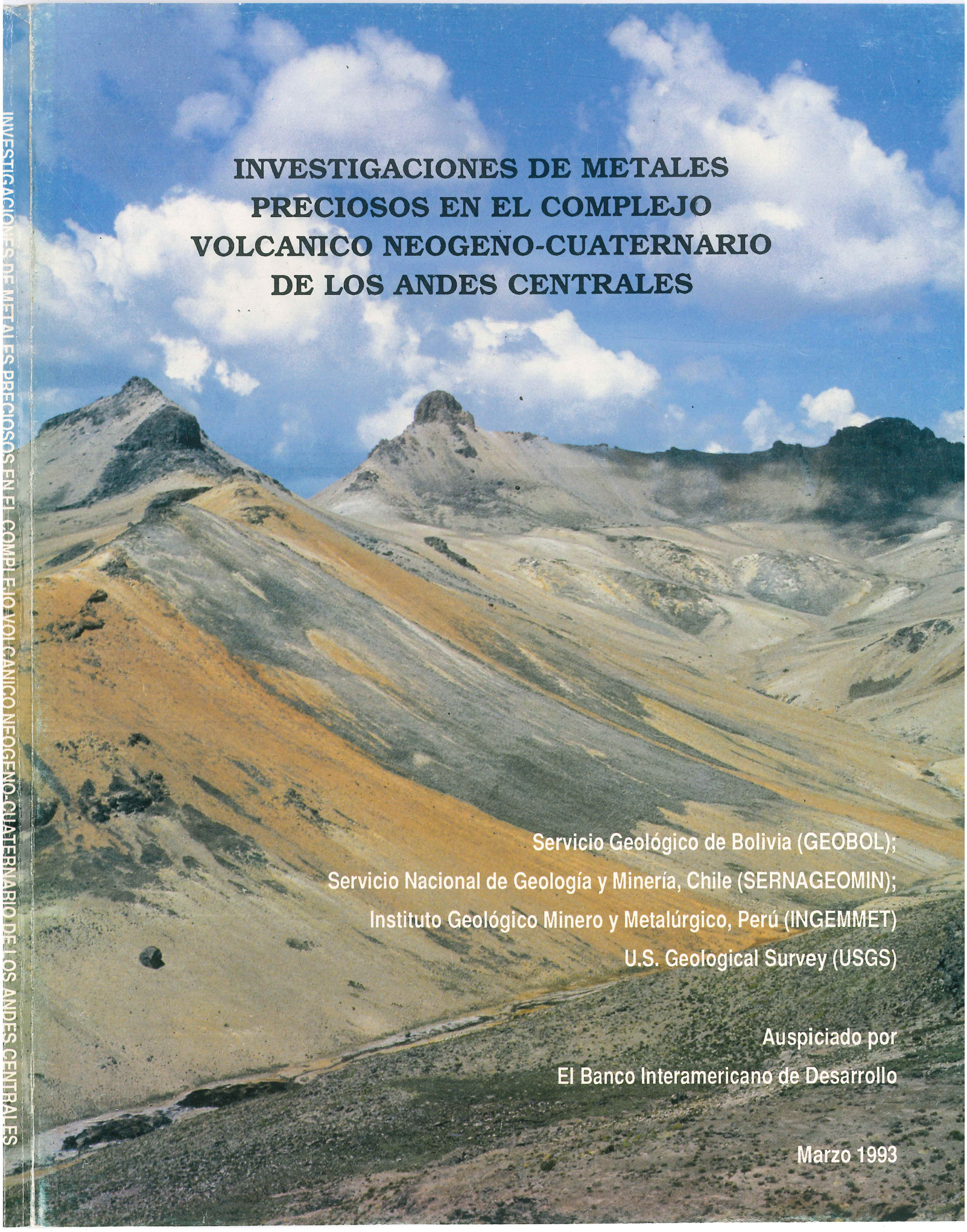
INVESTIGACIONES DE METALES PRECIOSOS EN EL COMPLEJO VOLCANICO NEOGENO-CUATERNARIO DE LOS ANDES CENTRALES



Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL);
Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile (SERNAGEOMIN);
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Perú (INGEMMET)
U.S. Geological Survey (USGS)

Auspiciado por
El Banco Interamericano de Desarrollo

Marzo 1993

INVESTIGACIONES DE METALES PRECIOSOS EN EL COMPLEJO VOLCANICO NEOGENO-CUATERNARIO DE LOS ANDES CENTRALES

INVESTIGACIONES DE METALES PRECIOSOS EN EL COMPLEJO VOLCANICO NEOGENO-CUATERNARIO DE LOS ANDES CENTRALES

Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL);
Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile (SERNAGEOMIN);
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Perú (INGEMMET)
U.S. Geological Survey (USGS)

Auspiciado por
El Banco Interamericano de Desarrollo

Marzo 1993

Impresión:

PUBLICIDAD
ARTE
PRODUCCIONES

(Promotores y Editores)
Teléfono: 312069 Casilla: 11006

IMPRESO EN BOLIVIA - PRINTED IN BOLIVIA

PRESENTACION

El proyecto de Cooperación Internacional, en el cual este informe está basado, fue organizado como consecuencia del creciente conocimiento del importante potencial minero del Complejo Volcánico Neógeno y Cuaternario de los Andes Centrales en las décadas de los años 70 y 80. Nuevas edades radiométricas, que llegaron a ser muy accesibles durante la década de los años 60 y el impulso a programas de exploración por el fenomenal aumento en los precios del oro y de la plata durante el inicio de la década de los años 70, contribuyeron a un mejor entendimiento de las relaciones genéticas entre los depósitos de metales preciosos conocidos y los centros volcánicos dentro de este complejo. Imágenes LANDSAT proporcionaron nueva información acerca de la distribución de cientos de zonas de alteración hidrotermal inexploradas, cada una de las cuales es un objetivo potencial de exploración para depósitos de metales preciosos. No solo que el Complejo Volcánico Neógeno y Cuaternario no fue bien conocido; sino que los servicios geológicos nacionales de la región carecían de geólogos con entrenamiento especializado en los procesos volcánicos relacionados a la exploración de depósitos minerales genéticamente relacionados. Tal entrenamiento fue ejecutado como parte del Proyecto por medio de investigaciones prácticas de áreas seleccionadas consideradas de gran potencial minero y/o estructuras volcánicas mineralizadas únicas en su género. Debido a que el área es muy amplia (cerca a 300,000 Km^2) y se extiende por 4 países (Perú, Bolivia, Chile, y Argentina) el Banco Interamericano de Desarrollo proporcionó el soporte financiero requerido para el entrenamiento especializado por personal del USGS y el intercambio de información de los países participantes a través de seminarios periódicos.

Hernán Danús V.
Director Nacional, Servicio Nacional
de Geología y Minería (Chile)

Juan Zegarra W.
Presidente, Instituto Geológico Minero
y Metalúrgico (Perú)

Daniel Howard B.
Director Ejecutivo Nacional, Servicio Geológico de Bolivia

FORWARD

The international cooperative project on which this report is based was organized in response to the growing awareness in the 1970's and 1980's of the important mineral potential of the Neogene and Quaternary volcanic complex in the central Andes. New radiometric ages, which became widely available during the 1960's and exploration programs stimulated by the phenomenal rises in the prices of gold and silver during the early 1970's, contributed to a better understanding of the genetic relationship between known precious-metal deposits and volcanic centers within this complex. LANDSAT imagery provided new information about the distribution of hundreds of unexplored hydrothermal alteration zones, each of which is a potential exploration target for a precious-metal deposit. Not only was the Neogene-Quaternary volcanic complex not well known, but the national geological surveys of the region lacked geologists having the specialized training in volcanic processes as related to exploration for genetically related mineral deposits. Such training was undertaken as part of the project by means of practical investigations of selected areas considered to have important mineral potential or unique volcanic and (or) mineralized structures. Because the area is so large (about 300,000 km^2) and extends into 4 countries (Peru, Bolivia, Chile, and Argentina) the Inter-American Development Bank provided the financial support required for specialized training by USGS personnel and interchange of information by the participating countries through periodic workshops.

