LES PLACERS D'OR DE BOLIVIE: MILIEUX DE FORMATION ET STRUCTURE GEOLOGIQUE

Gerard Herail¹⁻⁴, Michel Fornari¹, Giovani Viscarra², Jose antonio ruiz³⁻⁴, Luis Pozzo², Jean-François Dumont¹.

1:ORSTOM, C.P.9214, La Paz, Bolivia.

2 : Facultad de Ciencias Geológicas, C.P. 12198, La Paz, Bolivia.

1 et 2 : Convention UMSA-ORSTOM.

3: UNRFNRE, Casilla 11726, La Paz, Bolivia

4: Convention UNRFNRE-ORSTOM

RESUME: Une partie importante de la production d'or de Bolivie provient de l'exploitation de placers. Ces gisements sont répartis sur tout le territoire mais c'est dans la Cordillère Orientale qu'ils sont les plus nombreux. La majorité des placers boliviens sont d'origine fluviatile mais il existe aussi d'importants placers d'origine glaciaire (Suches) et quelques petits placers d'origine éluviale. Généralement ces placers sont associés à un seul événement géologique (placers monogéniques) dérivant de l'érosion d'une minéralisation primaire par un cours d'eau. Cependant les plus importants d'entre eux résultent de la succession de plusieurs phases de sédimentation séparées par des phases de remaniement contrôlées par l'évolution structurales de la chaîne des Andes (placers polygéniques). C'est le cas du placer de Tipuani dont la formation qui a débuté pendant le Miocène a été étroitement controlée par la structuration du front amazonien de la Cordillère Royale et de la Zone Subandine. La formation des placers de l'Amazonie bolivienne n'est que l'ultime conséquence de cette évolution.

RESUMEN: Una parte importante de la produccioón de oro de Bolivia procede de la explotación de placeres. Estos yacimientos están distribuidos en todo el territorio, pero es en la Cordillera Oriental que son más numerosos. La mayoría de los placeres bolivianos son de origen fluvial pero existen también importantes placeres de origen glaciar (Suches) y más pequeños placeres de origen eluvial. Generalmente, estos placeres están asociados a un solo evento geológico (placeres monogénicos); proceden de la erosión de una mineralización primaria por un curso de agua. Sin embargo, los más importantes proceden de la sucesión de varias fases de sedimentación entrecortadas por fases de erosión y removilización del sedimento (placeres poligénicos). Esta evolución está controlada por la evolución estructural de los Andes bolivianos. Es el caso del placer de Tipuani, cuya genesis empezó en el transcurso del Mioceno estrechamente controlada por la estructuración del frente amazónico de la Cordillera Real y de la zona subandina. La formación de los placeres de la Amazonia boliviana es la última consecuencia de esta evolución.

Les placers d'or se forment, comme tous les placers, dans le domaine supergène par concentration résiduelle de minéraux à partir de l'érosion soit de minéralisations primaires soit de minéralisations secondaires préexistantes. Cependant, la structure des placers et les

caractéristiques de la minéralisation dépendent de la nature de la minéralisation-source érodée, de l'agent de sélection (rivière, glacier, altération météorique...) et du contexte géomorphologique et structural. Ainsi se forment des placers monogéniques c'est-à-dire résultant de l'érosion d'une seule source primaire par un seul type d'agent géomorphologique au cours d'une seule phase de géomorphogénèse. Au contraire les placers polygéniques sont formés soit par la conjonction de l'action de différents agents de géomorphogénèse soit par la succession de plusieurs phases de géomorphogénèse. Ce sont généralement les placers polygéniques qui sont les plus volumineux et qui présentent le plus d'intérêt économique.

En Bolivie, il existe de nombreux placers d'or répartis sur tout le territoire (fig. 1) correspondant, pour la plupart d'entre eux, à des placers d'origine fluviatile conservés dans le lit actuel des cours d'eaux ou sous forme de terrasses alluviales (Ahlfeld et Schneider-Scherbina, 1964; Ruiz, 1972; Heuschmidt, 1986; Matthews, 1988). Il existe aussi d'autres types de placers formés dans d'autres contextes: environnements glaciaires, écoulements en milieu semi-aride (Altiplano méridional) et aussi dans des milieux où la météorisation joua un rôle important comme ce fut le cas dans l'Oriente bolivien (Biste, 1985; Biste et al., 1991). En revanche, s'il y a sur le bouclier de l'est de la Bolivie des indices de l'existence de placers précénozoiques à la base des conglomérats du groupe Sunsas du Protérozoïque supérieur, ceux-ci sont encore mal connus (Litherland et al, 1986). Seuls les placers cénozoïques d'origine détritique sont pris en compte dans cet article.

On peut regrouper les placers actuellement exploités en Bolivie, que ce soit de manière artisanale ou de manière industrielle, en plusieurs catégories selon leur histoire et leur environnement géologique.

- des placers formés en milieu fluviatile à partir de l'érosion de filons de quartz encaissés dans les terrains du Paléozoïque (essentiellement Ordovicien); ce sont des placers de taille généralement réduite mais ils sont très amplement représentés dans la Cordillère Orientale du nord de la Bolivie où ils sont intensément exploités.
- des placers formés en milieu glaciaire, dans le même contexte géologique que ceux qui viennent d'être décrits. Ils correspondent à des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires conservés à l'amont des vallées qui furent occupées par les glaciers durant les périodes froides du Quaternaire. Ces dépôts n'ont généralement que peu d'intérêt économique et ne sont pas exploités à l'exception des moraines de la région de Suches au pied de la Cordillère d'Apolobamba et dans la région de Vilaque au pied de la Cordillère Royale (fig. 1).
- des placers formés en milieu fluviatile semi-aride à partir de l'érosion soit de filons de quartz soit de minéralisations contenues dans les volcanites tertiaires. Des placers de ce type sont connus sur l'Altiplano mais ils sont toujours de volume réduit et ne peuvent être mis en valeur que par une exploitation artisanale.
- des placers formés en milieu fluviatile de plaine d'avant-pays. Dans ce cas l'or a été transporté sur de très grandes distances (plusieurs centaines de kilomètres) ce qui explique les caractéristiques de la minéralisation (particules d'or petites, granulométrie homogène) et la structure de ces gisements. C'est le long du cours amazonien du Madre de Dios et du Madera (fig. 1) que sont développés, en Bolivie, de tels placers.

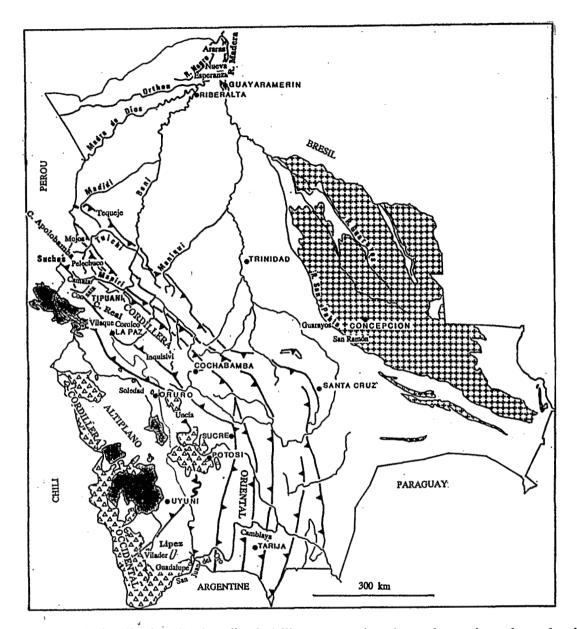


Fig. 1: Carte de localisation. Le bouclier brésilien est représenté par des croix et les volcanites cénozoïques par des triangles. Les limites structurales sont extraites de Sempere et al. 1988.

- des placers polygéniques résultant de la succession de différents événements géologiques et géomorphologiques qu'ils soient de même nature (succession de phases d'érosion et de sédimentation fluviales) ou de nature différente. La minéralisation primaire source peut avoir des caractéristiques homogènes (par exemple être constituée seulement par un type de filons de quartz) ou associer plusieurs types d'occurences. La formation de ces placers s'étend sur plusieurs millions d'années, durée beaucoup plus longue que celle qui gère la formation des placers déjà décrits. Le célèbre placer de Tipuani appartient à cette catégorie ainsi que les placers moins importants de la région de Soledad. La succession des différentes phases de géomorphogénèse qui contribuent à la formation de tels placers peut être due à des changements climatiques successifs, par exemple des glaciations, mais dans le cas des Andes

boliviennes, au Cénozoïque, les changements de dynamique sont contrôlés surtout par l'évolution tectonique.

Le but de cet article est de décrire les placers boliviens d'âge cénozoïque en fonction de l'environnement dans lequel ils se sont formés et de leur structure géologique. Pour cela tous les placers connus en Bolivie ne seront pas décrits de manière exhaustive mais seulement ceux qui sont considérés comme représentatifs de chacun des groupes déjà énumérés. Successivement seront considérés les placers monogéniques d'origine fluviatile de la Cordillère Orientale, les placers glaciaires de la région de Suches-Antaquilla, les placers développés en milieu semi-aride de l'Altiplano et, enfin, les placers polygéniques d'origine fluviale du nord du pays, groupe dans lequel sont inclus les placers du bassin de Tipuani, du domaine subandin nord (vallées du Kaka, Alto Beni, Tuichi,...) ainsi que du Beni et du Madre de Dios tout au long de leur traversée de la plaine amazonienne de Bolivie.

LES PLACERS FLUVIATILES MONOGENIQUES DE LA CORDILLERE ORIENTALE.

Ces placers sont développés dans des vallées fluviatiles à forte pente et sont peu étendus. Ils sont constitués par des sédiments d'origine fluviale ou fluvio-torrentielle conservés soit en terrasses soit dans le lit des cours d'eau. A l'amont ces alluvions passent à des sédiments fluvioglaciaires ou glaciaires mais ces derniers sont généralement peu minéralisés à la différence des sédiments fluviatiles déposés plus en aval. L'or qu'ils contiennent provient, pour l'essentiel, de l'érosion de filons de quartz généralement contenus dans l'Ordovicien (Ahlfeld et Schneider-Scherbina, 1964; Tistl, 1986; Fornari et Hérail, 1991). Cet or est généralement très pur, sa finesse est fréquemment supérieure à 950% mais localement elle peut descendre à des valeurs de l'ordre de 870%. Que ce soit dans la Cordillère d'Apolobamba ou dans la Cordillère Royale (fig. 1), l'or est présent dans les filons sous forme de particules d'or libre; la paragénèse est composée fondamentalement par du quartz, de la chlorite, de l'albite, de la pyrite et de l'arsénopyrite avec de la scheelite, de la chalcopyrite, de la sphalérite, de la galène et de la pyrrhotite comme accompagnants secondaires (Tistl, 1985; 1990). A côté de cette source d'or il existe aussi de l'or micronique inclus dans les sulfures (Fornari et Hérail, 1991). Au sud, depuis la latitude de Oruro jusqu'à la frontière argentine, l'or est présent sous forme d'or natif dans le quartz mais aussi associé à la stibine (Ahlfeld et Schneider-Scherbina, 1964) soit dans les fractures, soit en minuscules inclusions ou en textures mirmékitiques. Il est aussi présent dans les fractures de la pyrite et de la sphalérite (Lehrberger, 1988). La finesse de l'or provenant du quartz ou des sulfures est moindre (1,6 à 6,5% d'Ag) que celle de l'or associé à la stibine qui contient seulement de 0 à 1,5% d'Ag (Lehrberger, 1988).

