : 151-158.
- ARENAS (M.J.), 1975. — Geologia de la mina Orcopampa y alrededores, Arequipa. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 46, p. 9-24.
- ARENAS (M.J.), 1980. — El distrito minero San Rafael, Puno : estano en el Peru. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 66 : 1-12.
- ARROYO (G.), 1983. — Occurencia de materiales uraniferos en el yacimiento de Colquijirca. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 72 : 75-88.
- ATHERTON (M.P.), PITCHER (W.S.) et WARDEN (V.), 1983. — The Mesozoic marginal basin of Central Peru. *Nature*, London, 305 : 303-306.
- ATHERTON (M.P.), WARDEN (V.) et SANDERSON (L.M.), 1985. — The Mesozoic marginal basin of Central Peru : a geochemical study of within-plate-edge volcanism : 47-58 in *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*. W.S. Pitcher *et al.* ed. Blackie, 1985. 328 p.
- AUDEBAUD (E.), CAPDEVILA (R.), DALMAYRAC (B.), DEBELMAS (J.), LAUBACHER (G.), LEFEVRE (Ch.), MAROCCO (R.), MARTINEZ (C.), MATTAUER (M.), MÉGARD (F.), PAREDES (J.) et TOMASI (P.), 1973. — Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Pérou-Bolivie). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, v. XV, fasc. 1-2 : 73-114
- AUMAITRE (R.), GRANDIN (G.) et GUILLON (J.), 1977. — Données lithologiques et structurales relatives à un bloc précambrien surélevé de la cordillère andine orientale (Pérou central). Les corps de roches ultrabasiques qui y sont présents. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XIX : 983-989.
- BELLIDO (B.E.), DE MONTREUIL (D.L.) et GIRARD (P.D.), 1969. — Aspectos generales de la metalogenia del Peru. XI Conv. Ing. Min., Lima, 96 p.
- BELLIDO (B.E.), GIRARD (P.D.) et PAREDES (P.J.), 1972. — Mapa metalogenetico del Peru al 1/2 500 000. Serv. Geol. Min., Lima.
- BENAVIDES (J.), 1983. — Alteracion y mineralizacion en un sector del distrito minero de Julcani. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 72 : 99-110.
- BENAVIDES (V.), 1956. — Cretaceous system in Northern Peru. *Am. Mus. Nat. Hist. Bull.*, vol. 108 : 357-492.
- BIRNIE (R.W.) et PETERSEN (U.), 1977. — The paragenetic association and compositional zoning of lead sulfosalts at Huachocolpa, Peru. *Econ. Geol.*, vol. 72 : 983-992.
- BORREDON (R.), 1982. — Étude géologique et métallogénique du district minier de Hualgayoc (Pérou Septentrional) à plomb-zinc-cuivre-argent. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI.
- CABOS (R.), 1980. — Mineralizacion polimetálica hidrotermal en el distrito minera de Hualgayoc. Thèse Dr., Univ. Cracovie, 172 p.
- CABOS (R.), 1981. — Las asociaciones mineralogicas de la mina Bella Union (Hualgayoc). Determinaciones microscopicas y analisis mediante microsonda. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 68 : 1-17.
- CANCHAYA (S.), 1982. — Mineralogia y genesis de los depositos de Cu-Ag-Pb y Zn de la mina Bella Union, Hualgayoc, Cajamarca. *Conv. Ing. Min.*, Trujillo, 12 : 1-18.
- CANCHAYA (S.), 1984. — Erzlagerstattenkundliche Beobachtungen un der Cu-Ag-Pb-Zn Mine Bella Union, Cajamarca, Peru. Dipl. Arbeit, Univ. Heidelberg, 85 p.
- CANDIOTTI (H.) et CASTILLA (F.), 1983. — Genesis del yacimiento de Cu y Ag Berenguela, Lampa-Puno. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 71 : 79-90.
- CANDIOTTI (H.) et GUERRERO (T.), 1983. — Ocurencia de un yacimiento tipo albita-greisen de Cu-W-Sn y Mo. Carabaya -Puno. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 71 : 69-78.
- CARDOZO (M.), 1980. — Consideraciones geneticas del yacimiento cuprifero Mina Raul, Lima. El ingeniero geologo, U.N.M. San Marcos, Lima, n° 17 : 59-74.
- CARDOZO (M.), 1983. — Raul als Beispiel vulkanogener Kupferlagerstätten im Copara-Metallotekt, Zentralperu. Doktor-Dissert. Univ. Heidelberg, 240 p.