Hernán Danús V.
Director Nacional, Servicio Nacional
de Geología y Minería (Chile)

Juan Zegarra W.
Presidente, Instituto Geológico Minero
y Metalúrgico (Perú)

Daniel Howard B.
Director Ejecutivo Nacional, Servicio Geológico de Bolivia

PROLOGO

Los informes en este compendio resumen los resultados de las campañas geológicas e investigaciones especializadas de laboratorio llevadas a cabo como parte del programa de entrenamiento patrocinado por el Banco Interamericano de Desarrollo, complementados por información compilada de informes publicados y no publicados. La preparación de informes ha sido parte de este programa de entrenamiento. Las áreas de estudio en Perú, Bolivia, y Chile fueron seleccionadas porque ellas exhiben una variedad de rasgos volcánicos, zonas de alteración hidrotermal asociadas y depósitos epitermales de metales preciosos. El potencial para el descubrimiento de nuevos depósitos minerales en estas áreas de estudio varía de un área a otra. Cada una de las áreas de estudio tienen tanto minas de metales preciosos en operación como minas antiguas paralizadas cuando las menas conocidas se agotaron. Durante la década de los años 80, las compañías mineras llevaron a cabo programas de exploración minera en cada una de las áreas de estudio. Estos programas tuvieron como resultado el descubrimiento de vetas con elevados contenidos de oro y plata, ubicadas en Shila en la región de Orcopampa, en el sudeste del Perú, y depósitos de metales preciosos de baja ley suceptibles de ser explotados en forma masiva, en la región de Maricunga, en el norte de Chile. La explotación de las vetas de Shila y la minería a gran escala de tres de los depósitos en la región de Maricunga se iniciaron al finalizar la década de los años 80. La continuación de la exploración del prospecto La Española (1993) en el distrito de Berenguela, Bolivia, indica la presencia de grandes cantidades de roca con contenidos anómalos de oro y plata, pero la presencia de material explotable aún no ha sido establecida.

Las investigaciones demostraron claramente el valor de las imágenes del mapeador temático (TM), realzadas digitalmente en la identificación de zonas de alteración hidrotermal. Tales zonas, que están genéticamente relacionadas a los más de 1,000 centros eruptivos del Complejo Volcánico de los Andes Centrales, se constituyen en los objetivos más favorables para la exploración minera. Los grandes depósitos de baja ley de metales preciosos en la región de Maricunga arriba mencionados, fueron inicialmente identificados por medio de imágenes TM mediante el proceso de relaciones entre bandas.

Nuevas edades radiométricas y análisis de isótopos de plomo contribuyeron a un mejor entendimiento de las relaciones genéticas entre volcanismo y mineralización, no solamente en las áreas de estudio sino también en el Complejo Volcánico de los Andes Centrales en su totalidad. Las nuevas edades, sugieren que el modelo típico para algunos de los depósitos de metales preciosos hospedados en rocas volcánicas de los Andes Centrales, están definidos por una secuencia compleja de etapas sobrepuestas de volcanismo y mineralización de las cuales la alteración y la mineralización son procesos característicos de la fase decadente de cada evento volcánico. Análisis de isótopos de

plomo en menas y rocas de las áreas de estudio muestran una similitud de valores, entre las menas y las rocas volcánicas hospedantes, y opuesta a otros tipos de rocas. Esto indica claramente una fuente común para las menas y rocas volcánicas hospedantes. La fuente parece estar ubicada por debajo de la corteza, cuyas características físico-químicas habrían sido modificadas por la asimilación de materiales de la corteza.

Se puede concluir que esta fase inicial de la investigación del Complejo Volcánico de los Andes Centrales proporciona un firme apoyo a la necesidad de llevar a cabo un estudio sistemático de este complejo. Tal estudio; debe incluir la identificación y evaluación de todos los centros eruptivos y de las zonas de alteración con la ayuda de imágenes TM digitalmente procesadas, proveyendo información esencial para la implementación de futuros programas de exploración minera en esta región.