Les placers qui dérivent de l'érosion de ces minéralisations sont répartis dans toute la Cordillère Orientale mais c'est là où les minéralisations primaires sont le mieux représentées et où elles ont été érodées qu'ils sont le plus développés comme c'est le cas (fig. 1) dans le district de Mojos (rios Mojos, Pelechuco, Amantala y Motosolo principalement) dans les hautes vallées des rivières qui débouchent dans le bassin de Tipuani (rio Camata, rio Consata et ses affluents comme le Chichimbaya et le Murmuntani, rio Tipuani, rio Challana), la haute vallée du rio Coroïco et certains de ses affluents notamment ceux qui drainent la zone de Coripata. Au sud du rio La Paz, on n'a nulle part une concentration de placers aussi

importante que dans la Cordillère d'Apolobamba ou que dans la Cordillère Royale. Dans les districts miniers d'Inquisivi-Ayopaya, quelques torrents transportent des alluvions aurifères (par exemple le rio Choquecalmiri) ainsi que le rio Cotacajes dont les affluents érodent les minéralisations contenues dans l'Ordovicien de la région de Cocapata. On connaît aussi des petits placers dans la région d'Uncia, dans les cours d'eau qui drainent la partie amont du bassin-versant du Chayanta. Les placers fluviatiles des vallées du Camblaya et du San Juan del Oro sont les plus méridionaux de Bolivie; l'or qu'ils contiennent provient de l'érosion de minéralisations aurifères contenues dans des filons de quartz et quartz-antimoine encaissées dans l'Ordovicien mais aussi, pour une part sans doute minoritaire, des volcanites miocènes des Lipez (fig. 1).

Tous ces placers sont d'âge quaternaire. Ils se formèrent dans le même contexte géomorphologique de vallées montagnardes étroites à forte pente longitudinale dans un environnement fluviatile, qui, à l'amont, était parfois en contact avec le milieu glaciaire. Dans la plupart des cas l'or provient de l'érosion de filons de quartz aurifère contenus dans l'Ordovicien. Ces gisements sont constitués par des sédiments fluviotorrentiels mal triés. Les terrains minéralisés sont recouverts d'une surcharge stérile de plusieurs mètres d'épaisseur; ce sont les sédiments qui reposent sur le bedrock qui sont les plus riches. Dans le rio Mojos (Freydanck, 1964) on a mesuré des teneurs de plusieurs grammes à plusieurs dizaines de grammes par mètre cube au niveau du bedrock tandis que la teneur moyenne mesurée dans la partie supérieure de l'alluvion est de l'ordre de 150 mg/m³. C'est dans ce type de placer que l'on trouve les plus belles pépites.

LE PLACER GLACIAIRE DE SUCHES-ULLA ULLA.

Ce placer est situé au pied de la Cordillère d'Apolobamba, dans la partie nord de la cuvette d'Ulla Ulla (fig. 1). C'est une région de vieille tradition minière, sans doute précoloniale (Bertelot, 1978) et déjà en 1542 les espagnols lavaient de l'or sur les rives de la Laguna Suches et ceci jusqu'en 1767 moment où les indiens assaillirent les mineurs (Anonyme, 1887). Il reste des vestiges tant des travaux miniers que des infrastructures et du campement. A la fin du siècle dernier une compagnie anglaise reprit l'exploitation des moraines à l'aide de monitors; en 1899 elle produisit 11,42 kg d'or. Au total c'est environ 1500000 m³ d'alluvions glaciaires qui ont été traités. Si l'on excepte quelques exploitations artisanales sporadiques, au XX° siècle on a seulement assisté à des travaux d'exploration et d'évaluation plus ou moins détaillés réalisés par la South American Placers (1959), Comibol et Geobol dans les années soixante dix, Estalsa (1986) et quelques autres organismes. En 1990, le Fond Rotatoire des Nations Unies pour l'Exploration des Ressources Naturelles en convention avec l'ORSTOM a entrepris l'exploration et l'évaluation des alluvions glaciaires et fluvioglaciaires dans la zone comprise entre la frontière péruvienne et la lagune Cololo (fig. 2).

Le remplissage sédimentaire récent du bassin d'Ulla Ulla est complexe et toutes les formations qu'il contient ne sont pas aurifères (Hérail et Ruiz, 1990; Hérail et al, 1991). Le remplissage sédimentaire repose en discordance sur des terrains du Paléozoïque (Silurien à Permien). A la base affleurent des conglomérats constitués par des galets bien émoussés déposés dans un environnement fluviatile (ou fluvioglaciaire?) qui, localement passent à des

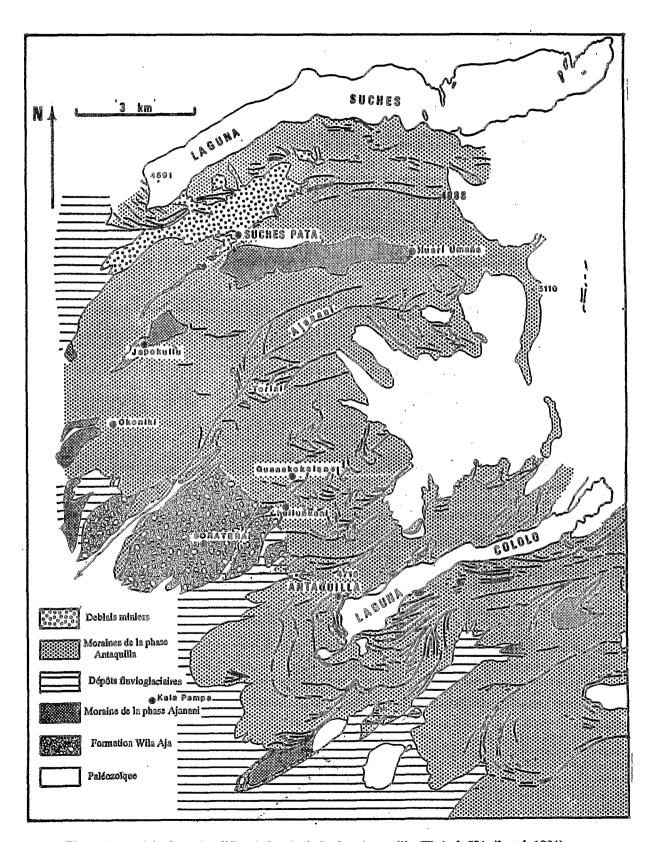


Fig.2: Carte géologique simplifiée du bassin de Suches-Antaquilla (Tirée de Hérail et al. 1991)

cet ensemble constitue la Formation Wila Aja qui se déposa, au moins partiellement, durant le Pliocène. Vers le haut cette formation est coupée par une surface d'érosion, le glacis Soratera, sur lequel un épais sol rouge s'est développé. Près des reliefs de la cordillère, la Formation Wila Aja, le glacis Soratera et le paléosol qui le couvre ont été érodés et recouverts par des sédiments morainiques de couleur ocre qui sont les témoins d'une ancienne glaciation dénommée Glaciation Ajanani. Ces sédiments ne se marquent pas dans la morphologie par des arcs; ils sont tronqués par un glacis, le glacis Putina. Dans toute la région comprise entre Suches et Antaquilla (fig. 2), le paléosol qui couvre le glacis Soratera est conservé, généralement de manière incomplète, sous les moraines de la Glaciation Ajanani ce qui signifie que, tout au moins dans la zone d'observation, le volume de sédiments érodés durant la progression du glacier qui déposa ces moraines est inférieur à l'épaisseur (environ 6 mètres) du paléosol développé sur le glacis Soratera. Les sédiments et formes déjà décrits ont été recouverts par des apports plus récents d'origine glaciaire pendant la Glaciation Antaquilla, Leur épaisseur est très variable mais dépasse souvent 30 m. A la différence de la Glaciation Ajanani, la Glaciation Antaquilla se marque à la fois dans la stratigraphie mais aussi dans la morphologie par des formes glaciaires nettes (arcs morainiques frontaux, moraines latérales,...) dont l'étude a permis de séparer deux phases majeures d'extension de cette glaciation dénommées Antaquilla 1 et Antaquilla 2. Elles ont précédé le retrait général des glaciers marqué dans le paysage par un grand nombre d'arcs frontaux (fig. 2).

Les différentes formations présentes dans le bassin d'Ulla Ulla sont représentées ou ont leur équivalent dans les bassins qui se succèdent au pied de la Cordillère Orientale (tableau 1). La Formation Wila Aja est l'équivalent local de la Formation Arco Aja décrite dans le bassin d'Ananea qui prolonge au Pérou le bassin d'Ulla Ulla; dans la Formation Arco Aja une couche de cendres nous a donné un âge de 3,8 Ma (Laubacher et al., 1984) ce qui indique que ces deux formations sont contemporaines de la formation La Paz (Dobrovolny, 1962; Servant, 1977; Lavenu, 1986). Toutes les formations et formes plioquaternaires plus récentes décrites dans le bassin d'Ulla Ulla sont représentées dans le bassin d'Ananea au Pérou et dans le bassin de La Paz ainsi que dans les cuvettes qui bordent, au sud-ouest, la Cordillère d'Apolobamba et la Cordillère Royale. La Glaciation Ajanani est contemporaine de la Glaciation Sorata et les deux principales phases de la Glaciation Antaquilla correspondent aux phases Choqueyapu 1 et 2 de la dernière glaciation définies dans la région de La Paz (Servant, 1977). Nous n'avons pas pu dater les moraines les plus anciennes de la Glaciation Antaquilla qui sont plus vieilles que les âges que l'on peut obtenir au C¹⁴. Les moraines de la deuxième phase de cette glaciation reposent, dans la vallée d'Ajanani (fig. 2), sur des sédiments interglaciaires contenant des fragments végétaux sur lesquels nous avons obtenu un âge radiométrique C¹⁴ de 23790 +2620 1990 (Hérail et al., 1991) ce qui affine les données obtenues jusque là dans pareil contexte indiquant que le début de la deuxième phase de la Glaciation Antaquilla est postérieur à 24000 ans. Après la phase Antaquilla 2 les glaciers ont reculé mais cet événement n'a pas été continu comme l'attestent les nombreux arcs morainiques échelonnés sur les versants notamment dans la vallée de la lagune Cololo (fig. 2). Beaucoup de ces arcs sont sans doute antérieurs au début de l'Holocène (Gouze et al., 1987) et il est probable qu'aux alentours de 10000 ans BP le front des glaciers était à une altitude comparable à celle qu'il a de nos jours. A moins de 500 m de distance du front actuel des glaciers ont été recueillis, dans des sédiments postglaciaires, des échantillons de débris végétaux fossiles datés à 8475 ans BP dans la haute vallée du Cololo et à 7470 dans la haute vallée du Puyupuyu (Gouze, 1987).

Tableau 1: Corrélation stratigraphique des formations plio-quaternaires des bassins de Ancocala-Ananea, Suches et La Paz.