- CARDOZO (M.) et VIDAL (C.), 1981. — Metalogenesis y magmatismo en el flanco occidental de los Andes Centrales : revision. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 68 : 13-24.

- CARLIER (G.), GRANDIN (G.), LAUBACHER (G.), MAROCCO (R.) et MÉGARD (F.), 1982. — Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Earth-Science Rev.*, 18 : 253-283.
- CARLIER (G.), 1983. — Metamorfismo, magmatismo y tectónica en la Cordillera Oriental del Perú (sector de Huancapallac). Relaciones cronológicas. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 70 : 1-12.
- CARRASCAL (R.), SAEZ (J.) et SOLER (P.), 1983. — El yacimiento estratoligado (Pb-Zn-Cu-Ag) de Huanzala (Huanuco - Peru Central). Discusión genética. *Bol. Soc. Geol. Peru*, v. 71 : 1-16.
- CARRASCAL (R.), 1984. — El yacimiento estratoligado (Zn-Pb-Ag-Cu) de Huanzala, Huanuco, Peru. Thèse Ingenieur, U.N.I., Lima, 145 p.
- Cerro de Pasco Corporation — Geological Staff, 1970. Geología de los yacimientos minerales operados por la C. de P. Corporation. I Cong. Lat. Amer. Geol., Lima, 260 p.
- CLARK (A.H.), PALMA (V.V.), ARCHIBALD (D.A.), FARRAR (E.), ARENAS (M.J.) et ROBERTSON (R.C.R.), 1983. — Occurrence and age of tin mineralization in the cordillera oriental, southern Peru. *Econ. Geol.*, vol. 78 : 514-520.
- CLARK (A.H.), KONTAK (D.J.) et FARRAR (E.), 1984. — A comparative study of the metallogenic and geochronological relationships in the northern part of the Central Andean tin belt, SE Peru and NW Bolivia. Proc. VI IAGOD Symp. : 269-279.
- COBBING (E.J.) et al., 1981. — The geology of the Western Cordillera of Northern Peru. Overseas Memoir 5, Londres, 143 p.
- COBBING (E.J.), OZARD (J.M.) et SNELLING (N.J.), 1977. — Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the coastal cordillera of southern Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88 : 241-246.
- DALMAYRAC (B.), 1978. — Géologie de la Cordillère orientale de la région de Huanuco : sa place dans une transversale des Andes du Pérou central (9°S à 10°30'S). *Trav. et doc. ORSTOM*, n° 93, 161 p.
- DALMAYRAC (B.), LAUBACHER (G.) et MAROCCO (R.), 1980. — Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *Trav. et doc. ORSTOM*, n° 122, 501 p.
- DE LAS CASAS (F.) et PONZONI (E.), 1969. — Mapa metalogénico del Perú, escala 1/1 000 000. *Soc. Nac. Min. Petrol.*, Lima.
- DELGADO (H.), 1979. — Resumen de la geología de Atacocha. Cerro de Pasco. Rapport inédit, C.M. Atacocha, 15 p.
- DIAZ BERNAL (N.) et PETERSEN (U.), 1979. — Cocientes metalicos y zoneamiento en Colquí. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 50 : 25-52.
- DIAZ BERNAL (N.), 1984. — El modelo genético Huarochiri. *Bol. Soc. Geol. Peru*, vol. jub. LX, An. f.2 : 1-22.
- DUNIN BORKOWSKI (E.), 1975. — Control litológico y estratigráfico en la ubicación de los mantos con sulfuros de metales no ferrosos en las capas calcáreas del Perú Central. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 50 : 25-52.
- EINAUDI (M.T.), 1977. — Environment of ore deposition at Cerro de Pasco, Peru. *Econ. Geol.*, vol. 72 (6) : 893-924.
- ERICKSEN (G.E.), IBERICO (M.) et PETERSEN (U.), 1956. — Geología del distrito minero de Hualgayoc (Dpt. de Cajamarca). *Minist. Fom. Pub. Inst. Nac. Invest. Fom. Min.*, Bol. 16, 100 p.
- ESTRADA (F.), 1978. — Edades K-Ar de los principales eventos geológicos de Cerro Verde. *Bol.* n° 3, INCITEMI : 1-15.
- EYZAGUIRRE (V.R.), MONTOYA (D.E.), SILBERMAN (M.L.) et NOBLE (D.C.), 1975. — Age of igneous activity and mineralization, Morococha district, Central Peru. *Econ. Geol.*, vol. 70 : 1123-1126.