Franz Tavera V., Coordinador del Proyecto,
Servicio Geológico de Bolivia.

Victor Maksaev J., Coordinador del Proyecto,
Servicio Nacional de Geología y
Minería (Chile).

Néstor Chacón A., Coordinador del Proyecto,
Instituto Geológico Minero y
Metalúrgico (Perú).

PREFACE

The reports in this compendium summarize results of geologic field and laboratory investigations carried out as part of the training program sponsored by the Inter-American Development Bank, augmented by information compiled from published and unpublished reports. Report preparation has been part of this training program. The study areas in Peru, Bolivia, and Chile were selected because they displayed a variety of volcanic features and associated hydrothermal alteration zones and epithermal precious-metal deposits. The potential for discovery of significant new mineral deposits in these study areas varies from area to area. Each of the study areas have either operating precious-metal mines or former mines that closed when known ores were exhausted. During the 1980's, mining companies carried out mineral exploration programs in each of the study areas. These programs resulted in the discovery of high-grade silver-gold veins at Shila in the region of Orcopampa, southern Perú, and low-grade, bulk-mineable precious-metal deposits in the Maricunga region, northern Chile. Exploitation of veins at Shila and large-scale mining of three of the deposits in the Maricunga region began in the late 1980's. Continuing (1993) exploration of the Española prospect in the Berenguela district, Bolivia, indicates the presence of large quantities of rock having anomalous values for gold and silver, but the presence of exploitable material remains to be determined.

The investigations have clearly demonstrated the value of digitally enhanced Thematic Mapper (TM) images for identifying hydrothermal alteration zones. Such zones, which are genetically related to the more than 1,000 eruptive centers in the central Andean volcanic complex, are the most favorable mineral exploration targets with the complex. The large, low-grade precious-metal deposits in the above-mentioned Maricunga region were first identified in color-ratio TM images.

New radiometric ages and lead-isotope analyses have contributed to a better understanding of the genetic relationships between volcanism and mineralization, not only in the study areas but also in the central Andean volcanic complex as a whole. New ages suggest that the typical model for some of the volcanic-hosted precious-metal deposits in the central Andes is defined by a complex sequence of overlapping stages of volcanism and mineralization in which both alteration and mineralization are processes characteristic of the waning phase of each volcanic event. Lead-isotope analyses of ores and rocks in the study areas show a similarity of values between the ores and the volcanic host rock as opposed to other types of rocks. This clearly indicates a common source for both the ore metals and the volcanic host rock. This appears to be sub-crustal source modified by incorporation of crustal materials by the source magma.

It may be concluded that this initial phase of investigation of the central Andean volcanic complex gives strong support for the need for systemmatic study of this complex as a whole. Such a study, which should include identification and evaluation of all eruptive centers and associated hydrothermal alteration zones with the aid of digitally enhanced TM images, should provide essential information for future mineral exploration programs in this region.

Franz Tavera V., Project Coordinator,
Servicio Geológico de Bolivia.

Victor Maksaev J., Project Coordinator,
Servicio Nacional de Geología y
Minería (Chile).

Nestor Chacón A., Project Coordinator,
Instituto Geológico Minero y
Metalúrgico (Peru).

CONTENIDO

Página

CAPITULO I.— PRECIOUS-METAL DEPOSITS IN THE NEOGENE-QUATERNARY VOLCANIC COMPLEX OF THE CENTRAL ANDES, 1
by George E. Ericksen and Charles G. Cunningham (USGS).

Abstract 3

Introduction 4

Descriptions of deposits 6
- Adularia-sericite type deposits 7
  - Silver-rich polymetallic base-metal veins 7
  - Polymetallic tin-silver deposits 9
  - Gold-rich stockwork porphyry deposits 10
- Acid-sulfate type deposits 10
  - Silver- and gold-rich polymetallic base-metal veins 10
  - Low-grade vuggy silica and breccia 12

Conclusions 13

References cited 13

CAPITULO II.—ANALYSES OF LANDSAT THEMATIC MAPPER IMAGES OF STUDY AREAS LOCATED IN WESTERN BOLIVIA, NORTHERN CHILE, AND SOUTHERN PERU, by 17
Barbara A. Eiswerth and Lawrence C. Rowan (USGS).