BASSIN D'ANCOCALA-ANANEA (Pérou)		BASSIN D'ULLA ULLA-SUCHES (Bolivie)	1	BASSIN DE LA PAZ, PIEMONT DE LA CORDILLERA REAL (Bolivie)		AGE
Glaciation Islapampa		Glaciation Antaquilla II	Glaciation Choqueyapu II		27000 BP	
Glaciation Chaquiminas		Glaciation Antaquilla I	Glaciation Choqueyapu I			
Glacis gl T4		Glacis Putina	Glacis IV			
Glaciation Ancocala		Claciation Ajanani	Glaciation Sorata			
	Glacis gl-T5	Glacis Soratera	Glacis III			
G	Haciation Limata		Glaciation Caluyo			
Formation Arco-Aja	Tuf Arco Ajja	Formation Wila-Aja	1	Formation La Paz Purapurani	Glaciation Calvario Tuf Chijini Tuf Cota-Cota	2,8 m a 3,8 m a 5,3 m a

Tous les dépôts glaciaires conservés dans la région de Suches-Antaquilla et qui ont le même âge n'ont pas la même composition car ils ont été déposés par des appareils qui drainaient des bassins-versants de nature géologique différente. Les moraines de la lagune Cololo et de la lagune Suches (fig. 2) sont composées en majorité par des galets de quartzites et de schistes qui proviennent de l'érosion de l'Ordovicien qui affleure dans la partie sommitale de la cordillère. Au contraire ceux qui s'étendent entre Chuliunkani et la vallée du rio Supusupu sont constitués seulement par des galets de grès provenant de l'érosion du Dévonien. Les sédiments glaciaires conservés dans la vallée de Ajanani (fig. 2) sont composés d'un mélange d'apports provenant de l'érosion de toutes les séries Paléozoïques. Toutefois ces différences de composition se reflètent de manière peu contrastée dans la composition du cortège des minéraux lourds. Parmi les minéraux lourds transparents, qui représentent de 10 à 50% du poids de la fraction lourde, on a identifié le zircon, la tourmaline, le rutile, l'anatase, l'épidote, la monazite, le grenat, la staurotide, la hornblende, l'hyperstène, l'augite, le sphène et la cassitérite. Généralement, quelle que soit la provenance des échantillons, le zircon est le minéral le plus abondant (60 à 90%) suivi par la tourmaline (qui peut atteindre 20%). Les sédiments qui proviennent principalement de l'érosion des terrains post-ordoviciens se distinguent des autres par l'absence ou la moindre proportion de l'anatase et de l'épidote parmi les minéraux les plus fréquents et l'absence de minéraux plus rares tels que le grenat, la staurautide, la silimanite, la hornblende, l'hyperstène, l'augite et le sphène. Ces différences de composition du matériau sont importantes car elles permettent de séparer différentes sources d'apport qui n'ont pas le même potentiel aurifère. Dans la Cordillère Orientale du nord-ouest de la Bolivie la majorité des minéralisations primaires d'or sont contenues dans des terrains de l'Ordovicien supérieur (Tistl, 1985; Hérail et al., 1988) et la cartographie des minéralisations primaires connues montre qu'il en est ainsi dans la région d'Antaquilla-Suches. Ceci explique que les moraines déposées par les glaciers dont les cirques étaient situés dans le secteur où affleure le Dévonien sont stériles ou très pauvres.

La répartition de l'or dans les alluvions glaciaires et fluvioglaciaires de cette région est, en première approximation, contrôlée par la provenance et la composition du sédiment (fig. 3). Ce sont seulement les moraines composées de dépôts provenant de l'érosion de l'Ordovicien qui, localement, ont des teneurs en or appréciables et ces teneurs ne se trouvent que dans certaines parties de la moraine. Dans le cas du glacier de Suches seule la moraine latérale gauche déposée au moment de la Glaciation Antaquilla 1 et une partie des sédiments de la zone frontale de la Glaciation Antaquilla 2 atteignent des valeurs d'intérêt économique. Ce type de distribution est contrôlé, d'une part, par la position des minéralisations sources qui, à l'amont sont situées sur la rive gauche du glacier et d'autre part par la dynamique de mise en place des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires. Des relations semblables avaient été mises en évidence, au Pérou, dans le bassin d'Ananea (Hérail et al., 1989). La superposition d'ensembles de nature différente se traduit directement par des variations verticales marquées du contenu en or; les teneurs diminuent brusquement et fortement lorsque l'on passe des moraines aux conglomérats de la Formation Wila Aja sous-jacents qui sont pratiquement stériles (fig. 3). Cependant il n'y a pas de changement de teneur au passage des sédiments morainiques de la glaciation Antaquilla à ceux de la glaciation Ajanani à condition qu'ils procèdent des mêmes zones primaires. En revanche, dans certains environnements géomorphologiques on observe des accroissements notables de la teneur en surface consécutifs au remaniement des sédiments glaciaires par le ruissellement superficiel (fig. 3). Ces matériaux sont exploités de manière artisanale par les "baranquilleros" mais ces enrichissements superficiels ne doivent pas faire illusion quant au contenu en or des sédiments sous-jacents.

La population de paillettes d'or qui constitue la minéralisation de ces placers est composée de petites paillettes de forme assez régulière mais les observation faites au MEB montrent qu'elles présentent des stries profondes et larges. De plus les bords sont peu émoussés et caractérisés par des formes d'enroulement sans que la lame de métal enroulée soit soudée au corps de la paillette. Ces traits micromorphologiques (faible émoussé des bords, enroulements, marques de pression et d'écrasements des faces,...) sont caractéristiques des paillettes d'or qui ont été transportées en milieu glaciaire (Hérail, 1988; Hérail et al., 1989). Les particules d'or recueillies dans les moraines ont été analysées à la microsonde; elles ont une finesse élevée comprise entre 950 et 990 mais il existe de fortes hétérogénéités tant au niveau de la population qu'à l'échelle d'un individu. Des analyses faites en 1901 par la Banque d'Angleterre sur un lingot produit à partir d'or provenant de la moraine de Suches ont donné une finesse de 961,5 (McCallun, 1959). La composition du coeur des paillettes recueillies dans ces alluvions est comparable à celle des grains d'or contenus dans les filons de quartz qui ont étés échantillonnés dans la Cordillère d'Apolobamba. Ces minéralisations primaires sont la source de l'or contenu dans les placers de Suches.

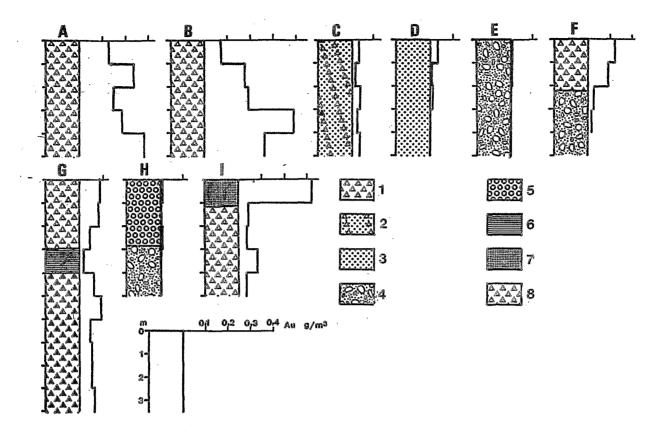


Fig. 3: Exemples de teneur en or des différents sédiments qui affleurent dans le bassin de Suches-Antaquilla. 1: Moraine de la phase Antaquilla composée de sédiments provenant de l'érosion de l'Ordovicien, 2: Moraine de la phase Antaquilla composée d'un mélange d'apports de l'Ordovicien et du Paléozoïque Moyen et Supérieur, 3: Moraine de la phase Antaquilla composée de sédiments provenant de l'érosion du Paléozoïque Moyen et Supérieur, 4: Formation Wila Aja,. 5: Fluvioglaciaire (phase Antaquilla) de la région d'Antaquilla (fig. 2), 6: Sables et graviers, 7: Sols et colluvions développés sur les versants qui recoupent les moraines de la phase Antaquilla, 8: Moraine de la phase Ajanani composée de sédiments provenant de l'érosion de l'Ordovicien.

LES PLACERS DE L'ALTIPLANO BOLIVIEN.

L'étude des placers de l'Altiplano bolivien présentée ici a été menée dans le cadre d'une convention entre l'Orstom et l'Universidad Mayor de San Andrés (UMSA, La Paz). On ne connaît dans cette région aucun placer d'or très volumineux (plusieurs dizaines de millions de m³) mais il existe de nombreux petits placers qui, parfois, sont exploités de manière artisanale. Ces placers sont dispersés dans des environnements géologiques et géomorphologiques différents les uns des autres. Certains sont associés à des minéralisations primaires encaissées dans le Paléozoïque inférieur, d'autres à des complexes volcaniques de l'arc magmatique andin, et enfin certains ont été alimentés à la fois à partir de ces deux types de sources. Cependant, dans certains cas on ne connaît pas clairement les minéralisations primaires sources. Tous ces placers ont en commun de s'être mis en place dans des milieux

d'affinité semi-aride, les alluvions et l'or étant transportés par des cours d'eau à écoulement éphémère.

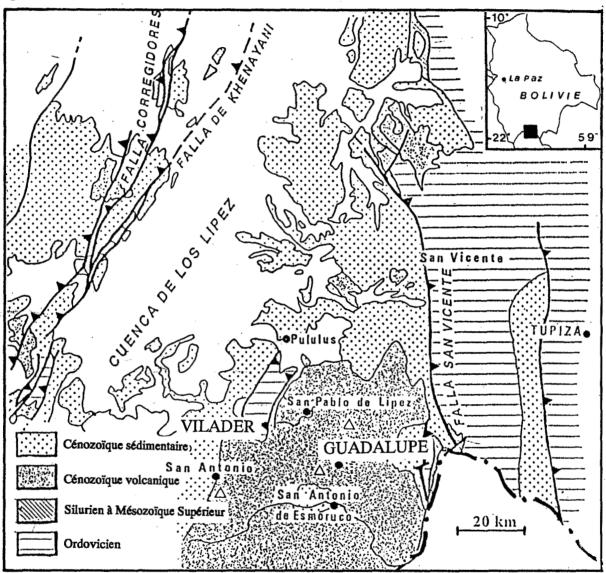


Fig. 4: Schéma géologique du bassin des Lipez et localisation de la région de Guadalupe (en blanc Quaternaire et zones non cartographiées).

LES PLACERS DE LA RÉGION DE GUADALUPE (SUD LIPEZ) ASSOCIÉS A L'ÉROSION DE VOLCANITES MIOCENES.

Dans le Sud Lipez (fig. 1), près de la frontière argentine, une zone comprise entre les Cerros Morokho, Bonete et Panizo a été explorée, et par la suite les recherches ont été étendues jusqu'à la région du cerro Lipez (fig. 4). Dans cette région affleure une

superposition de roches volcaniques d'âge miocène qui repose soit sur le Paléozoïque soit sur des formations sédimentaires cénozoïques et plus rarement mésozoïques. La succession de volcanites est composée de la superposition de roches basiques à intermédiaires (Formation Rondal) d'âge miocène couvertes en discordance érosive par des ignimbrites de composition dacitique (Meave, 1972; Kusmaul et al., 1977; Pozzo, 1990; Fornari et al., 1989). Une couche de conglomérats fluviatiles, le Conglomérat Hornocucho, provenant de l'érosion de corps dacitiques et de faciès proximaux de tufs riches en fragments de dacite, affleure sur une grande partie de la zone à l'exception des paléoreliefs positifs; ce conglomérat semble sceller des paléoglacis et des paléovallées dans lesquelles coulaient des cours d'eau éphémères de faible débit. Il est recouvert par une puissante accumulation d'ignimbrites et de tufs blancs (qui peut atteindre 700 m de puissance) et qui sont conservés en plateaux bien développés sur la rive droite du rio Guadalupe. Ces tufs et les pyroclastes qu'ils contiennent proviennent des cerros Bonete et Morokho (Fornari et al., 1989).