- FARRAR (E.) et NOBLE (D.C.), 1976. — Timing of late tertiary deformation in the Andes of Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 87 : 1247-1250.
- FLORES (G.), ZELAYA (A.) et MAMANI (F.), 1975. — Geología de Canariaco. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 46 : 87-103.
- FONIBOTE (L.), 1981. — Stratatound Pb-Zn-Ba-F deposits in carbonate rocks : new aspects of paleogeographic location, facies factor and diagenetic evolution. Thèse Dr., Univ. Heidelberg, 192 p.
- FORNARI (M.) et VILCA (N.C.), 1978. — Mineralization argentífera asociada al volcanismo cenozoico en la faja Puquio-Calloma. *Bol. Soc. Geol. del Peru*, T. 60 : 101-128.
- FORNARI (M.) et BONNEMAISON (M.), 1984. — Mantos et amas sulfuro-arsenié à or : La Rinconada, premier indice de minéralisation de type exhalatif-sédimentaire dans la Cordillère orientale du Pérou. *Chron. rech. min.*, n° 474 : 33-40.
- FORNARI (M.), HERAIL (G.) et LAUBACHER (G.), 1982. — El oro en la Cordillera Sur-Oriental del Perú : el placer fluvio-glacial de San Antonio de Poto y sus relaciones con la mineralización primaria de la Rinconada. Y Congreso Latinoamericano de geología, Argentina, Actas IV : 369-386, Buenos Aires.
- FUCHS (F.C.), 1898. — Estudio sobre la region aurífera de Santo Domingo en la provincia de Carabaya. *Bol. de Minas Industria y Construcciones* T. XIV et XV.
- FUKAHORI (Y.), AIKAWA (K.) et KAWASAKI (M.), 1980. — Geology and ore deposit of the Huanzala mine. *Min. Geol.*, Jap., vol. 30 : 103-118.
- GILETTI (B.J.) et DAY (H.W.), 1968. — Potassium-Argon ages of igneous intrusive rocks in Peru. *Nature*, vol. 220 : 570-572.
- GOODELL (P.C.) et PETERSEN (U.), 1974. — Julcani mining district, Peru : a study of metal ratios. *Econ. Geol.*, vol. 69 : 347-361.
- GRANDIN (G.) et ZEGARRA (N.J.), 1979. — Las rocas ultrabásicas en el Perú : las intrusiones lenticulares y los sills de la region Huanuco-Monzon. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 63 : 99-115.
- GRANDIN (G.), MENDOZA (J.), MIRANDA (C.) et PORRAS (C.), 1980. — Estudio petrológico de la serie metamórfica precámbrica y de las rocas ígneas asociadas en el área de Huancapallac (Huanuco). *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome : 67 : 53-66.
- GUEVARA (C.), 1980. — El grupo Casma del Perú central entre Trujillo y Mala. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 67 : 73-83.
- GUNNESCH (K.A.), 1984. — Investigaciones geoquímicas de rocas magmáticas en el distrito minero de Atacocha (Departamento de Pasco). *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 73 : 55-64.
- HAAPALA (P.S.), 1954. — Estudio geológico de la mina Colquijirca. *Mineria*, 7, año II, 46 p.
- HARRISON (J.V.), 1940. — Nota preliminar sobre la geología de los Andes Centrales del Perú. *Bol. Soc. Geol. Peru*, 53 p.
- HIRDES (W.) et AMSTUTZ (G.C.), 1978. — Geologische und metallogenetische Untersuchungen im nördlichen Atacocha-Distrikt/Zentralperu am Beispiel der Blei-Zinc-Grube Machcan. *Geol. Jb.*, D 28, 55 p.
- HOLLISTER (V.F.), 1974. — Regional characteristics of porphyry copper deposits of South America. *AIME Transaction*, 255 : 45-53.
- HUAMAN (M.D.), 1985. — Evolution tectonique cénozoïque et néotectonique du piedmont pacifique dans la région d'Arequipa (Andes du Sud Pérou). Thèse 3^e cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay, 220 p.
- IMAI (H.), KAWASAKI (M.), YAMAGUCHI (M.) et TAKAHASHI (M.), 1985. — Mineralization and paragenesis of the Huanzala mine, Central Peru. *Econ. Geol.*, vol. 80 : 461-478.
