

GEOLOGÍA

DE

LOS YACIMIENTOS DE « ESTAÑO MADERA »

DE MACHA (BOLIVIA)

Y DE YACIMIENTOS SIMILARES DEL NOROESTE ARGENTINO

POR

FEDERICO AHLFELD



LA PLATA
REPÚBLICA ARGENTINA

1945

GEOLOGÍA DE LOS YACIMIENTOS DE « ESTAÑO MADERA » DE MACHA (BOLIVIA)

Y DE YACIMIENTOS SIMILARES DEL NOROESTE ARGENTINO

Por FEDERICO AHLFELD

Es el objeto del presente trabajo el de describir un tipo especial de yacimientos estanníferos bolivianos, que hasta la fecha no fué tratado en la literatura: además el de llamar la atención a ciertos yacimientos del noroeste argentino, los que en su ocurrencia y desarrollo son tan análogos a los yacimientos bolivianos, que forzosamente hemos de deducir la misma edad e iguales condiciones de la formación de ambos tipos de yacimientos minerales.

INTRODUCCIÓN

En una publicación anterior ¹ he intentado explicar que los volcanitos neoterciarios de la « faja estannífera » de Bolivia pertenecen a dos períodos magmáticos distintos. Hemos de separar un ciclo más antiguo en que tuvo lugar la intrusión de rocas plutónicas y la erupción de numerosos macizos compuestos de rocas porfídicas; además existe un ciclo más moderno caracterizado por la efusión de extensos mantos de lavas y de tobas. Tal aserción se halla acreditada por las siguientes observaciones:

a) El macizo dacítico del cerro Tihua, situado cerca de Carguaicollo en la Cordillera de los Frailes, que pertenece a la época

¹ *Ueber das Alter der zinnbringenden Magmengesteine Boliviens*, en *Zbl. Min.*, 1937, A., p. 34-38.

magmática antigua, ha sido expuesto por la erosión eliminando a los mantos potentes de lavas y de tobas que anteriormente lo envolvían, formándose su suprayacente. El macizo contiene vetas argento-estanníferas que no pasan más allá del contacto con las lavas más recientes. En este sitio se reconoce con toda claridad, que debe haber transcurrido entre la intrusión dacítica del cerro Tihua con sus filones metalíferos, y entre la formación de las lavas y tobas de su techo, un período de solevantamiento y de denudación.

b) Al Este de Oruro está situada una altiplanicie de una superficie de más o menos 1100 km², cubierta por rocas piroclásticas y tobas. Estos mantos se han depositado encima de una peneplanicie poco acentuada, con ligeros desniveles, que se extendía encima del Devónico desgastado. Dentro del Devónico encajan los filones estanníferos de las minas Morococala y Santa Fe. Estas vetas no se prolongan hasta dentro de las lavas suprayacentes. En la base de los derrames volcánicos observé una hilada delgada compuesta por rodados de casiterita. El mismo fenómeno noté cerca de Yocalla, situado en el curso superior del río Pilcomayo, donde se encuentran veneros « fósiles » de casiterita, en la base de mantos volcánicos.

Los volcanitos de ambas fases se distinguen notablemente en su morfología. Los macizos de la fase más antigua tienen formas redondeadas o cónicas. Rocas efusivas faltan completamente o se han conservado como residuos de lavas y de tobas en las inmediaciones de los sitios de erupción. Los cráteres siempre han sido eliminados y a menudo resulta difícil la comprobación del lugar donde estaba situado el conducto. En numerosos casos también puede abrigarse dudas de que si el magma tuvo una comunicación con la superficie o no. El monto de la erosión era considerable, variando entre 300 (importe de la denudación del Cerro de Potosí según Lindgren) y 800 metros.

Las rocas magmáticas de la fase más moderna muestran en cambio ruinas de cráteres en conservación relativamente buena, rodeadas por vastos mantos de rocas piroclásticas. Las formas originales de la superficie de los derrames efusivos a veces se han conservado bien, extendiéndose tales mantos por grandes trechos encima del basamento paleozoico desgastado.

Ambas fases magmáticas en conformidad han producido rocas de la familia alcalina-calcárea. Kozłowski y Smulikowski ¹ han demostrado en su excelente monografía que las rocas plutónicas de la fase más antigua pertenecen a la serie de Tonalita-Granodiorita-Adamellita, mientras que las rocas superficiales del mismo ciclo corresponden a la serie de Dacita y Riodacita. Las rocas efusivas de la fase más moderna también pertenecen a la misma serie; sin embargo muestran inclinación a una diferenciación más pronunciada, pues se observan con mayor frecuencia rocas andesíticas como asimismo riodacíticas muy cuarcíferas, tal vez también riolitas (liparitas) verdaderas.

En lo que se refiere a la edad geológica de ambas fases magmáticas, es cierto que una determinación directa y exacta no es factible, pues los restos fósiles de plantas encerradas en las tufitas en las que penetró el macizo volcánico del Cerro de Potosí, no permiten una determinación irrefutable de su edad. No obstante, a base de los estudios efectuados en la Argentina, podemos presumir con grandes visos de probabilidad, que las rocas magmáticas de la fase más antigua han intrusionado a causa del segundo movimiento orogénico andino que tuvo lugar durante la época miocénica. Respecto a la fase más moderna que se halla separada del primer ciclo por un período de sollevantamiento y de erosión, hemos de suponer que estos volcanitos más recientes han subido en relación con el tercer movimiento orogénico andino que tuvo lugar durante la época pliocénica. En esta oportunidad no podemos entrar en la discusión de mayores pruebas que arguyen en favor de la suposición mencionada ².