Dans cette région l'or est connu dans divers dépôts tout au long des principales rivières (río Guadalupe, rio San Juan de Oro,...) dans de nombreux ravins qui drainent les plateaux ignimbritiques ainsi que les sols et colluvions développés à partir des ignimbrites. L'échantillonnage systématique des alluvions du rio Guadalupe, des alluvions du fond des ravins ainsi que des sols qui couvrent les ignimbrites (fig. 5) a permis de recueillir une population assez nombreuse de particules d'or. Les paillettes provenant du rio Guadalupe présentent les caractéristiques morphologiques et micromorphologiques habituelles des paillettes d'or transportées par les rivières (aplatissement marqué, bords redoublés et émoussés, surface martelée et striée,...). Dans les ravins affluents du río Guadalupe, qui drainent les plateaux ignimbritiques la population des paillettes est composée d'individus très peu aplatis (assez souvent sphériques ou subsphériques) à la surface desquels sont conservées des formes cristallines non déformées. La morphologie des particules d'or évolue de l'amont vers l'aval; cette évolution est marquée par un accroissement de l'indice d'aplatissement mais les valeurs restent basses car la distance sur laquelle ces paillettes ont été transportées est faible et le débit de ces cours d'eau très discontinu. C'est à l'amont des ravins, dans les colluvions, que l'on recueille des paillettes qui n'ont pratiquement pas été transportées. Toutes ces particules ont une finesse élevée, leur contenu en argent est généralement inférieur à 1% sans qu'il existe de variations de composition marquées entre le bord et le centre contrairement à ce qui se passe lorsque les paillettes ont séjourné dans un profil d'altération supergène. Les paillettes d'or recueillies dans les placers de la région de Guadalupe procèdent donc directement de l'érosion des ignimbrites miocènes.

La structure de ces placers reflète les conditions de milieu dans lesquels ils se sont formés. Il existe des placers éluviaux à l'amont des ravins sur les versants peu inclinés qui recoupent les ignimbrites, par exemple dans la région de Cerro Pabellon et de Kori Pampa, formés par la conjonction de la désagrégation de la roche essentiellement par cryoclastie et par une relative concentration des éléments lourds par les écoulements superficiels durant les périodes de pluies ou de fonte de la neige. Dans les ravins la minéralisation est contenue dans un sédiment peu structuré et l'or est dispersé dans le sédiment même s'il y a des niveaux de concentration préférentielle à la base; ceci s'explique par le fait que le sédiment et l'or ont été transportés par des crues éphémères sans qu'il y ait ensuite de remaniements avant que ces matériaux ne soient recouverts par de nouveaux apports. En revanche les placers formés le long des rivières principales, qui ont un écoulement permanent (comme le rio Guadalupe ou le rio San Juan de Oro) ont une structure classique caractérisée par un net enrichissement des sédiments qui sont en contact avec le bedrock.

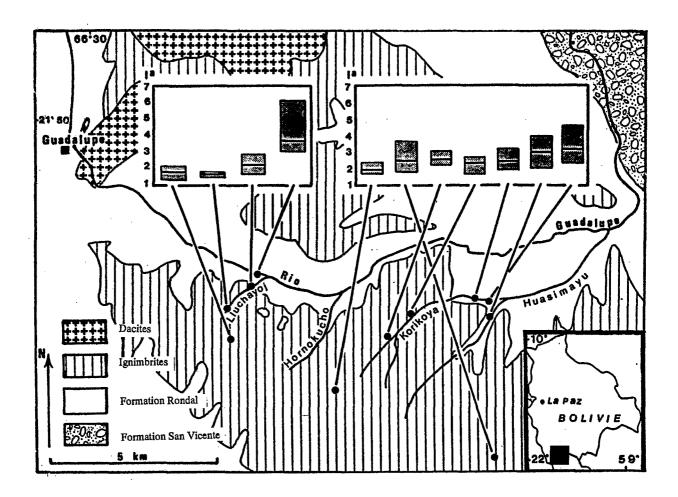


Fig. 5: Géologie et évolution de l'indice d'aplatissement (Ia) des paillettes d'or des placers alluviaux et des placers éluviaux à partir des ignimbrites de la région de Guadalupe.

LE PLACER DE VILADER: UN PLACER ASSOCIÉ A L'ÉROSION DE MINÉRALISATIONS PRIMAIRES ENCAISSÉES DANS L'ORDOVICIEN.

Le placer de Vilader (Fornari et al., ce volume) est situé dans la région de San Antonio de Lipez (fig. 1 et 4) à environ 4190 m d'altitude au pied de reliefs constitués de lutites, de grès fins et de quartzites de l'Ordovicien intensément plissés; ces reliefs constituent la terminaison méridionale de la structure de Pululus (Baby et al., 1990). Les alluvions minéralisées se distribuent en deux terrasses et dans le lit du ravin mais la minéralisation ne s'étend pas vers l'amont et se dilue rapidement vers l'aval. Sur les flancs de Relave Loma on connaît des filonnets de quartz aurifère et une petite mine a été ouverte dans une de ces structures en 1989.

La terrasse minéralisée la plus haute est épaisse de 4 à 6 m. Latéralement elle s'interstratifie avec des sédiments d'un cône de déjection qui provient de reliefs de Relave Loma. Les alluvions de la terrasse contiennent des galets bien émoussés de dacites et de tufs

mais ce sont les galets de Paléozoïque qui prédominent et ces derniers sont les seuls présents dans les alluvions des cônes de déjection.

Les particules d'or recueillies dans le placer de Vilader (Fornari et al., ce volume) sont petites; la longueur moyenne des grains est de 0,94 mm avec un écart allant de 0,1 à 6 mm, la courbe de distribution étant très dissymétrique du côté des petites dimensions. Ces grains sont très peu aplatis (valeurs de l'indice d'aplatissement compris entre 1,1 et 6 avec une valeur moyenne de 2,6) et ont des caractères micromorphologiques indicatifs d'un transport très court. L'observation en microscopie à balayage montre que des faces cristallines primaires ainsi que des moules de cristaux de l'encaissant ont été conservés. La composition des particules d'or du placer, exception faite de certains cas de perte d'argent à la périphérie des paillettes, est la même que celle des paillettes d'or extraites des filons de quartz encaissés dans l'Ordovicien qui contiennent de 5 à 9% d'argent et des traces de fer et de cuivre. Ainsi, à partir d'arguments géomorphologiques, sédimentologiques, de composition des alluvions, de morphoscopie et de composition des paillettes on peut conclure que l'or contenu dans le placer de Vilader provient de l'érosion de filons de quartz de l'Ordovicien et non pas de l'érosion de tufs miocènes qui contiennent de l'or dispersé et qui affleurent largement dans la région.

LES PLACERS DE LA RÉGION DE SOLEDAD (ORURO): DES PLACERS POLYGENIQUES FORMES EN MILIEU FLUVIATILE SEMI-ARIDE.

Dans cette région (fig. 1 et 6), connue à la fois pour sa tradition minière (Ahlfeld et Schneider-Sherbina, 1964) et pour l'exploitation moderne du gisement épithermal d'or de Kori Kollo l'exploitation des placers est peu importante; elle se concentre dans la région de Soledad-Janko-Nuño et ne s'étend pas au-delà de Conchamarca car les teneurs diminuent rapidement depuis le sud-est vers le nord-ouest. Cette exploitation ne concerne que des dépôts alluviaux quaternaires, de faible volume, conservés dans le fond de vallons amples et peu profonds qui entaillent les conglomérats miocènes de la formation Khollpana (Lizeca et al., 1990). Le sédiment minéralisé exploité est constitué par une couche de graviers et galets dont l'épaisseur est inférieure à 1 m et qui est recouverte par des colluvions épaisses d'une dizaine de mètres. La Formation Khollpana affleure depuis les environs de Jankho Nuño au SSW - jusqu'au NNE d'Eucaliptus (fig. 6). Vers le NE les conglomérats qui la composent sont chevauchés par le Paléozoïque. Les faciès des conglomérats qui constituent la Formation Khollpana varient. Près du chevauchement situé au NE il s'agit de coulées de débris à abondante matrice sableuse emballant des clastes peu émoussés de Paléozoïque; cet ensemble est strato et granocroissant et il prograde vers le SW avec des directions d'apport orientées du NE vers le SW. C'est près du contact avec le Paléozoïque et vers le haut de la série que sont conservés les faciès les plus proximaux contenant des blocs de grès dévoniens de 0,5 à 1 m de diamètre. Près du toit de la formation une coulée de laves est interstratifiée dans le sédiment et n'est pas déformée; elle est de même nature que les volcanites de Vila Vila et du Cerro Sanu Pucara dont l'âge est compris entre 11 et 13 Ma (Redwood et Macintyre, 1989). Tous ces sédiments ont été déposés dans un environnement de cônes de déjection dérivant de l'érosion des reliefs situés au NE et dont le soulèvement était entretenu par le jeu du chevauchement qui limitait le bassin dans cette direction. En revanche les sédiments conservés plus vers le SW et qui s'interstratifient avec les antérieurs sont constitués de galets bien émoussés de grès et schistes paléozoïques ainsi que de dacites altérées qui, étant donnée la géologie régionale et les directions d'écoulement mesurées dans les sédiments proviennent du SSE, vraisemblablement des intrusifs de la région d'Oruro comme le Cerro San Jose dont l'âge est compris entre 19,6 \pm 1,7 et 15,9 \pm 0,4 Ma (Redwood et Macintyre, 1989). Ces

sédiments sont organisés en séquences fluviatiles granodécroissantes qui peuvent atteindre 10 m de puissance et dont le toit est généralement érodé par la séquence susjacente. C'est par une rivière qui coulait du SE vers le NW et collectait aussi les eaux d'affluents de rive droite qui provenaient des reliefs qui limitaient le bassin au NE que ces dépôts fluviatiles ont été transportés et déposés. La Formation Khollpana est composée d'un mélange d'apports qui provenaient de l'érosion d'affleurements de Siluro-Dévonien et de l'érosion d'intrusifs dacitiques situés au SSE du bassin.

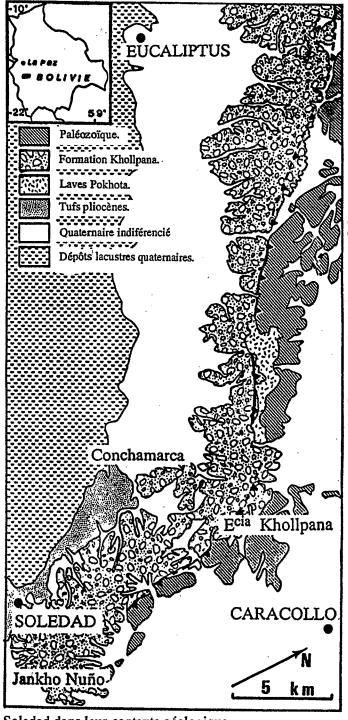


Fig. 6: Les placers de Soledad dans leur contexte géologique.