- INJOQUE (J.), MENDOZA (J.), MIRANDA (C.), ARANDA (A.), RAMIREZ (L.) et ANDRADE (R.), 1982. — Petrología y mineralogía del yacimiento Raul-Condastable y reinterpretación de su génesis INGEMMET, Lima, 133 p.
- JENKS (W.F.), 1951. — Triassic to Tertiary stratigraphy near Cerro de Pasco, Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62 (2) : 202-220.
- JOHNSON (R.F.), 1955. — Geology of the Atacocha mine. Department of Pasco, Peru. *Econ. Geol.*, vol. 50 (3) : 249-270.
- KAMILLI (R.J.) et OHMOTO (H.), 1977. — Paragenesis, zoning, fluid inclusions and isotopic studies of the Finlandia vein, Colquí district, Central Peru. *Econ. Geol.*, vol. 72 : 950-982.

- KAMILLI (R.J.), OHMOTO (H.), PETERSEN (U.) et DIAZ BERNAL (N.), 1979. — Geoquímica de la veta Finlandia y el origen de los yacimientos de plata y oro de tipo « Bonanza ». *Bol. Soc. Geol. Peru.* tome 60 : 73-100.
- KIHIEN (A.), 1975. — Alteracion y su relacion con la mineralizacion en el porfido de cobre de Cerro Verde. *Bol. Soc. Geol., Peru*, tome 46 : 103-126.
- KIHIEN (A.), 1979. — Geologie du porphyre cuprifere de Quellaveco (Pérou) : étude pétrogénétique des altérations et des fluides associés. Thèse Docteur-Ingenieur I.N.P.L. Nancy, 167 p.
- KOBE (H.W.), 1977. — El grupo Pucara y su mineralizacion en el Peru Central. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome : 55-56 : 45-60.
- KONTAK (D.J.), CLARK (A.H.) et FARRAR (E.), 1984. — The magmatic evolution of the Cordillera Oriental, southeastern Peru : 203-219 in Andean magmatism-Chemical and isotopic constraints. R.S. Harmon et B.A. Barreiro, éditeurs, Shiva, 250 p.
- KROSS (G.) et NUNEZ (J.), 1979. — Un concepto genetico para el yacimiento de zinc y plomo « El Extrano » y su importancia para la mineria. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 63 : 205-216.
- LACY (W.C.), 1949. — Types of pyrite and their relations to mineralization at Cerro de Pasco, Peru. Unpub. Ph.D. Thesis, Harvard Univ.
- LANDIS (G.P.) et RYE (R.O.), 1974. — Geologic fluid inclusion and stable isotope studies of the Pasto-Bueno W-base metal ore deposit, Northern Peru. *Econ. Geol.* vol. 69, n° 7 : 1025-1059.
- LAUBACHER (G.), 1978. — Géologie de la Cordillère orientale et de l'Altiplano au nord et nord-ouest du lac Titicaca (Pérou). *Trav. et doc. ORSTOM*, n° 95, 217 p.
- LAUGHLIN (A.W.), DAMON (P.E.) et WATSON (B.N.), 1968. — Potassium-argon dates from Toquepala and Michiquillay, Peru. *Econ. Geol.*, vol. 63 : 166-168.
- LAVENU (A.) et MAROCCO (R.), 1984. — Sédimentation continentale et tectonique d'une chaîne liée à une zone de subduction : l'exemple des Andes centrales (Pérou-Bolivie) pendant le Tertiaire. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 1 : 57-70.
- LAVADO (M.), 1980. — Geological aspects of the Zn-Pb ore occurrences at the San Vicente mine, San Ramon, Tarma, Central Peru. Thèse Master, Texas Univ., Dallas, 148 p.
- LEHNE (R.W.), 1979. — Nuevos aspectos acerca del yacimiento de Colquijirca. *Revista CETIM* : 18-21.
- LEHNE (R.W.) et AMSTUTZ (G.C.), 1972. — Neue Beobachtungen in der Pb-Cu-Zn-Ag Lagerstätte Colquijirca, Zentral Peru. *Münster Forsch. Geol. Paläont.* 5 : 173-178.
- LEBEL (L.), 1979. — Etude des conditions de formation du porphyre cuprifere de Cerro Verde-Santa Rosa (Pérou méridional) pris dans son contexte plutonique. Thèse, Univ. Lausanne, 160 p.
- LEBEL (L.), COCHERIE (A.), BAUBRON (J.C.), FOUILLAC (A.M.) et HAWKESWORTH (C.J.), 1985. — A high-K, mantle-derived, plutonic suite from Linga, near Arequipa, Peru. *Jour. Petrol.*, vol. 26, part. 1 : 124-148.