Con las rocas plutónicas y eruptivas de la fase antigua (miocénica) se hallan relacionados genéticamente los yacimientos minerales de la faja estannífera en Bolivia. Por el contrario los volcanitos de la segunda fase (pliocénica) generalmente carecen de una mineralización. Vetillas delgadas de antimonita se han observado

¹ *Les roches éruptives des Andes de Bolivie*, Varsovia, 1935.

² Estas cuestiones serán discutidas explícitamente en la obra del autor *Geología de Bolivia* que se halla en preparación.

les más al Oeste, depositándose en toda la región mantos potentes de rocas piroclásticas encima de un relieve acentuado del Paleozoico, Cretáceo, etc.

En nuestro distrito tales lavas constituyen un manto continuo de más o menos 270 km² de superficie (fig. 2) que se halla relati-

junto con aguas termales sulfurosas, en las lavas pliocénicas de la Cordillera de los Frailes. Aparte de esto, se encuentra en algunos lugares dentro de estas lavas, un tipo muy peculiar de yacimientos de casiterita al que dedicaremos la siguiente descripción.

LOS YACIMIENTOS DE « ESTAÑO MADERA » DE MACHA

I. UBICACIÓN

El distrito examinado constituye una extensa altiplanicie de una altura media entre 4300 y 4400 metros, situada bajo 66° longitud

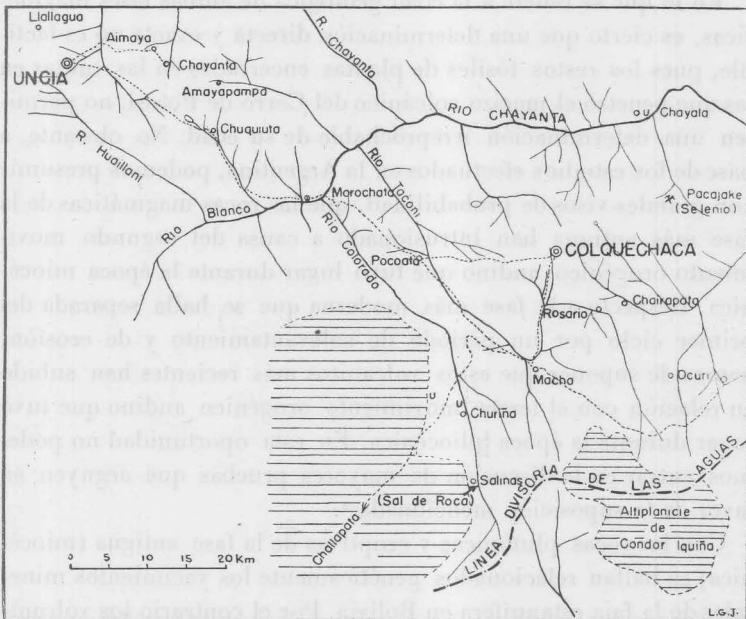


Fig. 1. — Mapa demostrativo que indica la ubicación de la Altiplanicie del Cerro Cóndor Iquiña. Mantos de lava = rayas horizontales

Oeste y 18°54' latitud Sur. Esta altiplanicie que no lleva un nombre en los mapas, denominaremos según su máxima elevación, como « Altiplanicie del Cerro Cóndor Iquiña ». El mapa (fig. 1)

indica su relación con los mayores centros mineros de Uncía y de Colquechaca. La altiplanicie está situada a 20-25 km al SE de la aldea de Macha, y casi exactamente al Sur del conocido distrito argentífero de Colquechaca, es decir en el Este de la parte central de la Faja Estannífera. Esta región poco conocida está atravesada por la línea divisoria entre el río Pilcomayo y el río Grande, con rumbo E-O. La parte meridional de la altiplanicie pertenece a la jurisdicción de la provincia Frías; la parte septentrional a la provincia Chayanta. Ambas provincias forman parte del departamento de Potosí.

2. GEOLOGÍA GENERAL

El basamento de la altiplanicie consiste de esquistos y areniscas sin fósiles, en posición muy parada. A base de analogías litológicas podemos suponer que pertenezcan al Eodevoniano. Más al Oeste pasa la ancha depresión del río Salinas de Macha con rumbo SE, rellena por depósitos terrestres de edad cretácica-terciaria (Formación Puca). Algunas escamas del Horizonte Calcáreo afloran también en la altiplanicie misma, en la base de los mantos volcánicos. En los alrededores del Calcáreo se encuentran a menudo diques y mantos de rocas melafídicas, de edad cretácica. La región muestra una tectónica complicada, caracterizada por numerosas escamas de sedimentos cretácico-terciarios, en medio de los terrenos devonianos. Tales escamas buzan con alta inclinación hacia SO.