La teneur en or des alluvions quaternaires développées par remaniement des sédiments de la Formation Khollpana diminue depuis le SE vers le NW et la morphologie des paillettes d'or évolue selon la même direction. On passe de paillettes très peu émoussées au sud-est à des paillettes beaucoup plus évoluées au nord-ouest. L'analyse détaillée de la micromorphologie de la surface des paillettes peu transformées par le transport permet de séparer celles qui proviennent de l'érosion de filons de quartz de celles qui proviennent de formations volcaniques. L'existence de populations d'origine différente est également reflétée par des différences de composition entre les individus. Dans les sédiments proximaux il y a parfaite adéquation entre une morphologie caractéristique d'une origine volcanique et une finesse élevée d'une part et une morphologie indiquant une provenance de filon de quartz et une finesse plus basse d'autre part. Dans les zones plus distales, une fois gommés les traits morphologiques primaires, seule l'analyse chimique du coeur des particules permet de séparer celles qui proviennent de l'érosion des filons de quartz de celles qui procèdent des volcanites; dans ce secteur il semble que ce soit les roches volcaniques qui aient fourni la plus grande partie des paillettes d'or.

Les placers de la région de Soledad représentent un faible volume d'alluvions minéralisées mais leur genèse relève d'une histoire très complexe. La source primaire est constituée pour l'essentiel par des minéralisations contenues dans des roches volcaniques miocènes qui affleurent au sud du placer mais aussi par des filons de quartz aurifère encaissés dans le Paléozoïque. Le cycle de l'or détritique fut assez complexe. Il commence avec le dépôt de la Formation Khollpana qui contient de l'or dispersé dans le sédiment. Cette formation s'est déposée après 15,9 Ma (elle contient des galets de roches de cet âge) et, pour l'essentiel, avant 11 à 13 Ma. Au SW du bassin, prés de Soledad, la formation Khollpana est couverte en discordance fortement érosive par un tuf volcanique dont l'âge est de 5,2 Ma (Lavenu, 1986); ce tuf s'est déposé après que l'érosion ait fait disparaître environ 400 m de sédiments et ceci en 6 à 8 millions d'années. C'est seulement dans des alluvions constituant les glacis qui marquent la fin de cet épisode d'érosion (région de Khollpana) ou plus récents et conservés dans le fond de vallons qui dissèquent ces glacis et la Formation Khollpana que les teneurs en or sont suffisantes pour avoir justifié une exploitation artisanale.

Au total, sur l'Altiplano de Bolivie existent de nombreux placers qui, même s'ils sont de volume réduit, sont originaux quant à leur conditions de formation et à leurs minéralisations primaires sources. Leur étude présente peu d'intérêt du point de vue économique mais fournit des données précieuses quant à la prospection de gisements primaires dans cette région de Bolivie.

LES PLACERS FLUVIATILES POLYGENIQUES DU NORD DE LA CORDILLERE ROYALE, DE SON PIEMONT ET PLAINE D'AVANT PAYS.

Cette région (fig. 1) est réputée pour la quantité d'or qu'elle a produit et pour l'importance de sa production actuelle. C'est là que sont situés les célèbres placers de Tipuani exploités depuis la période précoloniale ainsi que les placers mis en valeur plus récemment du rio Madre de Dios et du rio Madera. Les alluvions minéralisées du versant amazonien de la Cordillère Royale et de son piémont sont particulièrement bien développées dans trois domaines morphologiques et structuraux différents: le bassin de Tipuani-Mapiri, les vallées des principales rivières traversant le sub-andin et, enfin, la plaine du Beni et du Madre de

Dios. Cependant, malgré leur distribution sur un territoire très grand, tous ces gisements sont génétiquement liés les uns aux autres et se sont mis en place au cours des dix derniers millions d'années de l'histoire des Andes.

Le bassin de Tipuani-Mapiri (fig. 7) est allongé parallèlement à la chaîne sur près de 200 km de long depuis la région d'Apolo jusqu'au nord de Coroïco, limité au NE par la Serrania de Carura qui chevauche le subandin et au SW par les reliefs de la Cordillère Royale. Cependant, c'est seulement dans la partie centrale du bassin que sont conservées les séries cénozoïques constituant la Formation Cangalli. C'est une formation détritique continentale constituée essentiellement de conglomérats fluviatiles (Frochot, 1901; Ahlfeld, 1946; Stoll, 1961; Freydanck, 1964). Le dépôt de la Formation Cangalli correspond au colmatage d'un paléoréseau hydrographique ce qui explique les importantes variations d'épaisseur (de 0 à plus de 500 m) et les nombreux changements de facies(Hérail et al.,1986; Viscarra, 1986; Hérail et al., 1989). A l'amont des gorges des paléovallées qui viennent de la cordillère, le sédiment est constitué par des conglomérats fluviotorrentiels qui contiennent parfois des blocs de plusieurs mètres cube. Ils passent vers l'aval à des conglomérats fluviatiles mieux classés et à des faciles de plaine d'inondation (fig. 7). Le bassin de Tipuani-Mapiri ne contient pas, vers l'aval, de dépôts lacustres piégés derrière les reliefs qui ferment le bassin au NE ce qui signifie qu'il ne fut jamais endoréique. La majeure partie des sédiments appartenant à la Formation Cangalli sont conservés dans le fond de paléovallées (Challana, Tipuani, Mariapo, et région de Chimate-Mapiri) et c'est cette paléomorphologie qui contrôle la géométrie et la structure du remplissage sédimentaire (Hérail et al., 1988). Dans le fond des paléovallées sont conservés les conglomérats les plus grossiers composés de galets et blocs de schistes et quartzites de l'Ordovicien mais aussi de roches métamorphiques et de granites provenant des zones les plus élevées de la cordillère; la granulométrie du sédiment et la proportion de galets de roches métamorphiques et de granites diminuent vers le haut de la série. Latéralement, sont conservés contre les paléoversants des faciès colluviaux à gros blocs de schistes ordoviciens emballés dans une matrice argileuse rouge. En maints endroits affleurent des sédiments déposés en milieu confiné composés de couches de sables et d'argiles gris-bleuté contenant des restes de végétaux, parfois en position de croissance. Vers l'axe de la vallée ces matériaux s'interstratifient avec les conglomérats fluviatiles tandis que du côté des versants de la paléovallée ils se mêlent aux apports colluviaux. Les directions d'apport montrent que ces sédiments se déposèrent dans des zones marécageuses alimentées en eau et en sédiment essentiellement à partir de débordements de la rivière, le Paléotipuani.

Le toit actuellement observable de la Formation Cangalli correspond à une surface d'érosion qui, sur les bords du bassin, recoupe le substratum paléozoïque tandis que vers l'intérieur du bassin elle est recouverte par les alluvions de la plus haute des terrasses des rivières principales (Challana, Tipuani, Mapiri) et, dans les zones qui n'étaient pas drainées par des rivières importantes venues de la cordillère, par des dépôts de cône de déjection très étendus (Formation Chimate). C'était le cas entre le rio Mariapo et le rio Mapiri. A partir de cette surface s'est développé un puissant profil de météorisation fortement rubéfié épais d'une centaine de mètres. C'est sur cette surface que s'est établi le réseau hydrographique quaternaire. L'ampleur de la dissection quaternaire (500 m de dénivelée entre le niveau de la surface culminante et le niveau actuel du lit des rivières) explique que les terrasses alluviales soient conservées seulement sous la forme de replats de quelques hectares étagés le long du Tipuani, du Challana ou du Mapiri. La nappe de sédiments peut atteindre une trentaine de mètres d'épaisseur; elle est constituée d'un puissant recouvrement de colluvions et de sédiments argilo-sableux épais d'une dizaine de mètres qui reposent sur un conglomérat

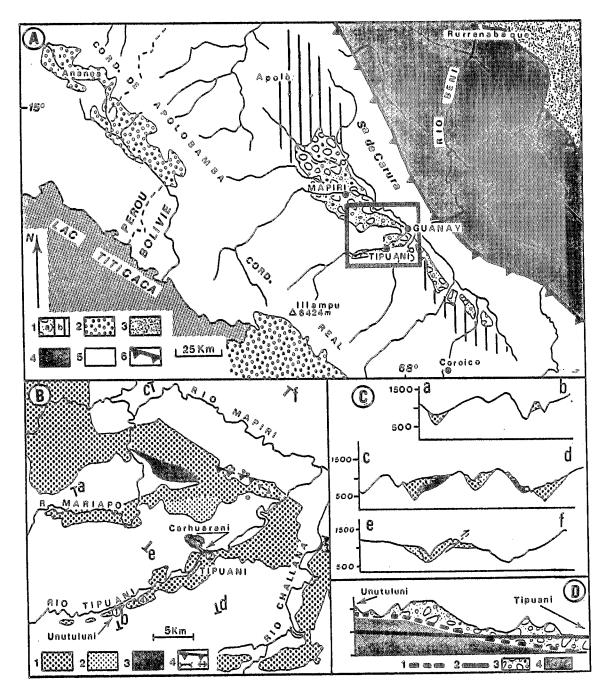


Fig. 7: Le bassin de Tipuani: localisation et caractéristiques sédimentaires et structurales.

A: carte de localisation; 1: bassin de Tipuani (a: Formation Cangallí, b: principaux restes de la surface d'érosion associée à la fin du remplissage du bassin), 2: bassins plioquaternaires du piémont sud occidental de la Cordillère d'Apolobamba et Cordillère Royale, 3: plaine amazonienne, 4: zone subandine 5: Cordillère Orientale, 6: principaux chevauchements du front andin. Dans le cadre, région représentée en B.

B: La Formation Cangallí dans la partie centrale du bassin; 1: Conglomérats à galets et blocs, 2: graviers et sables, 3: limons et argiles, 4: principales failles inverses et plis. En blanc: substratum ordivicien.

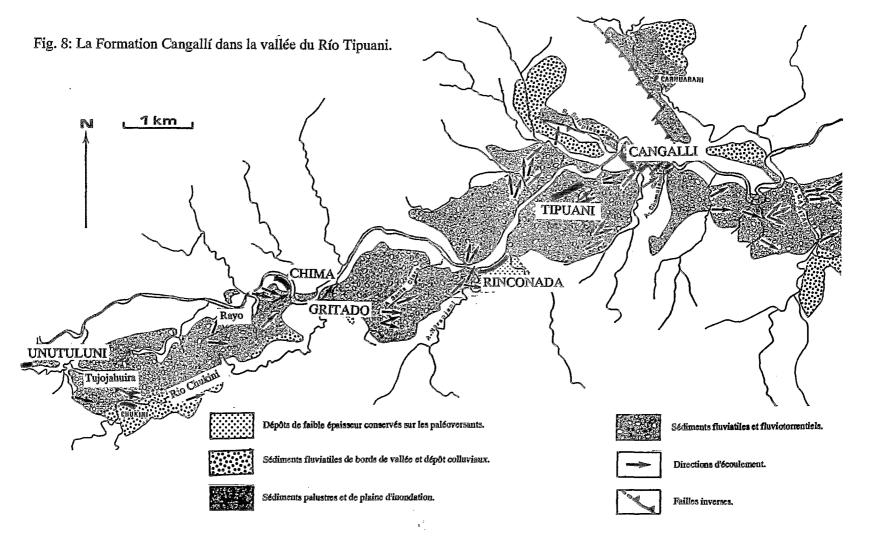
substratum ordivicien.

C: Coupes a-b, c-d et d-f. Même légende que B; localisation en B. D: Pentes comparées du cours actuel et du paléocours du rio Tipuani; 1: Paléocours, 2: cours actuel, 3: Formation Cangallí, 4: Ordovicien.

fluviatile composé d'une superposition de chenaux à galets et blocs de plus en plus grossiers vers le bas. A la différence de la Formation Cangalli, les alluvions des terrasses et du lit actuel des rivières contiennent une importante proportion de galets de roches granitiques.