- LEVIN (P.), 1974. — Die Pucara-sedimente im Chanchamayo Gebiete im Ost-Peru. *Geol. Rundschau*, 63 (1) : 347-356.
- LEVIN (P.) et SAMANIEGO (A.), 1975. — Los sedimentos del grupo Pucara en el area de Chanchamayo, Peru Centro-Oriental. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 45 : 45-50.
- LEVIN (P.) et AMSTUTZ (G.C.), 1976. — Kristallisation und Bewegung in Erzhytmten am Beispiel triassisch-jurassischer Lagerstätten im Ost-Peru. *Münster Forsch. Geol. Paläont.* 38/39 : 111-128.
- LEWIS (Jr., R.W.). — The geology and ore deposits of Quiruvilca district. Peru. *Econ. Geol.*, vol. 51 : 41-63.
- LY ZEVALLOS (P.), 1975. — Geologia de Milpo. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 46 : 127-136.
- McBRIDE (S.), 1977. — AK-Ar study of the Cordillera Real, Bolivia, and its regional setting. Ph. D. Thesis, Queen's Univ., Toronto, 231 p.
- McKEE (E.H.), NOBLE (D.C.), PETERSEN (U.), ARENAS (M.) et BENAVIDES (A.), 1975. — Chronology of late Tertiary volcanism and mineralization. Huachocolpa district, Central Peru. *Econ. Geol.*, vol. 70 : 388-390.
- McKEE (E.H.), NOBLE (D.C.), SHERKENBACH (D.A.), DREXLER (J.W.), MENDOZA (J.) et EYZAGUIRRE (V.R.), 1979. — Age of porphyry intrusion, potassic alteration and related skarn mineralization, Antamina district, Northern Peru. *Econ. Geol.*, vol. 74 : 928-930.
- McKINSTRY (H.E.), 1936. — Geology of the silver deposit at Colquijirca, Peru. *Econ. Geol.*, vol. 31 : 618-636.
- McLAUGHLIN (D.H.), 1924. — Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. *Geol. Cos. Amer. Bull.*, 35 : 591-632.
- MANRIQUE (J.) et PLAZOLLES (A.), 1975. — Geologia de Cuajone. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 46 : 137-150.
- MAROCCO (R.), 1978. — Un segment de la chaîne des Andes Péruviennes : la déflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère Orientale et les Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel - Sud du Pérou (12°30 à 14°00 S). *Trav. et doc. ORSTOM*, n° 94, 195 p.
- MAROCCO (R.), 1978. — Estudio Geologico de la Cordillera de Vilcabamba. *Inst. Geol. Min. Peru*, Bol. 4, ser. D, 157 p.
- MAROCCO (R.), 1979. — Corte estructural de la Cordillera de los Andes Peruanos al nivel de la deflexion de Abancay. Ensayo de interpretacion de esta deflexion. *Bol. Soc. Geol. Peru*, v. 53 : 51-68.
- MÉGARD (F.), DALMAYRAC (B.), LAUBACHER (G.), MAROCCO (R.), MARTINEZ (C.), PAREDES (J.) et TOMASI (P.), 1971. — La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie. Premiers résultats. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. III, n° 1 : 5-44.
- MÉGARD (F.), 1973. — Étude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou Central. Thèse d'État, Univ. Montpellier, 263 p.
- MÉGARD (F.) et PHILIP (H.), 1976. — Plio-quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 33 : 231-238.
- MÉGARD (F.), 1978. — Étude géologique des Andes du Pérou Central. *Mém. ORSTOM*, 310 p.
- MÉGARD (F.), 1984. — The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 141 : 893-900.
- MÉGARD (F.), NOBLE (D.C.) McKEE (E.H.) et BELLON (H.), 1984. — Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of Central Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 95 : 1108-1117.
- MELCHORI (J.), 1955. — Exploracion geologica y geofisica en las minas de Cercapuquio. *Mineria*, 10 : 25-29.
- MIRANDA (A.), 1956. — El yacimiento mineral de Cercapuquio, Junin y la brunkita, mineral peruano. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 30 : 243-252.
- MITCHELL (A.H.G.) et GARSON (M.S.), 1976. — Mineralisation at plate boundaries. *Mineral Sci. Engng.*, vol. 2, n° 8 : 129-170.
- MITCHELL (A.H.G.) et GARSON (M.S.), 1981. — Mineral deposits and global tectonic setting. Academic Press, 405 p.