Abstract 19

Introduction 20

Overview of data and data processing 20

Berenguela, Bolivia area 21
- Geographic and geologic setting 21
- Image processing 21
- Spectral measurements and field observations 26
- Discussion 26
- Summary, Berenguela study area 35

Esperanza, Chile area 35
Geographic and geologic setting 35
Description of data 36
Image processing techniques 36
Spectral measurements and field observations 37
Discussion 37
Summary, Esperanza study area 41

Perú study areas 41

Conclusions 43

References cited 43

CAPITULO III.—SUMMARY OF Pb ISOTOPIC COMPOSITIONS IN EPITHERMAL PRECIOUS-METAL DEPOSITS, ORCOPAMPA AREA OF SOUTHERN PERU, BERENGUELA AREA OF WESTERN BOLIVIA, AND THE MARICUNGA BELT IN NORTH-CENTRAL CHILE 45
by Richard M. Tosdal, Peter C. Gibson, Alan R. Wallace, Richard F. Hardyman, and Robert P. Koeppen (USGS); César Vilca N., Luis Quispesivana Q., and Rubén Tejada G. (INGEMMET); Néstor Jiménez Ch., José Luis Lizeca B., and Fernando Murillo S. (GEOBOL); Ramón Moscoso D., Lucía Cuitiño G., Víctor Maksaev J., and Felipe Díaz F. (SERNAGEOMIN).

Pb isotopic provinces in the central Andes 47

Study areas 48
Orcopampa area, southern Perú 48
Berenguela area, western Bolivia 50
Maricunga area, north-central Chile 51

Summary and speculations 53

References cited 55

CAPITULO IV.— GEOLOGIA Y MINERALIZACION DE LAS REGIONES DE BERENGUELA Y LAURANI, BOLIVIA, 57
por Luis Barrera I.; Oscar Flores B.; Néstor Jiménez Ch.; José Luis Lizeca B.; Fernando Murillo S.; Orlando Sanjinés V.; Franz Tavera V. (GEOBOL); Barbara A. Eiswerth; Richard F. Hardyman; Albert H. Hofstra; Thomas J. Nash; Lawrence C. Rowan; Richard M. Tosdal; y Allan R. Wallace (USGS).

PANORAMA DE LOS DEPOSITOS MINERALES DE LAS REGIONES DE BERENGUELA Y LAURANI 59
por Franz Tavera V. (Editor)

Región de Berenguela 59

Región de Laurani 61

Referencias Citadas 62

A.— MARCO GEOLOGICO DE LA REGION DE BERENGUELA, 63
por Nestor Jiménez Ch., Luis Barrera I., Oscar Flores B., José Luis Lizeca B., y Fernando Murillo S. (GEOBOL); Richard F. Hardyman, Richard M. Tosdal, y Allan R. Wallace (USGS).

Introducción 63

Geología 63
Estratigrafía 64
Formación Berenguela (Eoceno - Oligoceno) 64
Formación Mauri (Oligoceno superior - Mioceno medio) 64
Formación Abaroa (Mioceno inferior - Mioceno medio) 65
Formación Antajavi (Mioceno superior) 65
Complejo Serkhe-Huaricunca (Mioceno superior - Plioceno) 65
Formación Pérez (Plioceno) 65
Formación Charaña (Plioceno - Cuaternario) 67
Rocas intrusivas 67

Geocronología 67

Petrología y composicion quimica de las rocas ígneas 70

Conclusiones 74

Referencias citadas 74

B.— CRONOLOGIA Y ANALISIS ESTRUCTURAL DE LAS ROCAS CENOZOICAS EN LA REGION DE BERENGUELA, 75
por Fernando Murillo S. (GEOBOL) y Richard M. Tosdal (USGS)