Durante la época pliocénica, el distrito de referencia como parte del bloque de la Puna, fué levantado epirogénicamente, después nivelado formándose una vasta peneplanicie. Durante y después del período de denudación sucedió una actividad volcánica intensiva, especialmente en las cordilleras de Livichuco y de los Frailes más al Oeste, depositándose en toda la región mantos potentes de rocas piroclásticas encima de un relieve acentuado del Paleozoico, Cretáceo, etc.

En nuestro distrito tales lavas constituyen un manto continuo de más o menos 270 km² de superficie (fig. 2) que se halla relati-

vamente poco recortado por la acción erosiva de las aguas. Algunas cumbres aisladas redondeadas sobresalen a la altiplanicie ligeramente ondulada, por una altura de 150 a 300 m. La cumbre más meridional es la del Cóndor Iquiña (4600 m). Al Norte de este punto dominante se halla cerca de Llavisá, una elevación casi de la misma altura, cuya cima está formada por un manto volcánico de 80 m de potencia que forma paredones verticales.

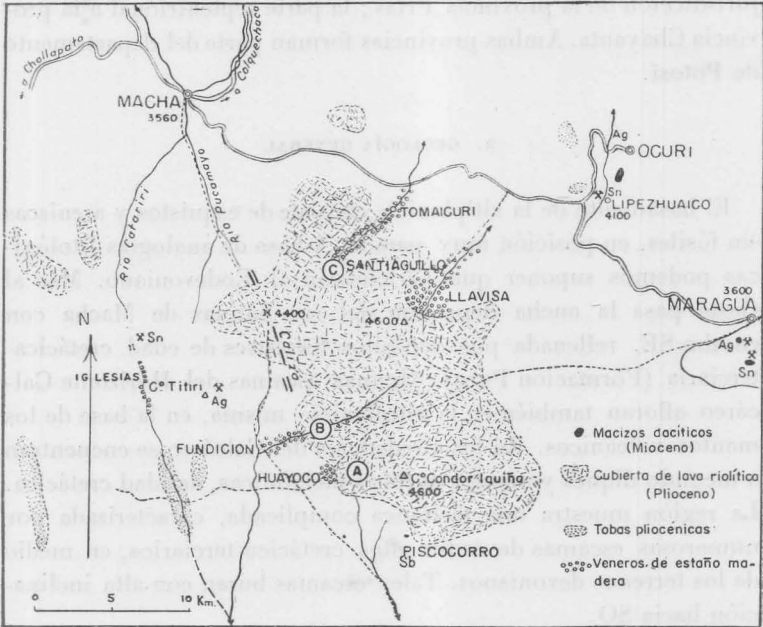


Fig. 2. — Mapa de la Altiplanicie del Cerro Cóndor Iquiña

La extensión longitudinal de los mantos de lava, conforme al rumbo de los estratos subyacentes, corre de NNO a SSE. En la superficie de la altiplanicie ligeramente ondeada, la lava forma huecos a modo de « karst ». Los bajíos entre las ondulaciones son cuencas glaciales, anchas y pandas, ocupadas en su parte profunda, por terrenos pantanosos y por turba. Los derrames de lava cuyas formas se han conservado relativamente enteras, se extienden hacia NO, hasta 7 km al Sur de Macha.

Residuos tobáceos indican que el manto volcánico antiguamente tenía mucha mayor extensión que en la actualidad. Es probable que existía una comunicación entre los mantos del cerro Cóndor Iquiña, y los enormes derrames efusivos de la Cordillera de Liviwichuco y de los Frailes más al Oeste que ocupan un área de 9000 km².

Las rocas que se hallan a flor de tierra sobre la altiplanicie, son lavas y brechas piroclásticas, de color ceniciento. En cortes del-

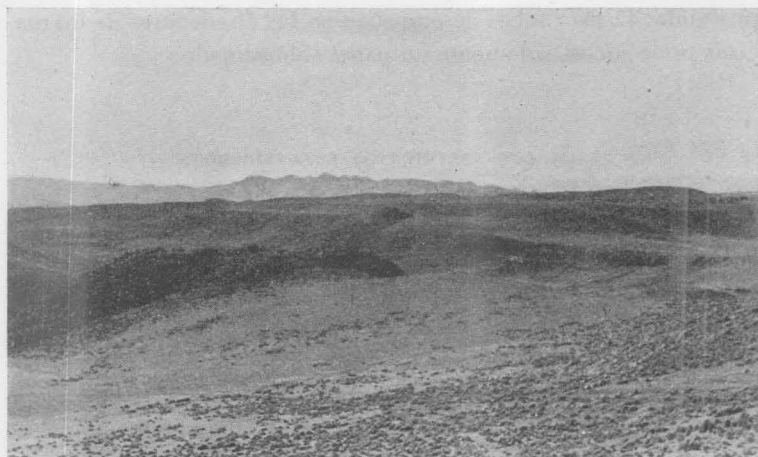


Fig. 3. — Vista desde la altiplanicie del Cerro Cóndor Iquiña hacia el Norte.
En el fondo se ve el macizo dentado dacítico de Golquechaca

gados se nota dentro de una matriz vítrea e incolora, numerosos fenocristales redondeados de cuarzo; igualmente laminillas de biotita, cuantiosos fenocristales de andesina (35 a 40 %) y también sanidina en cantidad. La roca es muy uniforme, homogénea y generalmente bastante fresca, no descompuesta. A base de la proporción de los feldespatos potásicos a las plagioclasas, esta roca debe ser especificada como una riódacita.