C'est à ces différentes étapes de sédimentation, d'érosion et de remaniement de sédiments que sont dues la concentration et la distribution de l'or. Dans la Formation Cangalli les teneurs les plus élevées, atteignant plusieurs grammes par mètre cubes, ont été mesurées dans les chenaux conglomératiques conservés dans le fond des paléo-vallées. C'est seulement dans la paléovallée du Tipuani que l'on connaît bien ce type de minéralisation, mais on a détecté des teneurs d'or élevées dans les conglomérats de la Formation Cangalli qui affleurent dans la vallée du Challana et dans celle du Zongo toutefois avec une densité de mesures beaucoup plus faible. Dans le creux de la paléovallée du Tipuani, les chenaux minéralisés se superposent sur une dizaine de mètres de puissance, les lits fortement minéralisés étant séparés par des sédiments pauvres. La diminution des teneurs moyennes de l'amont vers l'aval est liée à une baisse de la teneur de chacun des lits minéralisés mais aussi au fait que ces lits sont de moins en moins nombreux vers l'aval. A Tujojahuira (fig. 8), on observe sur 10 à 15 m d'épaisseur à la base de la formation, une importante concentration de bancs de conglomérats minéralisés qui constitue l'intérêt principal du gisement. Cependant on connaît aussi quelques bancs minéralisés plus haut dans la série. Les mêmes principes de distribution - se retrouvent à Chuquini (fig. 8) où il existe des bancs minéralisés et exploités à 50 m environ au dessus du fond de la paléovallée avec des teneurs atteignant parfois plusieurs dizaines de grammes par m³. Dans la région de Chima-Gritado (fig. 8) on ne connaît pas encore très bien la distribution de la minéralisation contenue dans le fond de la paléovallée car les travaux de prospection et d'exploitation sont menés dans des chenaux intraformationnels, dont les teneurs dépassent parfois la dizaine de grammes par mètre cube, situés à plus de 100 m au dessus du fond de la paléovallée. A Santa Clara les travaux miniers ont recoupé à 75 m de profondeur une couche à plus de 10 g/m³. A La Rinconnada, un kilomètre environ plus en aval, un puits d'exploration a atteint le fond de la paléovallée à 170 m de profondeur et a recoupé deux chenaux minéralisés à -38 et -98 m de profondeur soit 132 et 72 m de hauteur au dessus du fond de la paléovallée. C'est le niveau situé à -38 qui est le plus riche avec des teneurs de 3 à 4 g/m³ mais qui peuvent dépasser 10 g/m³. Le fond de la paléovallée est large de quelques mètres seulement et les sédiments qui y sont conservés ont des teneurs relativement basses ne dépassant qu'exceptionnellement 5g/m³; généralement elles n'atteignent que quelques centaines de mg/m³. Ceci s'explique certainement par le fait que dans cette gorge très étroite l'or a été entrainé vers des tronçons du cours plus favorables au dépôt, les données obtenues au fond de ce puits ne peuvent donc être considérées que comme ponctuelles. A Cangali (fig. 8), trois kilomètres plus en aval, un puits est en cours de perforation et le premier niveau minéralisé a été recoupé a 100 m de profondeur soit 130 m au dessus du fond de la paléovallée (localisé à partir de sondages électriques verticaux); la teneur en or de ce niveau est de l'ordre de 1g/m³.

Les alluvions des terrasses et du lit actuel des cours d'eau constituent la deuxième source d'or exploitable du bassin de Tipuani-Mapiri. Dans les terrasses, quel que soit leur âge, la distribution de l'or sur une coupe verticale obéit toujours au même schéma qui peut être illustré en prenant l'exemple des terrasses de La Rinconada (Azevedo, 1985) ou des alluvions du lit actuel du Tipuani près de Cangalli (Hérail et al., 1989; 1991). A La Rinconada trois terrasses sont conservées, respectivement à 4 m, 30 m et 40-50 m au dessus du lit du Tipuani. La nappe alluviale des deux niveaux supérieurs est composée d'une surcharge de 3,5 à 5,5 m d'épaisseur qui contient moins de 0,1 g/m³ d'or; les conglomérats



fluviatiles sous-jacents, épais de 5 à 7 m contiennent environ 0,2 g/m³ d'or et c'est seulement dans les conglomérats les plus grossiers, épais de 1 à 1,5 m, situés au contact du bedrock que les teneurs atteignent environ 0,6 g/m³. Même si les teneurs varient d'une terrasse à l'autre la structure verticale reste la même. Près de Cangalli, la basse terrasse (fig. 9) est constituée d'une couche d'alluvions épaisse d'environ 10 m dans laquelle se succèdent deux ensembles différents:

- un groupe supérieur épais de 4 à 6 m composé de séquences sableuses vers le haut et conglomératiques vers le bas, ces conglomérats sont les seuls termes qui contiennent un peu d'or (moins de 100 mg/m³). Des fragments de bois recueillis à la base de cette séquence conglomératique ont donné un âge C14 de 340 ans BP,
- un ensemble conglomératique inférieur de 5 m de puissance environ composé de conglomérats disposés en chenaux de plusieurs mètres de profondeur et contenant des blocs de 50 à 60 cm de diamètre et quelques blocs cyclopéens de granite de 2 à 3 m de diamètre. Des fragments de bois recueillis dans ces conglomérats ont donné un âge C ¹⁴ de 9810±190 ans BP. Dans ce matériau les teneurs en or dépassent fréquemment plusieurs grammes par mètre cube et peuvent atteindre une dizaine de grammes par mètre cube. C'est là aussi que se trouvent les paillettes les plus grosses (fig. 9).

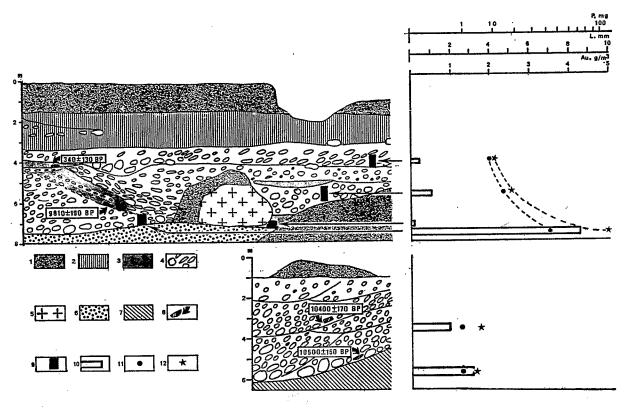


Fig. 9: Sédimentologie, teneurs et granulométrie de l'or du lit actuel et des basses terrasses du río Tipuani dans la région de Tipuani (A) et Guanay (B).

1: Déblais, 2: Recouvrement limo-argileux, 3: Limons et argiles, 4: Galets et blocs, 5: Blocs de leucogranites, 6: Formation Cangallí, 7: Ordovicien, 8: Echantillons datés au C¹⁴ (et âge), 9: Position des échantillons prélevés pour déterminer les teneurs en or, 10: Teneur en or, 11: Longueur de la paillette la plus longue de chaque échantillon, 12: Poids de la paillette la plus lourde de chaque échantillon.

La paragénèse de la minéralisation aurifère contenue dans les différentes formations de la région de Tipuani, quel que soit leur âge, est constituée principalement par des opaques dans lesquels prédominent la magnétite, l'illménite et la pyrite tandis que la fraction transparente est constituée par de l'andalousite, de la tourmaline, du zircon, de l'épidote, de l'anatase, de la staurotide, de la sillimanite, de la kyanite, de la cassitérite, de la hornblende, du distène et du grenat. L'andalousite est le minéral qui prédomine à l'aval de Llipi, il provient de l'érosion des roches métamorphiques qui affleurent au nord du massif du Zongo tandis que le groupe des minéraux constitué par la tourmaline, le zircon, l'épidote et l'anatase provient de l'érosion de l'Ordovicien épimétamorphique. L'or est présent sous forme de particules libres dans le sédiment; leur morphologie est caractéristique d'un transport fluvial (Hérail et al., 1990). La composition des grains varie en fonction des milieux dans lesquels ils ont évolué. Certains d'entre eux présentent une nette auréole de perte d'argent mais la composition du coeur des particules est la même que celle des grains contenus dans les minéralisations primaires de la cordillère qui ont alimenté en or les sédiments du bassin de Tipuani. Ces grains d'or contiennent de 4 à 6% d'argent et moins de 0,5% de Cu, As, et Fe; cependant vers le NE, dans la région de Tacacoma-Ananea, la proportion d'argent dans l'or de certains gisements peut atteindre 20 % (Tistl, 1985; Hérail et al., 1988a). Plus en aval, dans le bassin de Tipuani proprement dit, nous avons trouvé des veinules de quartz encaissées dans l'Ordovicien moyen qui contiennent de l'or libre à 8 % d'argent (Hérail et al., 1988b).

A l'aval du bassin de Tipuani, le long de la vallée du rio Kaka, de l'Alto Beni, du Beni et de leurs affluents qui proviennent de la Cordillère (rio Tuichi par exemple) la minéralisation aurifère est contenue dans les sédiments des terrasses alluviales. La structure de ces gisements est semblable à celle des terrasses du bassin de Tipuani mais elles s'en différencie progressivement vers l'aval au fur et à mesure que changent la pente de la rivière, la granulométrie du sédiment, la granulométrie de l'or et la morphologie des paillettes. A Tomachi, déjà, la répartition de la minéralisation dans les terrasses est très différente de ce qui a été décrit plus en amont. Les teneurs sont généralement plus basses (les échantillons contenant plusieurs grammes d'or par m³ sont rares) et la distribution de la minéralisation n'est plus systématiquement caractérisée par un fort enrichissement au bedrock. Les teneurs des alluvions qui sont au contact du bedrock sont élevées mais on retrouve des chenaux aussi riches ou plus riches à plusieurs mètres plus haut dans la série. L'or contenu dans ces alluvions est transporté avec les sédiments depuis les minéralisations primaires de la Cordillère, cependant de nombreux cours d'eau dont le bassin versant est entièrement contenu dans la zone sub-andine, où il n'y a pas de minéralisations primaires, sont porteurs d'or; c'est le cas, par exemple, du rio Tequeje et du rio Maniqui. Dans ce cas l'or provient de l'érosion de conglomérats d'âge Miocène supérieur à Pliocène (la Formation Tutumo) piégés dans les synclinaux les plus externes de la zone subandine. A la différence de la Formation Cangalli, la Formation Tutumo est pauvre en or mais elle joue le rôle de collecteur intermédiaire.

Dans la plaine du Beni (fig. 1) la présence d'or est connue surtout le long de la vallée du Madre de Dios. Ces occurences prolongent celles du Pérou mais aussi celles, moins importantes, qui sont situées le long de rivières secondaires dont le bassin versant est totalement compris dans la plaine comme, par exemple, le rio Negro. Le rio Madera, également est célèbre pour les quantités d'or qu'il a produites ces dernières années. Au contraire, les alluvions du rio Beni sont très peu minéralisées dans la partie de son cours comprise entre Rurrenabaque et Riberalta où le Beni conflue avec le Madre de Dios, ceci en dépit de la richesse en or de la partie cordillérane de son bassin versant. Les sédiments aurifères appartiennent tous au Pleistocène supérieur et la plupart d'entre eux à l'Holocène et

l'Actuel. Ce sont, fondamentalement, deux types de gisements qui sont exploités: les alluvions du lit actuel des rivières et les alluvions de paléocours (Pleistocène supérieur et Holocène) conservés dans les terrasses.