- MUKASA (S.B.) et TILTON (G.R.), 1985. — Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal Batholith, Peru, p. 203-207 in Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes, Pitcher, W.S. et al. ed, Blackie, 328 p.
- MUKAŠA (S.B.) et TILTON (G.R.), 1985. — Pb isotope systematics as a guide to crustal involvement in the generation of the Coastal Batholith, Peru : 235-238 in Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes, Pitcher, W.S. et al., ed, Blackie, 328 p.
- NAGELL (R.H.), 1960. — Ore controls in the Morococha district. *Econ. Geol.*, vol. 55 : 962-984.
- NEWELL (N.D.), 1949. — Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Amer., Memoir* 36, 111 p.

- NOBLE (D.C.), McKEE (E.H.), FARRAR (E.) et PETERSEN (U.), 1974. — Episodic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 21 : 213-220.
- NOBLE (D.C.), McKEE (E.H.) et MÉGARD (F.), 1979. — Early Tertiary « Incaic » tectonism, uplift and volcanic activity, Andes of Central Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, part.1, vol. 90 : 903-907.
- NOBLE (D.C.), FARRAR (E.) et COBBING (E.J.), 1979. — The Nazca group of South-Central Peru : age, source, and regional volcanic and tectonic significance. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 45 : 80-86.
- NOBLE (D.C.), McKEE (E.H.), EYZAGUIRRE (V.R.) et MAROCCO (R.), 1984. — Age and regional tectonic and metallogenic implications of igneous activity and mineralization in the Andahuaylas-Yauri belt of Southern Peru. *Econ. Geol.*, vol. 79 : 172-176.
- NOBLE (D.C.), VOGEL (T.A.), PETERSON (P.S.), LANDIS (G.P.), GRANT (N.K.), JEZEK (P.A.) et McKEE (E.H.), 1984. — Rare-element-enriched, S-type ash-flow tuffs containing phenocrysts of muscovite, andalusite, and sillimanite, southeastern Peru. *Geology*, v. 12 : 35-39.
- NORMAN (D.I.) et LANDIS (G.P.), 1983. — Source of mineralizing components in hydrothermal ore fluids as evidenced by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ stable isotope data from the Pasto Bueno deposit, Peru. *Econ. Geol.*, vol. 78 : 451-465.
- OYARZUN (J.) et FRUTOS (J.), 1980. — Metallogenesis and porphyry deposits of the Andes (Southeastern Pacific region). *Memoire du BRGM*, n° 106 : 50-62.
- PAREDES (J.), 1972. — Étude géologique de la feuille de Jauja au 1/100 000^e (Andes du Pérou central). Thèse 3^e cycle, USTL, Montpellier.
- PAREDES (J.), 1982. — Los yacimientos de tipo « Hualgayoc » del sector Nor-Andino. Sem. Explor. y Metalog. Yacim. Min., UNI, Lima, 15 p.
- PETERSEN (G.) et VIDAL (C.), 1983. — Tres épocas metalogenéticas evidenciadas en el Cenozoico del Perú. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 71 : 107-116.
- PETERSEN (U.), 1965. — Regional geology and major ore deposits of Central Peru. *Econ. Geol.*, vol. 30 : 407-476.
- PETERSEN (U.), 1975. — Nuevas investigaciones de yacimientos peruanos. Séminaire « Paragenesis, zoneamiento y exploración ». Univ. Catol., Lima, 27 p.
- PITCHER (W.S.), ATHERTON (M.P.), COBBING (E.J.) et BICKINSALE (R.D.) (éditeurs), 1985. — Magmatism at a plate edge : the Peruvian Andes. Blackie, Glasgow, 328 p.
- PONZONI (S.E.), 1982. — Metalogenia del Perú. In : Metallogenesis in Latino America. Publ. IUGS n° 5, Mexico.
- RAMIREZ (S.F.), 1980. — Geología del distrito minero de Colquijirca. Rapport interne (inédit), C.M. El Brocal, 31 p.
- RIBERA (N.) et KOBE (H.W.), 1983. — Metalogenia del Domo de Yauli. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 72 : 177-196.
- RIPLEY (E.) et OHMOTO (H.), 1977. — Mineralogic, sulfur isotope and fluid inclusions studies on the stratabound copper deposit at the Raul mine, Peru. *Econ. Geol.*, vol. 72 : 1017-1041.