La potencia de los mantos volcánicos asciende a 300 m. No pude fijar los puntos de erupción. Es posible que las erupciones se efectuaron por intermedio de dislocaciones longitudinales. Esto indica

la extensión alargada de los derrames, paralela al rumbo del basamento. Es verosímil que el cerro Cónдор Iquiña constituya un sitio por donde se realizaron las erupciones.

Conforme a lo que hemos expuesto en la introducción, las lavas del Cerro Cónдор Iquiña deben ser atribuidas a la tercera fase magmática (pliocénica). Tales efusiones se distinguen fisiográficamente con toda claridad, de los macizos dacíticos miocénicos de la línea Colquechaca-Ocuri-Maragua en el Norte y Este, que tienen mucho menos extensión y que muestran los efectos de una erosión profunda. Lavas y tobas desempeñan en los alrededores de los macizos miocénicos, solamente un papel subordinado.

3. LOS YACIMIENTOS ESTANNÍFEROS

En el basamento devónico que aflora al Oeste de los mantos de lavas, se conocen algunos pequeños yacimientos minerales, así por ejemplo una veta estannífera cerca de Iglesias (véase fig. 2), además vetillas de siderita con argentita en el cerro Titiri, y vetas de cuarzo aurífero y vetillas de antimonita cerca de Piscocorro. Todas estas vetas pertenecen a la face miocénica de la mineralización y no interesan al problema con que se ocupa principalmente el presente estudio.

En las lavas pliocénicas se encuentran en muchos lugares ocurrencias de casiterita. Me limitaré a describir a continuación, los yacimientos de Huayoco y aquéllos de la quebrada de Fundición y de Santiaguillo.

Huayoco está situado en el margen sudoccidental de los mantos de lava, al pie occidental del cerro Cónдор Iquiña. Una sucesión de varios derrames de lavas superpuestos, constituyen allí una grada escarpada de 100 m de altura que mira hacia el poniente. En el punto A del mapa (fig. 2) se halla sobre una pequeña plataforma, debajo de la bóveda de la cumbre del cerro, una zona reducida con numerosos resquicios mineralizados que se cruzan entre sí. Allí se ha explotado anteriormente casiterita en la mina Toropatilla. Se trata de fisuras de enfriamiento que constituyen una

especie de piso (*stockwerk*). Por los lados de las fisuras, en un ancho de pocos milímetros, la roca ígnea está forrada por casiterita de color encarnado que forma en su superficie estructuras arriñonadas o botroidales. La lava está completamente alterada en las inmediaciones de las grietas. La biotita y los feldespatos han desaparecido enteramente; la roca está fuertemente sericitizada y silicificada; además se ha vuelto porosa. Como minerales accesorios noté ópalo en forma de hialita que forma incrustaciones encima de la casiterita, de 1 a 2 mm de espesor; también constituye el relleno de fisuras sin casiterita.

Otra ocurrencia débil de casiterita del mismo desarrollo observé en la cumbre del Cóndor Iquiña.

En la cabecera del arroyo que corre desde el distrito volcánico en dirección al OSO, cerca de Fundiciones (B del mapa) encajan en la roca ígnea, vetillas de calcedonia de color azul claro que contienen indicios de estaño. Al frente del mismo afloramiento, por el lado Norte de la quebrada, encaja en la lava una veta de 60 cm de espesor, compuesta de ópalo color verde aceituna, con esferulitos de estibina que contiene también indicios de estaño.

Cerca de la terminación septentrional de los mantos volcánicos, vi otras ocurrencias primarias de casiterita en la zona de las cabeceras del río Santiaguillo, en la orilla de una cuenca ancha glacial (C del mapa). Las resquebrajaduras dentro de la lava se hallan rellenadas allí por incrustaciones de casiterita color pardo oscuro, de un espesor de 0,2 a 1 cm. También en aquel lugar, la casiterita muestra superficies arriñonadas y forros de hialita. En otras fisuras se encuentra solamente hialita en la estructura típica botroidea.

Encima del Estaño Madera, observé ocasionalmente cristallitos de un mineral blanco, que según un análisis cualitativo del doctor Herzenberg se manifestó como un fosfato-arseniato hidroso de bismuto. Probablemente se trata en el presente caso de un nuevo mineral.

Mientras que tales ocurrencias primarias se hallan desarrolladas en forma bastante débil, aparecen en todas las cuencas y valles de la región, veneros con una mayor concentración de casiterita.

Cerca de Huayoco, al pie de la pared empinada arriba citada que contiene el piso estannífero de la mina Toropatilla, observé el siguiente perfil :

- a) Arriba *d*) Turba impura arenosa de 2 a 4 m de potencia;
- c) Gravas redondeadas con pedazos sueltos de lava, espesor 1 a 2 m ;
- b) Capa fluvioglacial, rica en rodados de casiterita, de 3 a 5 cm de espesor.