Introducción 75

Marco tectónico regional 75

Análisis de lineamientos 76

Geología estructural del área de Berenguela 76

Análisis dinámico de esfuerzos 78

Cronología y correlación de los periodos tectónicos y sedimentarios 79
Ciclo Eoceno-Oligoceno inferior (53-27 Ma) 79
Ciclo Oligoceno superior-Mioceno inferior (27-18 Ma) 81
Ciclo Mioceno inferior-Miocene superior (18-8.5 Ma) 81
Ciclo Mioceno superior-Plioceno inferior (8.5-3.5 Ma) 82
Ciclo Plioceno superior-Cuaternario 84

Conclusiones 84

Referencias citadas 85

C.— EVALUACION DEL POTENCIAL MINERO DE LOS CENTROS VOLCANICOS DEL MIOCENO SUPERIOR DE LA REGION DE BERENGUELA, 86
por Oscar Flores B., Néstor Jiménez Ch., y José Luis Lizeca B., (GEOBOL).

Introducción 86

Los volcanes 86
El Volcán Antajavi 86
El Complejo Huaricunca-Laramkahua 88
El Volcán Serkhe 88

Las áreas de alteración hidrotermal 89
Imágenes de satélite Thematic Mapper (TM) 89
Prospectos del Volcán Antajavi 89
Prospecto El Norteño 89
Prospecto Aguas Claras 89

Prospectos del Complejo Huaricunca-Laramkahua 91
Prospecto Golden Hill 91
Prospecto Alpha 91
Prospecto del Volcán Serkhe 91

Evaluación del potencial minero 91

Referencias citadas 92

D.— GEOLOGIA DEL PROSPECTO LA ESPAÑOLA, 93
por Luis Barrera I., Orlando Sanjinés V., Fernando Murillo S., Néstor Jiménez Ch., y José Luis Lizeca B. (GEOBOL); Albert H. Hofstra y Richard F. Hardyman (USGS)

Introducción 93

Marco geológico 93

Petrología de las rocas ígneas 94

Geología económica 96
Alteración hidrotermal 96
Alteración cuarzo-sericita-pirita (QSP) 96
Alteración sulfato-ácido 96
Alteración propilítica 98
Descripción de los depósitos 98
Depósitos tipo stockwork 98
Mina Kollota 98
Mina Santa Rosa 98
Vetas Tarutani 100
Edad de la alteración/mineralización 100
Geotermometría 100

Modelo genético del prospecto La Española 103

Referencias citadas 103

E.— ESTUDIO GEOLOGICO MINERO DEL PROSPECTO DOS AMIGOS, DISTRITO DE BERENGUELA, por José Luis Lizeca B. (GEOBOL). 105

Introducción 105

Marco geológico 105

Geología económica 106
Estructuras, vetas, y mineralogía 106
Alteración hidrotermal 106
Brecha en la veta 108
Geoquímica 108
Isótopos de plomo 108

Conclusiones 109

Referencias citadas 110

F.— GEOLOGIA DEL PROSPECTO TATITO KKOLLU, DISTRITO DE BERENGUELA, 111
por José Luis Lizeca B. y Fernando Murillo S. (GEOBOL).

Introducción 111

Marco geológico 111

Geología económica 112
Características de las vetas 112
Alteración hidrotermal 114

Sumario 115

Referencias citadas 115

G.— MARCO GEOLOGICO DEL DISTRITO MINERO LAURANI, 116
por Néstor Jiménez Ch., José Luis Lizeca B., Fernando Murillo S., Orlando Sanjinés V., Luis Barrera I., y Oscar Flores B. (GEOBOL).