Dans la plus grande partie du bassin les sédiments quaternaires préservés hors du lit des actuels cours d'eau reposent sur les sédiments argileux du Miocène supérieur (Campbell et al., 1985) tandis que vers le nord-est ils reposent directement sur le Précambrien du Bouclier Brésilien. Ces sédiments sont composés essentiellement par des limons et des argiles, la fraction conglomératique étant minoritaire. Le long du Beni (Campbellet al., 1985) comme du Madre de Dios (Leyton et Pacheço, 1986) la couche sédimentaire quaternaire est épaisse de 10 à 40 m en moyenne. A la base existent parfois des chenaux de quelques mètres de puissance remplis de graviers et de petits galets, qui proviennent de l'amont, et de blocs argileux d'origine locale dus à l'écroulement des berges de ces chenaux. Dans ces matériaux on trouve fréquemment des restes végétaux sur lesquels ont été mesurés des âges C¹⁴ (Campbell et al., 1985;1990) qui se répartissent en deux groupes: l'un d'eux avec des âges de 33000 à 38000 ans BP ou plus vieux, l'autre avec des âges qui sont situés autour de 10000 ans BP. D'épaisses accumulations de limons et d'argiles à petits chenaux de sable et parfois de graviers recouvrent ces sédiments. Cependant les études menées à l'échelle régionale, par exemple le long du rio Beni (Dumont et al., 1991), montrent que le système de dépôt est contrôlé le long de la rivière par une succession de zones ayant des taux de subsidence ou de surrection différentes les unes des autres. Sur le Beni depuis Rurrenabaque jusqu'à Riberalta on peut séparer trois ensembles différents (fig. 10):

- à la sortie du subandin, une zone où la rivière est peu sinueuse et où sont déposés les sédiments les plus grossiers et sans doute les minéraux lourds, prolongée vers l'aval par une zone où la rivière est très sinueuse et bordée par des berges basses. Des vestiges d'anciens cours sont conservés localement dans cette partie de la plaine du Béni.
- une zone où la rivière, peu sinueuse, est bordée par des berges hautes ("alturas"), parfois d'une vingtaine de mètres. C'est dans ce secteur qu'affleure la série sédimentaire la plus complète avec à la base les niveaux conglomératiques et en surface un ancien sol rouge bien développé.
- enfin une zone à sinuosité élevée et berges basses où, localement on observe des recoupements de méandres, qui s'étend jusqu'à Riberalta.

Il ne semble pas y avoir de zone aussi fortement subsidente au pied des reliefs du subandin au débouché du Madre de Dios et c'est peut être ce qui explique qu'il y ait de l'or tout au long de ce cours d'eau dans sa traversée de la plaine amazonienne.

Les mêmes séquences sédimentaires qui ont été décrites le long du Madre de Dios et du Beni affleurent le long du Madera (Saravia, 1988; Ruiz, 1989). Sur le soubassement précambrien repose un ensemble conglomératique de couleur marron foncé, fait de galets de quartz et de quartzites dont le diamètre peut atteindre 10 cm et qui sont soudés les uns aux autres par du fer. L'épaisseur de cette couche est généralement de 20 à 60 cm mais elle peut atteindre plusieurs mètres. Elle est recouverte par une couche de sables meubles à graviers de quartz épaisse de 0,6 à 1,5 m. Un autre niveau conglomératique, épais de 0,4 à 0,6 m, cimenté par des hydroxydes de fer, forme le toit de cet ensemble. Ces conglomérats se distinguent des antérieurs par le fait qu'ils sont plus riches en quartz et le diamètre des galets peut atteindre

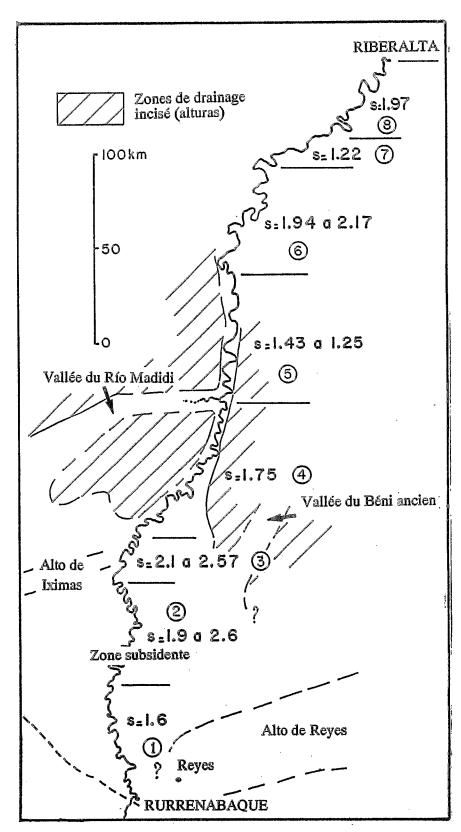


Fig. 10: Principales caractéristiques de la morphologie du Beni entre Rurrenabaque et Riberalta (S = indice de sinuosité).

138

15 cm. Cet ensemble conglomératique constitue le Conglomérat Manoa (Comibol, 1971) déjà décrit au siècle passé comme Formation Solimoes (Orton, 1876); le faciès induré supérieur constitue ce que les mineurs de la région appellent le "Mucururu". Une couche d'une dizaines de mètres d'argile à passées sableuses recouvre ces sédiments grossiers. Dans la région comprise entre Puerto Araras et l'île des Araras (fig. 1), on a montré (Ruiz, 1989) que la minéralisation n'est pas très développée et que ce ne sont pas les conglomérats qui reposent sur le bedrock qui contiennent la minéralisation mais les sédiments qui sont juste au dessous du "Mucururu". De toute façon dans toute cette région les teneurs moyennes sont basses, comprises entre 2,4 et 72,9 mg/m³ mais il existe dans les niveaux conglomératiques intraformationnels des teneurs beaucoup plus élevées (jusqu'à 210 mg/m³). Dans la même région un paléochenal qui passe près du "garimpo" de Nueva Esperanza (fig.1) a été exploré (Saravia, 1988) et la succession stratigraphique observée est du même type. Le bedrock précambrien, fortement altéré, est recouvert par des graviers peu minéralisés. Sur ces sédiments repose un ensemble de sables jaunâtres à lentilles de graviers contenant une minéralisation disséminée. Par dessus apparaissent des graviers plus ou moins grossiers qui sont porteurs d'or; ils sont couverts par le "Mucururu". La partie supérieure de la séquence est composée d'argiles stériles.

Les alluvions contenues dans le lit des principaux cours d'eau issus de la cordillère sont exploités à l'aide de dragues de sucion. La nature de ces alluvions est très variable allant de limons et sables fins jusqu'à des lentilles et horizons de graviers. Dans le lit du Madera ces matériaux peuvent atteindre 12 à 14 m d'épaisseur; ils reposent soit sur une couche d'argile soit, localement, sur le conglomérat "Mucururu" aurifère (Ruiz, 1989). Au-dessous on retrouve des couches de sables et de graviers aurifères jusqu'à une profondeur de l'ordre de 30 m. Ce sont seulement les 10 à 14 premiers mètres de cette colonne qui sont explorés et exploités par dragage.

Dans ces alluvions l'or est toujours présent sous la forme de paillettes subcirculaires très petites. Dans les alluvions des terrasses de rive gauche du rio Madera les particules recueillies (Ruiz, 1989) ont un diamètre qui varie entre 100 et 650 microns, 83% d'entre elles ont une longueur comprise entre 100 et 400 µm. Etant donnée leur forme laminaire et leur surface réduite elles sont très légères; 45% d'entre elles pèsent entre 0,005 et 0,01 mg et seulement un quart des paillettes a un poids supérieur à 0,04 mg. Celles qui proviennent de la région de Nueva Esperanza ont les mêmes caractéristiques. Toutes ces paillettes ont une morphologie semblable; ce sont des lamelles subcirculaires avec de fréquents redoublements et pour cela leur indice d'aplatissement est bas. La valeur moyenne de cet indice est de 4,5 avec un maximum de 9,1; seulement 20 % des paillettes ont un indice d'aplatissement supérieur à 6. Ces valeurs aussi bien que les paramètres morphologiques sont les mêmes que celles qui caractérisent les particules d'or provenant d'échantillons prélevés dans les mêmes rivières plusieurs centaines de kilomètres en amont, à leur sortie des Andes. Ce phénomène apparaît clairement lorsque l'on compare les valeurs de l'indice d'aplatissement de différentes populations de paillettes issues du rio Madera, du rio Tequeje, du rio Maniqui et, au Pérou, du débouché du rio Inambari dans la plaine du Madre de Dios (fig. 1). Ainsi le long des cours d'eau des plaines d'avant pays il n'y a aucune évolution de la morphologie des particules d'or en relation avec la distance de transport contrairement à ce qui se passe le long des rivières de montagne (Hérail et al, 1990; Lankneus, 1991). Ceci est dû au fait que dans ces plaines d'avant pays il n'y a pas de changements notable des caractéristiques hydrodynamiques le long d'un même cours d'eau (pente, débit, vitesse) et que le long du cours cordilléran de ces rivières s'est effectuée une sélection granulométrique de l'or: seules des paillettes petites

arrivent au débouché de ces cours d'eau dans la plaine. A partir de ce point il n'y a plus d'évolution vers l'aval car un équilibre s'établit, les particules d'or prises en charge à l'entrée des cours d'eau dans la plaine peuvent être transportées loin vers l'aval puisque les propriétés de la rivière ne changent pas de manière fondamentale. De plus ces paillettes de par leur forme et leur très faible poids flottent facilement ce qui explique que la distribution de l'or dans les sédiments n'obéisse pas systématiquement aux mêmes règles que celles qui régissent la distribution de l'or dans les placers proximaux à matériel plus grossier et plus hétérométrique. Dans les alluvions déposées par ces cours d'eau de plaine ce ne sont pas toujours les niveaux les plus près du bedrock qui sont les plus riches et l'or peut être abondant dans des niveaux sableux.

CONCLUSION

Si l'on excepte les paléoplacers du Protérozoique de l'Oriente bolivien les indices les plus anciens d'or détritique sont contenus dans des roches d'âge Miocène moyen, plus jeunes qu'environ 15 Ma (région de Caracollo et Soledad). Les indices deviennent de plus en plus nombreux en se rapprochant du présent de même que la quantité d'or contenu dans ces gisements. Le placer riche en or le plus ancien est celui de Tipuani et si son âge est encore mal connu il est de l'ordre de 10 Ma. Le dépôt de la Formation Cangalli est contemporain de celui de la Formation Tutumo conservée dans le domaine subandin. Le dépôt de la Formation Cangalli est postérieur à une importante phase de soulèvement et d'érosion de la Cordillère Orientale et d'activivité des chevauchements de la zone subandine. C'est ce soulèvement et la forte dissection qui en découla qui mirent à l'affleurement les minéralisations aurifères contenues dans l'Ordovicien du versant nord-oriental de la Cordillère. En revanche, sur le flanc sud-ouest de la Cordillère, ce n'est qu'au cours du Quaternaire que l'érosion a atteint les minéralisations primaires sources. Sur le versant amazonien de la Cordillère, les volumes les plus importants de sédiments sont piégés dans des bassins formés à l'arrière de chevauchements actifs associés à la structuration du front andin comme le bassin de Tipuani qui contient la Formation Cangallí ou le synclinal du Tuichi-Quiquibey qui contient la Formation Tutumo. Seuls les faciès les plus proximaux (conglomérats fluviotorrentiels conservés dans les paléogorges qui entaillaient la cordillère) sont suffisamment minéralisés pour être exploités. Cependant les sédiments plus distaux et moins riches pourvoient en or les alluvions plus récentes mises en place lors de phases de dissection postérieures jouant le rôle de collecteurs intermédiaires; l'or contenu, et localement exploité, dans les terrasses du río Tequeje ou du Maniqui provient exclusivement du remaniement par la dissection Quaternaire de la Formation Tutumo. Sur l'Altiplano la présence des petits placers qui ont été exploités dans la région de Soledad s'explique par une évolution du même type. Les placers dont la genèse a débuté au cours du Miocène sont polygéniques et ont une histoire directement contrôlée par l'évolution structurale de la Cordillère de Andes.