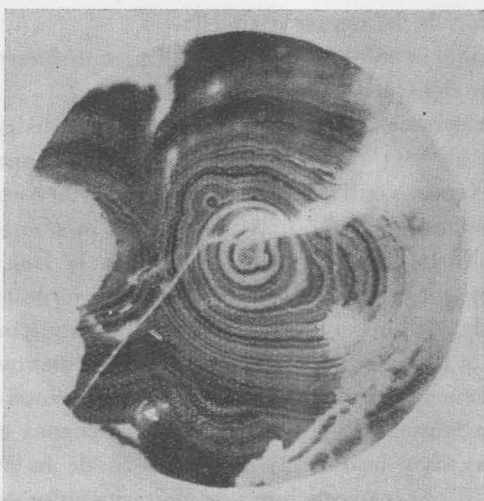


Fig. 4. — Estaño Madera, Huayoco. Sección delgada, ampliación 10 X

En la base *a*) Detritus de material piroclástico blanqueado descompuesto.

La capa con casiterita contiene pedazos poco redondeados de este mineral, de un diámetro que varía entre pocos milímetros y el tamaño de una nuez. Los trozos muestran casi siempre con excelente forma, un desarrollo arriñonado. Mientras que la casiterita en los yacimientos primarios siempre tiene color encarnado, el estaño aluvial muestra colores vivos y variados, como amarillo, rojo, pardo, gris y negro. Por lo demás está finamente listado (fig. 4).

La causa de tales matices hemos de buscar en el hecho de que los ácidos humosos que provenían de la turba suprayacente, han impregnado las fajas de casiterita, de diferente porosidad. Con todo se trata del mismo proceso que se aplica artificialmente en la coloración de las ágatas; pero en nuestro caso es un proceso natural. Tales casiteritas con su estructura zonar o concéntrica que recuerda al corte transversal de un árbol, se denominan « Estaño Madera ».

Yacimientos aluviales mucho más extensos se hallan por el NE de la altiplanicie cerca de Llavisa, y por el Norte, alrededor de Santiaguillo. La capa estannífera, situada igualmente debajo de turbas, alcanza allí hasta 10, excepcionalmente hasta 15 cm de espesor, y los rodados de casiterita llegan a veces hasta el tamaño de un puño.

En los residuos de los lavaderos de Santiaguillo, encontré aparte de pequeños cristales de piritita y de almandina, cuya procedencia se ignora, cristalitos claros de un diámetro hasta 3 mm que fueron determinados por el doctor Herzenberg como topacio. Los cristales transparentes y limpios muestran un desarrollo prismático relativamente grueso, paralelo al eje *c*. Por lo general se hallan solamente en forma de fragmentos de un diámetro rómbico. La ocurrencia merece un interés especial, pues el topacio está ausente en los yacimientos estanníferos miocénicos de Bolivia. No pude encontrar los yacimientos primarios de los topacios en la lava, que deben hallarse en la proximidad inmediata de las ocurrencias primarias de casiterita, pues en las aristas de los cristales de topacio, no se nota un desgaste de consideración.

4. LA GÉNESIS DE LOS YACIMIENTOS

Desgraciadamente no disponemos de un análisis cuantitativo de la casiterita de la zona referida. Según Billig (*Rev. Min. de Bol.*, 1, 1926, p. 5) una muestra típica de Estaño Madera tuvo un peso específico de 6,07 y una ley de 88,42% SnO_2 . Los otros 11,58% se componen mayormente de SiO_2 con un poco de Fe_2O_3 . El dióxido de silicio aparece en forma de calcedonia, íntimamente

mezclada en una juntura fina rítmica con la casiterita. En secciones delgadas, la casiterita muestra su textura microcristalina recién en una ampliación céntupla. La superficie reniforme de la casiterita y la textura rítmica finamente listada (fig. 4) indican que el SnO_2 fué precipitado en forma coloidal junto con SiO_2 , también en forma de gel, y que ambas sustancias se han vuelto más tarde cristalinas.

Respecto a la génesis de los «yacimientos coloidales de estaño» Herzenberg¹ ha expuesto a base de experimentos, una teoría muy notable la que no obstante es valedera únicamente referente a los yacimientos miocénicos de estaño del tipo de Potosí; pero esta teoría no se puede aplicar a los yacimientos de Estaño Madera de los que tratamos en el presente estudio.

En el caso presente, indudablemente se trata de yacimientos muy diferentes de los otros yacimientos bolivianos de estaño. El Estaño Madera se ha formado muy cerca de la superficie, en mantos de una lava muy ácida que probablemente no tuvieron una comunicación directa con intrusiones batolíticas. W. Lindgren (*Mineral Deposits*, 4ª edición, p. 659) escribe acerca de este tipo de yacimientos lo siguiente:

« Los depósitos que serán descriptos en esta oportunidad, se hallan en derrames riolíticos y tienen ciertas características muy peculiares, pero carecen de importancia económica. Constituyen, según se cree, una clase de depósitos de exudación; no tienen conexiones con la profundidad y han sido formados directamente desde las soluciones residuales, en zonas locales de grietas, inmediatamente después de la consolidación de las lavas. Evidentemente se han desarrollado en temperaturas altas y con baja presión. Debe ser recordado que el topacio se halla a veces en litófisis dentro de riolitas, indicando una retención de ciertos constituyentes volátiles hasta que se efectuó la consolidación de los derrames volcánicos.