Introducción 116

Marco geológico 116
Estratigrafía 117
Unidades paleozoicas 117
Unidades terciarias sedimentarias 117
Rocas ígneas 119
Lavas andesíticas Chijmuni 119
Lavas dacíticas y riodacíticas Laurani 119
Intrusivos de Laurani 119
Petrografía 120
Geoquímica de roca total 120
Geología estructural 120

Conclusiones 120

Referencias citadas 122

H.— GEOLOGIA, ALTERACION, Y MINERALIZACION DEL DEPOSITO MINERAL TIPO SULFATO-ACIDO DE LAURANI, ALTIPLANO NORTE DE BOLIVIA, 123
por Fernando Murillo S., Orlando Sanjinés V., Luis Barrera I., Néstor Jiménez Ch., José Luis Lizeca B., y Oscar Flores B., (GEOBOL); Albert H. Hofstra, Richard F. Hardyman, y Thomas J. Nash (USGS).

Introducción 123

Marco geológico 125
Alteración hidrotermal 126
Alteración argílica avanzada 127
Alteración argílica intermedia 127
Alteración sericítica 127
Alteración propilítica 127

Geología económica 127

Sumario 128

Referencias citadas 130

Agradecimientos 130

CAPITULO V.—EL COMPLEJO VOLCANICO CERROS BRAVOS, REGION DE MARICUNGA, CHILE: GEOLOGIA, ALTERACION HIDROTERMAL, Y MINERALIZACION, 131
por Ramón Moscoso D., Victor Maksaev J., Lucía Cuitiño G., y Filipe Diaz F. (SERNAGEOMIN); Robert P. Koeppen, Richard M. Tosdal, Charles G. Cunningham, Edwin H. McKee, y James J. Rytuba (USGS).

Resumen 133

Introducción 134
Generalidades 134
Trabajos anteriores 135

Marco geológico 135

Edades K-Ar en la franja de Maricunga 138

Geología del Sector Esperanza - Cerros Bravos 142
Introducción 142
El Complejo volcánico Cerros Bravos 145
Características químicas 146

Geología económica 146
Alteración hidrotermal 146
Mineralización 150
Estructura 151

Estudios isotópicos de Pb de la franja de Maricunga 152
Introducción 152
Composiciones isotópicas de Pb 152
Minerales de mena 152
Rocas de caja 154

Discusión 154
Fuentes de metales en depósitos minerales 154
Fuentes de Pb en las rocas del Oligoceno - Mioceno 156

Conclusiones 159

Procesamiento digital de imágenes TM 159

Metodología 159

Conclusiones 160

Agradecimientos 160

Referencias citadas 160

CAPITULO VI.— RECONOCIMIENTO GEOLOGICO E INVESTIGACIONES DE DEPOSITOS MINERALES EN EL AMBIENTE VOLCANICO NEOGENO Y CUATERNARIO DEL DEPARTAMENTO DE AREQUIPA, SUR DEL PERU, 167
por César Vilca N., Rubén Tejada G., Luis Quispesivana Q.,
y Néstor Chacón A. (INGEMMET).

Introducción 169

Geología regional 172
Rocas pre-terciarias 172
Rocas volcánicas y sedimentarias de edad terciaria y cuaternaria 173
Rocas intrusivas de edad cretácica y terciaria 176
Rasgos estructurales 176
Estructuras lineales 176
Estructuras circulares 179

Geología económica 179
Zonas de alteración hidrotermal 180
Depósitos minerales 181
Potencial para el hallazgo de nuevos depósitos de metales preciosos 181

Estudio especial, flanco suroeste del Nevado Coropuna 184
Estratigrafía 184
Geología Estructural 185
Geología económica 194