La concentration de l'or dans les placers plus récents, dont la mise en place a eu lieu au cours du Pleistocène supérieur est généralement due à l'action d'un seul processus de géomorphogénèse (les placers du Sud-Lipez par exemple) ou à la succession de plusieurs processus (les placers de Suches par exemple) contrôlée par l'évolution paléoclimatique (succession de phases sèches et de phases humides, alternance de phases glaciaires et de périodes interglaciaires où les écoulements fluviatiles ou fluvioglaciaires peuvent remanier les sédiments antérieurement déposés et reconcentrer l'or). Dans tous ces cas, les placers sont très proches des minéralisations primaires sources.

REFERENCES

- AHLFELD F. 1946. Geología de Bolivia. Rev. Mus. La Plata (nuev. ser.) Sec. Geol., T. III, 5-370.
- AHLFELD F. et SCHNEIDER-SCHERBINA A. 1964. Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia. Bolet. DENAGO 5, 388p.
- Anonyme. 1887. Informe sobre la propriedad de la compañía hidráulica de "Suches". La Paz, impr. La Razón, 14p.
- BABY P., SEMPERE TH., OLLER J., BARRIOS L., HERAIL G., MAROCCO R. 1990. Un bassin en compression d'âge oligo-miocène dans le sud de l'Altiplano bolivien. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 311, Sér. II,341-347.
- Bertelot J. 1978. L'exploitation des métaux précieux au temps des Incas. An. Econ. Soc. Civ., 33,948-966.
- BISTE M. 1985. Strata-bound gold mineralizations in the Precambrian basement of Eastern Bolivia and the Rondonia/Para region (Brazil). Monograph Series on Mineral Deposits. 25;137-150.
- BISTE M., BUFLER R., FRIEDRICH G. 1991. Geology and exploration of gold placer deposits of the Precambrian shield of Eastern Bolivia. Ce volume.
- CAMPBELL K.E., FRAILEY C.D., ARELLANO J. 1985. The geology of the Rio Beni: further evidence for holocene flooding in Amazonia. Cont. in Sci. Nat. Hist. Museum of Los Angeles. N° 364. 1-18.
- CAMPBELL K.E. 1990. The geology basis of biogeographic paterns in Amazonia Peters, G & H. Hutterer Koenig, Bonn, 34-43.
- DOBROVOLNY E. 1962. Geología del valle de La Paz. DENAGO, 3, 153p.
- DUMONT J.F., HERAIL G., GUYOT JL. 1991. Subsidencia, inestabilidad fluvial y repartición de los placeres distales de oro. El caso del Río Beni (Bolivia). Symp. Int. sur les Gis. Al. d'or, La Paz, Res. 43-46.
- FORNARI M., HERAIL G., VISCARRA G., LAUBACHER G., ARGOLLO J. 1987. Sédimentation et structure du bassin de Tipuani-Mapiri: un témoin de l'évolution du front amazonien des Andes du nord de la Bolivie. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 305?1303-1308.
- FORNARI M., HERAIL G., POZO L., VISCARRA G. 1989. Los yacimientos de oro de Los Lipez (Bolivia). Tomo 1: Estratigrafía y dinámica de emplazamiento de las volcanitas del área de Guadalupe. ORSTOM en Bolivia, Informe nº 19, 25p
- FORNARI M., HERAIL G. 1991. Lower Paleozoic gold occurences in the Eastern Cordillera of Southern Peru and Northern Bolivia: a genetic model. Brazil Gold'91, A.E. Ladeira ed. 135-142.
- FORNARI M., HERAIL G., RAMOS W. 1991. Le placer de Vilader, modèle génétique. Ce volume.
- FREYDANCK H.G. 1965. Los placeres auríferos al pie de la Cordillera Oriental de Bolivia. Inf. DENAGEO ined. 52p.
- FROCHOT M. 1901. Les gisements de Tipuani. An. des Mines, 9° ser.,149-185.
- Gouze Ph., Argollo J., Saliege J.F., Servant M. 1986. Interprétations paléoclimatiques des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales: exemple des Andes boliviennes. C.R. Acad. de Sci. de Paris, série II, n° 303, 219-223.

- GOUZE PH. 1987. La Cordillère Orientale de Bolivie: glaciations plio-pleistocènes. Essai de paléohydrologie (30 000 ans BP-Actuel) d'aprés les oscillations des glaciers et la composition isotopique des macrorestes. Thèse de 3° Cycle, Univ. Paris Sud, 173 p.
- HERAIL G., ARGOLLO J., FORNARI M., LAUBACHER G., VISCARRA G. 1986. El distrito de Tipuani, geología e historia. Khrysos, 2, 9-15.
- HERAIL G. 1988. Morphological evolution of supergene gold particles: geological significance and interest for mining exploration. V° Congr. Geol. Chil., T.1,B165-B180.
- HERAIL G., VISCARRA G. 1988a. El "Cauce Antiguo" del Río Tipuani: análisis sedimentológico y tectónico e implicaciones para la prospección minera. ORSTOM en Bolivia, Inf. n°12, 14p.
- HERAIL G., MIRANDA V., FORNARI M. 1988b. Los placeres de oro de la región de Mapiri y sus fuentes primarias. ORSTOM en Bolivia, Inf. n°16, 30p.
- HERAIL G., FORNARI M., VISCARRA G., LAUBACHER G., ARGOLLO J., MIRANDA V. 1989. Geodynamic and gold distribution in the Tipuani-Mapiri Bassin (Bolivia). Proceedings of the International Symposium on Intramontane Bassins: Geology and Resources, Chiang Mai, 342-352.
- HERAIL G., FORNARI M., ROUHIER M. 1989. Geomorphological control of gold distribution and gold particles evolution in glacial and fluvioglacial placers of Ananea-Ancocala bassin (southern Andes of Peru). Geomorphology, 2, 369-383.
- HERAIL G., FORNARI M., VISCARRA G., MIRANDA V. 1990. Morphological and chemical evolution of gold grains during the formation of a polygenic fluviatile placer: the Mio-Pleistocene Tipuani placer example (Andes, Bolivia). Chron. Rech. Min., 500, 41-49.
- HERAIL G. et col. 1991. The glacial gold placer of Suches Antaquilla and its exploration/ El placer glacial de Suches Antaquilla y su exploración. Field guidebook/ Libreta guia de la excursion de campo. Symp. Int. sur les Gis. Alluv. d'or, La Paz, juin 1991, 70p.
- HEUSCHMIDT B. 1986. Provincias y districtos auríferos de Bolivia. Khrysos, 1, 7-15.
- Kusmaull S., Hormann P.K. 1977. Volcanism and structure of southwestern Bolivia. J. of Volcanol. and Geotherm. Res., 2, 73-111.
- LANKNEUS J., 1991. Los placeres de Madre de Dios (SE Perú). Ce volume.
- LAUBACHER G., BONHOMME M., FORNARI M., HERAIL G., VIVIER G. 1984. Le bassin d'Ananea-Ancocala, témoin de l'évolution plio-quaternaire des Andes sud-orientales du Pérou. Soc. Géol. Fr. 10° Réun. Sci. Terre. 336.
- LAVENU A. 1986. Etude néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale des Andes boliviennes. Thèse Univ. Paris Sud, 434p.
- LEHRBERGER G. 1988. Gold-antimonite deposits in marine sediments of the eastern Cordillera of the Bolivian Andes. Bicentenial Gold 88, Melbourne, 319-321.
- LEYTON D.F. PACHECO Z.J. 1986. Geología del Cuaternario-Terciario del Río Madre de Dios. GEOBOL, Inf. ined.
- LITHERLAND M., ANNELS R.N., APPLETON J.D., BERRANGE J.P., BLOOMFIELD K., BURTON C.C., DARBYSHIRE D.P.F., FLETCHER C.J.N., HAWKINS M.P., KLINK B.A., LLANOS A., MITCHELL W.I.; O'CONNOR E.A., PITFIELD P.E.J., POWERS G., WEBB B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. British Geol. Surv., Overseas Memoir 9, 153p.

- LIZECA J.L., VISCARRA G., CHAVEZ H., HERAIL G. 1990. Dinámica de relleno de la cuenca altiplánica en la región de Caracollo-Soledad (Departamento de Oruro) e implicaciones sobre la formación de yacimientos de oro aluvial. Rev.Tec.de YPFB, 11,2-3, 303-308.
- MATTEWS P.F.P. 1988. Alluvial gold potential in Bolivia. Rapport inéd. PNUD,73p.
- McCallun R.W. 1959. Suches gold deposits. Rapport interne ined.
- MEAVE del CASTILLO J. 1972. Estratigrafía del Tertiario en la región de los Lipez. Soc. Geol. de Bol., 18, 76-84.
- ORTON J. 1876. The Andes and the Amazon: across the continent of South America; New York, Harper, 645p.
- Pozzo L.A. 1991. Geología y características del oro aluvial en ambiente volcánico, región de Guadalupe, Prov. Sud Lípez, Departamento de Potosí. Un método para localizar posibles mineralizaciones primarias. Tesis Univ. La Paz, 90 p.
- REDWOOD S.D., MACINTYRE R.M. 1989. K-Ar dating of Miocene magmatism and related epithermal mineralization of the northeastern Altiplano of Bolivia. Econ. Geol., 84, 618-630.
- Ruiz Bonilla E. 1972. Estudio geológico y evaluación de los yacimientos auríferos de la región de Tipuani-Isuhaya. Tesis Univ. La Paz, 81p.
- Ruiz J.A. 1989. Estudio geológico-minero de la concesión minera "Rio Madera". Tesis Univ. La Paz. 79 p.
- SARAVIA A. F. 1988. Exploración y evaluación del yacimiento aurifero aluvial de la concesión minera "Demasias Madre de Dios", zona Araras. Análisis de la factibilidad económica de la mina. Rapport interne EMIGRO S.J. Ltd.
- SEMPERE TH. HÉERAIL G., OLLER J., 1988. Los aspectos estructurales y sedimentarios del Oroclino boliviano. V° Cong. Gel. chileno, T1, A 127-A 142.
- SERVANT M. 1977. Le cadre stratigraphique du Plio-quaternaire des Andes tropicales en Bolivie. INQUA, Suppl. Bull. AFEQ, 50, 323-327
- STOLL W.C. 1961. Tertiary channel gold deposits at Tipuani, Bolivia. Econ. Geol. 56, 1258-1264.
- TISTL M. 1985. Die Goldlagerstätten der nördlichen Cordillera Real/Bolivien und ihr geologischer Rahmen. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A/Band 65, 93p.
- TISTL M. 1990. Los filones "hipotermales" de Yani: un caso de herencia volcanosedimentaria. Khrysos, 5-6, 15-21.
- VISCARRA G. 1986. Geodinámica y distribución del oro en una cuenca intramontana andina. Parte central de la Cuenca Cangallí: región de Tipuani-Mariapo. Tesis Univ. La Paz, 68 p.