La asociación de minerales se compone de Estaño Madera, casiterita concrecionaria con ópalo, calcedonia y especularita; raras veces, como en Méjico, con algunos minerales de bismuto y con

¹ *Colloidal Tin ore deposits*, en *Econ. Geol.*, 31, 1936, p. 701-706.

wolframita. Los filones muestran una estructura fina coloidal. Ocurrencias de esta especie han sido descritas de Méjico, Nevada y Nueva Méjico. Juzgando según muestras que recibí, se hallan también ocasionalmente en las rocas efusivas ácidas de Bolivia ».

Hemos de mencionar que los yacimientos descritos no son los únicos conocidos en Bolivia. Rodados de Estaño Madera se hallan muy diseminados, pero siempre en escala reducida, encima de la altiplanicie volcánica de la Cordillera de Livichuco. Cerca de Tolapampa, en el camino de Challapata a Potosí, se conocen también ocurrencias primarias que se parecen netamente a las ocurrencias descritas, con la única diferencia de que allí las superficies arriñonadas de la casiterita se hallan forradas por cristalitas de especularita. Todos estos yacimientos primarios carecen de valor económico; en cambio los yacimientos aluviales rinden una pequeña producción.

LOS YACIMIENTOS ESTANNÍFEROS DEL NORTE ARGENTINO

Hace poco que tuve la oportunidad de efectuar un viaje de información a través de la zona estannífera del cerro Granadas y de sus alrededores (Rinconada). Dicho viaje lo llevé a cabo con la colaboración del señor José Vilaseca (La Quiaca) a quien expreso mi agradecimiento por su amabilidad en esta ocasión.

Comparando aquella región con la faja estannífera de Bolivia, se nota que allí las condiciones geológicas son mucho más complicadas. Mientras que en Bolivia los yacimientos de estaño están situados en la Cordillera Oriental, separados de la Cordillera Occidental con su volcanismo reciente mediante la depresión ancha del Altiplano, en la zona del cerro Granadas se sobreponen erupciones volcánicas de diferente edad. El volcanismo de la Cordillera Occidental avanza a través de la provincia boliviana de Sud Lípez, considerablemente hacia el naciente. Las serranías situadas en la frontera boliviano-argentina con los « Cerros Negros » y el cerro Tinte, al Oeste de la laguna de Vilama, contienen yacimientos azufreros, componiéndose en sus zonas superiores de andesitas.

El volcanismo se prolongó en esta región hasta la época del cuaternario antiguo inclusive.

Consideremos a continuación los diferentes tipos de yacimientos estanníferos de aquella región, utilizando la monografía últimamente publicada por P. Sgrosso ¹ y los mapas que acompañan dicho trabajo.

I. YACIMIENTOS DE LA FASE ANTIGUA (MIOCÉNICA)

Los yacimientos estanníferos de Pirquitas que constituyen el único depósito grande y productivo de esta clase en la Argentina, afloran a ambos lados de una quebrada profundamente recortada, en una región que está situada a una altura relativamente baja (4200-4300 metros). Estos yacimientos muestran muchas reminiscencias a los yacimientos del tipo de Potosí; nunca se han expresado dudas al respecto en la literatura. Esto se refiere tanto a las estructuras finamente listadas de los filones, como a su composición mineralógica. Las muestras de ambos yacimientos se parecen de tal manera, que uno se puede confundir respecto a la procedencia de las muestras. En el siguiente cuadro se hallan insertados, a base de mis propios estudios de las muestras, los minerales primarios de Pirquitas al lado de las mismas del Cerro de Potosí.

	Cerro de Potosí	Pirquitas
Pirita
Cuarzo
Wolframita
Bismutinita
Casiterita
Arsenopirita
Calcopirita
Tetraedrita
Bournonita
Estanina

¹ PASCUAL SGROSSO, *Contribución al conocimiento de la minería y geología del Noroeste Argentino*, en *Bol. n° 53 de la Dirección de Minas y Geología*, Buenos Aires, 1943.

	Cerro de Potosí	Pirquitas
Alunita.....	.	.
Andorita.....	.	.
Miargirita.....	.	.
Pirargirita.....	.	.
Proustita.....	.	.
Polibasita.....	.	.
Jamesonita.....	.	.
Esfalerita.....	.	.
Galena.....	.	.
Siderita.....	.	.
Wurtzita.....	.	.
Marcasita.....	.	.

Las diferencias en la composición mineralógica y en la paragénesis de ambos yacimientos son insignificantes. El mineral de Potosí se ha criado más cerca del magma con una mayor gradiente en la temperatura. Los filones se conocen sobre una extensión vertical de 800 m, y los minerales que se han formado en altas temperaturas, como wolframita, bismutinina y calcopirita, se hallan restringidos a las zonas inferiores del yacimiento.

Pirquitas se ha formado a mayor distancia del magma. El yacimiento demuestra una menor gradiente en el descenso de la temperatura. Las vetas empobrecen a poca profundidad. Sin embargo, no existe la menor duda de que Pirquitas pertenece genéticamente a los yacimientos minerales miocénicos de la faja estannífera, en cuya terminación meridional está ubicado. Ahora es muy notable que las vetas encajan en una zona de pizarras ordovícicas y que no se conocen en los alrededores (hasta un radio de 11 kms según Field Ross ¹) rocas intrusivas con las cuales el yacimiento estannífero podría tener una relación genética.