- ROMANI (M.), 1982. — Géologie de la région minière Uchucchacua-Hacienda Otuto, Pérou. Thèse 3^e cycle, Inst. Dolomieu, Grenoble, 176 p.
- RYE (R.O.) et SAWKINS (F.J.), 1974. — Fluid inclusions and stable isotope studies on the Casapalca Ag-Pb-Zn-Cu deposit, Central Peru. *Econ. Geol.*, vol. 69 : 181-205.
- SAITO (N.), KAWASAKI (M.), AIKAWA (K.) et HIBI (F.), 1981. — Ore genesis and exploration of the Huanzala mine. *Min. Geol. Jap.*, v. 31 : 421-428.
- SAMANIEGO (A.), 1978. — Schichtgebundene Erze der Grube El Extrano (Ancash, Peru) und ihr geologischer Rahmer. Dipl. Arbeit, Univ. Heidelberg, 97 p.
- SAMANIEGO (A.), 1981. — Stratabound Pb-Zn-(Ag-Cu) ore occurrences in Early Cretaceous sediments of North and Central Peru. A contribution to their metallogenesis. Thèse Dr., Univ. Heidelberg, 209 p.
- SANTA CRUZ (S.), GUERRERO (T.), CASTILLA (F.) et CARO (E.), 1979. — Geología de yacimientos de cobre en « skarn » en la region Sur-Oriental del Perú. *Bol. Soc. Geol. Peru*, tome 59 : 153-176.
- SATCHWELL (P.C.), 1983. — Geología de la mina Cuajone. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 72 : 127-146.
- SATO (H.) et SAITO (N.), 1977. — Pyrite zones and zonal distribution of Cu-Zn-Pb ores in Huanzala mine, Central Peru. *Min. Geol. Jap.*, 27 : 132-141.
- SEBRIER (M.), MAROCCO (R.), CROSS (J.J.), MACEDO (S.) et MONTOYA (M.), 1979. — Evolucion neogena del piedemonte Pacifico de los Andes del Sur del Perú. II Cong. Geol. Chileno, Actas, 3 : 171-188.
- SEBRIER (M.), LAVENU (A.), FORNARI (M.) et SOULAS (J.P.), sous presse. — Tectonics and uplift in the Andes of South Peru and Central Bolivia from Oligocene to Present.
- SHACKLETON (R.M.), RIES (A.C.), COWARD (M.P.) et COBBOLD (P.R.), 1979. — Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru. *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 136 : 195-214.
- SILBERMAN (M.L.) et NOBLE (D.C.), 1977. — Age of igneous activity and mineralization, Cerro de Pasco, Central Peru. *Econ. Geol.*, vol. 72 (6) : 925-930.
- SZEKELY (T.S.) et GROSE (L.T.), 1972. — Stratigraphy of the carbonate, black shale and phosphate of the Pucara group (Upper triassic-Lower jurassic), Central Andes, Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83 (2) : 407-428.
- SILLITOE (R.H.), 1972. — A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, vol. 67 : 184-197.
- SILLITOE (R.H.), 1974. — Tectonic segmentation of the Andes : implications for magmatism and metallogeny. *Nature*, v. 250 : 542-545.
- SILLITOE (R.H.), 1976. — Andean mineralization : a model for the metallogeny of convergent plate margins. *Geol. Assoc. Canada. Spe. Pap.*, n° 14 : 59-100.
- SILLITOE (R.H.), 1980. — Cauldron subsidence as a possible inhibitor of porphyry copper formation. *Mining Geology (Japan)*, Spec. Issue, n° 8 : 85-93.
- SOLER (P.), 1982. — Comentario sobre la distribución de elementos menores y trazas (Ag, Bi, Hg, Se, Cd, In, Ge, Ga, Sn) en los yacimientos de Pb-Zn del Perú Central. V. Cong. Lat. Amer. Geol. Actas IV : 159-175.
- SOLER (P.) et LARA (M.A.), 1983. — Metales menores y trazas asociados al plomo y al zinc en los yacimientos polimetálicos de los Andes Peruanos. Síntesis regional. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 72 : 147-158.
- SOLER (P.), sous presse. — La province polymétallique des Andes du Pérou Central : géochimie des minerais polymétalliques (*Miner. Dep.*).
- SOLER (P.), sous presse. — La province polymétallique des Andes du Pérou central. Synthèse géologique. (*Chron. Rech. Min.*).