En el distrito alrededor del cerro Granadas no he observado ninguna dacita intrusiva, perteneciente a la época miocénica, rocas tan características en Boliva complementarias de los yacimientos estannífero-argentíferos. Las próximas dacitas están ubicadas de 80 a 95 kms más al Norte, en el rumbo del basamento paleozoico antiguo. Estos son los macizos grandes del cerro Moroco,

¹ *The Pirquitas Mine*, en *Eng. Mining Journal*, 142, 1941, pp. 35-39.

Bonete y Esmoraca en Sud Lípez, que tienen relación genética con filones wolframíferos, bismutíferos, argentíferos y estanníferos. A 60 kms al NE, en el bolsón de Pozuelos, emergen los macizos dacíticos redondeados respectivamente cónicos, del « Pan de Azúcar », cerro León y otros cerros que según su apariencia morfológica se asemejan enteramente a los macizos dacíticos miocénicos de Bolivia.

En Bolivia existe la característica de que los filones argento-estanníferos encajan en los volcanitos mismos o en la roca encajonante de su proximidad inmediata, fracturada por la intrusión. En el caso de Pirquitas donde las vetas encajan en pizarras, existe la posibilidad de que el volcanito supuesto haya quedado en la profundidad, no siendo expuesto por la erosión.

2. YACIMIENTOS DE LA SEGUNDA FASE (PLIOCÉNICA)

El macizo del cerro Granadas y los macizos vecinos se componen de lavas, tobas y diques de rocas volcánicas de diferente composición, los que pertenecen a diferentes fases efusivas. En lo que yo sepa, estas rocas aún no han sido estudiadas petrográficamente. En el mapa de Sgrosso, todo el macizo de Granadas está señalado como « dacita ». En cambio he observado que el gran manto de lavas, ligeramente inclinado, encima del cual se levanta la cumbre, es de índole andesítica, como asimismo el cono de la cumbre que constituye la ruina de un cráter bien conservado. Especialmente la ceja del cráter por el lado del Norte, Oeste y Sur se ha conservado relativamente bien, y solamente el borde oriental se halla destruido. Una conservación tan buena y completa indica una formación reciente, a fines de la época pliocénica, pues la glaciación del cerro que tiene una altura de 5713 m, fué intensa. Los mantos potentes de tobas que afloran en una posición subhorizontal en las inmediaciones del macizo del Granadas, bajan casi hasta el fondo de los valles, por ejemplo del río Orosmayo. Este fenómeno significa que también estos mantos son bastante modernos. Los mantos tobáceos alternan con derrames de una lava daci-

tica, en parte muy cuarcífera, que son los únicos sitios que albergan los yacimientos primarios de estaño. Tales lavas componen en gran parte los cerros Caucani y Colorado, al Oeste del cerro Granadas. Allí como asimismo en Ciénaga Grande cerca del río Tugle, al Norte de estos cerros, se conocen hendiduras delgadas en mantos de lava, de una anchura de pocos milímetros hasta un centímetro, que contienen Estaño Madera de color pardo oscuro, con la estructura típica arriñonada. Estas ocurrencias mencionadas por Sgrosso (cuya descripción está acompañada por láminas) son idénticas a las ocurrencias arriba citadas del Cóndor Iquiña. En casi todas las quebradas que se extienden de los cerros Granadas y Caucani rumbo Norte, se han encontrado pedazos poco redondeados de Estaño Madera, del tamaño hasta de un puño, de color generalmente moreno, a veces en la superficie de color amarillo paja. Estos rodados no se pueden distinguir del estaño aluvial de Macha; proceden de la desintegración de las ocurrencias primarias distribuidas irregularmente y escasamente en los mantos volcánicos. El arrastre de los fragmentos se efectuó en parte por la acción de los glaciares.

Otros rodados consisten de casiterita microcristalina blanquecina, íntimamente mezclada con ópalo de color blanco o rojo. Tales rodados provienen aparentemente de las vetas de ópalo que se hallan muy diseminadas en aquella región.

Un otro yacimiento muy interesante fué reconocido en el *cerro Pululus*, situado a 30 kms al Oeste del cerro Granadas y al nacimiento de la Laguna Vilama. Allí nos encontramos en la proximidad del volcanismo cuaternario de los Andes Occidentales, cuyas andesitas componen los cerros fronterizos situados al Oeste de la laguna mencionada. El cerro Pululus es un escudo volcánico de más o menos 15 kms de diámetro. La lava riolítica muy cuarcífera, de color ceniciento, se halla atravesada por hendiduras rectilíneas de contracción que se extienden en todas direcciones. Estas fisuras contienen rellenos lentiformes de casiterita, en una anchura de 0,1 hasta 2 cms a lo sumo. La casiterita es compacta y bien separada de la lava poco alterada, con límites distintos y bien marcados. Por lo general, la casiterita forma el relleno de las hendiduras en-

teramente; en otras fisuras quedan huecos en el centro de las hendiduras que se han rellenado con un material arcillo-arenoso acarreado de afuera, en parte también por una brecha de ópalo. En estos casos la superficie de la casiterita es esférica, cubierta por cristalitos de casiterita y pequeñas tablas de especularita. Los cristales de ambos minerales a veces se presentan alternando entre sí. Los pequeños cristales de casiterita que forman forros averrugados, todavía no se han medido. Con lentes de aumento no se puede reconocer el hábito de los cristales.

En una veta ocurrían formaciones espinosas de casiterita hasta de 6 cm de largo que terminan hacia arriba a modo de una porra. Sgrosso ha publicado fotos de tales ocurrencias. No se trata de estalagmitas sino de grupos de espinas enmarañadas forradas en la superficie por cristalitos.

Al pie occidental del cerro Pululus se ha encontrado una vetilla de 3 cm de ancho encajando en la lava que contiene especularita microcristalina en una mezcla rítmica con casiterita colorada.

La casiterita del cerro Pululus tiene un color rojo vivo, en parte colores como « ópalo de fuego » o color rejalgar, colores que deben ser atribuidos a un contenido alto de hierro en mezcla isomorfa. Se nota transparencia en las aristas de los cristales. En una sección delgada la casiterita muestra estructura microcristalina y una mezcla irregular con tablitas de especularita, algo parecida a una estructura de eutéctico. Agradezco al señor ingeniero Hans Block un dibujo de un corte delgado de esta clase (fig. 5).

Del estudio de los cortes delgados se infiere que la casiterita y especularita son aproximadamente de la misma edad. Primeramente se formaron cristales tabulares delgados de especularita; después se agregó la casiterita; por fin se formó otra vez especularita en cristales tabulares delgados que cubren la superficie de la casiterita.

La interpretación de la génesis de este yacimiento singular, no es fácil. Me inclino a suponer un origen por intermedio de fumarolas que produjeron una mezcla de cloruros de estaño y de hierro. En favor de esta hipótesis arguyen las formaciones espinosas de casiterita. La formación de cristales tabulares de especularita

en grietas de lavas, por la acción recíproca de cloruros de hierro y de vapores de agua ($\text{Fe}_2\text{Cl}_6 + 3 \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6 \text{HCl}$) es bien conocida, como producto de sublimación, por ejemplo en las lavas del Vesuvio y en muchas lavas liparíticas. No obstante, una formación análoga de casiterita aún no ha sido descrita.

Parece que las temperaturas en las que se formó la especularita, fueron altas, y con rápido descenso. Tal idea se halla apoyada por el hecho de que los cristalitos de especularita muestran en parte

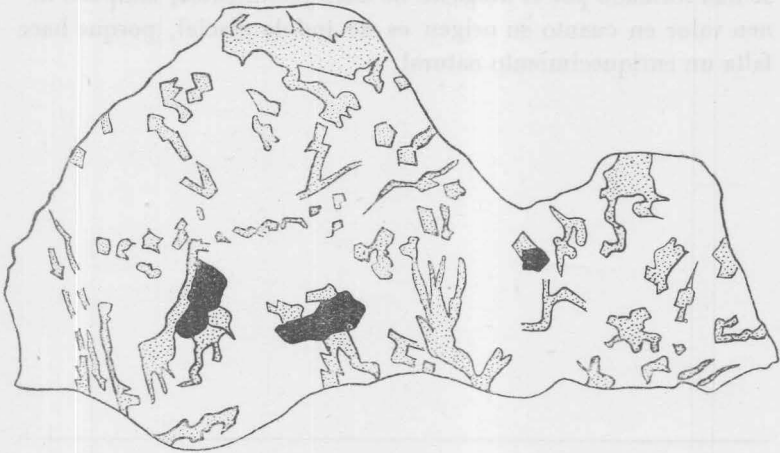


Fig. 5. — Casiterita (blanca) y especularita (punteada) del Cerro Pululus. Corte delgado, $\times 15$
Burbujas naturales en el corte marcadas con color negro

una forma redondeada (tipo Elba) que indica temperaturas altas; pero más frecuentes son las tablitas delgadas que se forman en bajas temperaturas.

Sería interesante si investigaciones más detalladas de este yacimiento comprobarían mi hipótesis de la génesis de la casiterita por sublimación en este lugar. El yacimiento del cerro Pululus es único por su alto contenido de especularita y no existe otro parecido en Bolivia. Sin embargo, es seguro que este yacimiento, igual que los otros yacimientos similares de la Argentina y de Bolivia que ocurren en derrames volcánicos, pertenecen al tipo caracterizado por Lindgren. Muestran la paragénesis típica de estos

yacimientos peculiares, es decir, una composición de casiterita microcristalina arriñonada, especularita, calcedonia y ópalo.

En lo que se refiere a la importancia económica de estos yacimientos de edad pliocénica, se puede sacar la conclusión, a base de las observaciones realizadas en Bolivia y en otros países, que tienen una distribución irregular y un desarrollo débil; carecen además de una extensión hacia la profundidad y por todas estas razones no tienen valor económico. Los placeres aluviales que se han formado por el desgaste de tales yacimientos, tampoco tienen valor en cuanto su origen es de índole glacial, porque hace falta un enriquecimiento natural.