- SOLER (P.) et BONHOMME (M.), sous presse. — New K-Ar ages determinations of intrusive rocks from Western Cordillera and High Plateaus of Central Peru. Implications on cenozoic migration of magmatic activity and on metallogenesis (*Earth Sci. Rev.*).
- STEINMAN (G.), 1929. — Geologie von Peru. Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg, 448 p.
- STEPHAN (S.), 1972. — Genese der subvulkanischen Silberzänge von Cailloma in Peru Und die durch die Genese bedingten bergbaulichen Nutzungsmersale. Thèse Dr., Univ. Claustal.
- STEWART (J.W.), EVERNDEN (J.F.) et SNELLING (N.J.), 1974. — Age determinations from andean Peru : a reconnaissance survey. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85 : 1107-1116.
- TERRONES (A.), 1958. — Structural control of contact metasomatic deposits in the Peruvian cordillera. *Am. Inst. Min. Metal. Petr. Eng.*, v. 211 : 365-372.

- THOUVENIN (J.M.), 1983. — Les minéralisations polymétalliques à Zn-Pb-Cu-Ag de Huaron (Pérou Central). *Minéralographie des minerais et pétrographie des altérations des éponges*. Thèse Ing. Dr., E.N.S. Mines Paris, 223 p.
- THOUVENIN (J.M.), 1984. — Le gisement polymétallique à Zn-Pb-Cu-Ag de Huaron (Pérou) : description des corps minéralisés, étude paragénétique, datations K/Ar des altérations hydrothermales, répartition de l'argent. *Chron. Rech. Min.*, n° 477 : 35-54.
- TOSDAL (R.M.), FARRAR (E.) et CLARK (A.M.), 1981. — K-Ar geochronology of the late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Jour. Volcanol. Geother. Res.*, vol. 10 : 157-174.
- TSUCHIYA (Y.), TOLEDO (M.), MENDOZA (D.) et SOTO (R.), 1983. — Geología del yacimiento minero de Huanzala. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 71 : 176-190.
- VALDEZ (M.), 1983. — Alteracion y mineralizacion hidrotermal del manto Cobriza - Mina Cobriza. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 72 : 111-126.
- VALENCIA HERRERA (J.), PICHAVANT (M.) et ESTEYRIES (C.), 1984. — Le volcanisme ignimbrétique peralumineux plio-quaternaire de Macusani, Pérou. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 298, série II, n° 3 : 77-82.
- VALERA (J.), INJOQUE (J.), VIDAL (C.) et ZEGARRA (J.), 1983. — Manifestaciones de baritina hidrotermal en el batolito de la costa. *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 70 : 47-50.
- VATIN PERIGNON (N.), VIVIER (G.), SEBRIER (M.) et FORNARI (M.), 1982. — Les derniers événements andins marqués par le volcanisme cénozoïque de la Cordillère Occidentale Sud-Péruvienne et de son piedmont pacifique entre 15°45' et 18°S. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), t. XXIV, n° 3 : 649-650.
- VERA (F.), 1983. — Reinterpretacion genetica de la mineralizacion en el domo de Yauli. *Bol. Soc. Geol., Peru*, n° 71 : 176-190.
- VIDAL (C.), 1983. — Mineral deposits associated with the Peruvian Coastal Batholith and its volcanic country rocks. Ph. D. Thesis, Univ. Liverpool, 239 p.
- VIDAL (C.) et CABOS (R.), 1983. — Zonamiento regional de las alteraciones y menas hidrotermales en Hualgayoc - Cajamarca. *Bol. Soc. Geol., Peru*, n° 71 : 117-124.
- WARD (H.S.), 1961. — The pyrite body and copper ore bodies, Cerro de Pasco mine, Central Peru. *Econ. Geol.*, vol. 56 : 402-422.
- WAUSCHKUHN (A.), 1979. — Geology, mineralogy and geochemistry of the stratabound Cu-deposits in the Mesozoic Coastal Belt of Peru. *Bol. Soc. Geol., Peru*, tome 62.
- WILSON (J.J.), 1963. — Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 47 (1) : 1-34.
- WU (I.) et PETERSEN (U.), 1977. — Geochemistry of tetraedrite and mineral zoning at Casapalca, Peru. *Econ. Geol.*, vol. 72 : 993-1016.
- ZIMMERMANN (J.-L.) et KIHLEN COLLADO (A.), 1983. — Détermination par la méthode K/Ar de l'âge des intrusions et des minéralisations associées dans le porphyre cuprifère de Quellaveco (Sud Ouest du Pérou). *Miner. Depos.*, 18, p. 207-213.