Agradecimientos 194

Referencias citadas 194

CAPITULO I

PRECIOUS-METAL DEPOSITS IN THE NEOGENE-QUATERNARY VOLCANIC COMPLEX OF THE CENTRAL ANDES

by George E. Ericksen and Charles G. Cunningham
U.S. Geological Survey

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 3-16

PRECIOUS-METAL DEPOSITS IN THE NEOGENE-QUATERNARY VOLCANIC COMPLEX OF THE CENTRAL ANDES

by George E. Ericksen and Charles G. Cunningham
U.S. Geological Survey

ABSTRACT

The Neogene-Quaternary volcanic complex of the central Andes contains hundreds of hydrothermally altered zones, several of which are associated with world-class epithermal precious-metal deposits, but most of which are either unexplored or inadequately explored. These young volcanic rocks, chiefly andesitic to dacitic lavas and rhyolitic ash-flow tuffs, extend over an area of about 300,000 km^2 in the Andean Highlands of southern Perú, northern Chile, western Bolivia, and northwestern Argentina. At least a dozen major deposits have been discovered in the young volcanic complex since the late 1970's by exploration programs stimulated by the phenomenal rise in gold and silver prices. Not only are eruptive centers in the complex prime exploration targets, but the volcanic complex covers older rocks and associated mineral deposits of one of the world's greatest metallogenic provinces. Future exploration should reveal the presence of more deposits both within and beneath the volcanic rocks.

The volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits are spatially and temporally related to eruptive centers--stratovolcanoes, calderas, and domes--within the volcanic complex. Included are both adularia-sericite and acid-sulfate types of deposits for which distinct sub-types can be distinguished and corresponding descriptive models constructed. Adularia-sericite-type deposits include (1) silver-rich polymetallic base-metal veins, (2) polymetallic tin-silver-rich veins, and (3) stockwork porphyry deposits. Acid-sulfate-type deposits, which are characterized by the presence of enargite and magmatic-hydrothermal alunite, include (1) silver- and gold-silver-rich polymetallic base-metal veins and (2) low-grade vuggy silica and breccia gold-silver deposits. Radiometric ages show that most of the precious-metal deposits are of middle Miocene age (17-9 Ma), but several are as young as Pliocene and Pleistocene (5-1.2 Ma), and others may be forming today in association with active thermal spring systems and fumarolic-stage stratovolcanoes.

Grade and tonnage data for both high-grade (generally multi-vein) deposits and low-grade (generally stockwork or vuggy silica) deposits show that most contain between 500 and 5,000 metric tons (t) of silver and less than 60 t of gold. Cerro Rico de Potosí, a polymetallic tin-silver deposit, is the world's largest silver deposit, having produced an estimated 30,000 t of silver from ores that probably averaged more

than 500 grams per metric ton (g/t) silver. A comparable amount of silver is estimated to remain in Cerro Rico in veins and stockworks, disseminated into the wallrock, and in waste dumps, all having grades of 150-250 g/t silver. Silver-rich base-metal ores generally contain 500 or more g/t silver but less than 2 g/t gold; ore shoots in some veins may contain 100 or more g/t gold. The richest gold ore recently found in the central Andes has been the 3500 vein of the El Indio district, Chile, which has yielded about 30 t of gold from ores averaging about 250 g/t gold. Significant amounts of the ore in this vein contain more than 1,000 g/t gold. Low-grade stockwork, vuggy silica, and breccia deposits, of which at least a dozen have been discovered during the 1980's and 4 or 5 are currently in operation, have average grades on the order of 1.5-2 g/t gold and 20-100 g/t silver. Resources of such deposits range from 25 to 60 t of gold and to as much as 3,000 t of silver.

INTRODUCTION

The Neogene and Quaternary volcanic complex in the central Andes (Fig. 1) became recognized as an important exploration target in the late 1970's and early 1980's when several important new gold and silver deposits were discovered. This complex constitutes part of the late Tertiary and Quaternary cover within the central Andean metallogenic province, one of the great metalliferous provinces of the World, which is characterized by the presence of thousands of ore deposits that are chiefly of Mesozoic and Cenozoic age. Included are world-class deposits of base- and precious-metals, tungsten, tin, and antimony major deposits of sedimentary manganese and iron oxides, porphyry copper deposits, strata-bound copper and polymetallic base-metal deposits of possible volcano-sedimentary origin, and magmatic iron-oxide deposits. Most of these deposits are hosted by sedimentary, volcanic, and plutonic rocks that are of pre-Miocene age.

Exploration during the late 1970's and the 1980's, stimulated by the phenomenal rise in prices of gold and silver, resulted in the discovery of at least a dozen major new deposits both in areas without indications of previous prospecting or mining as well as in established mining districts. Although many gold and silver deposits were known to be hosted by volcanic rocks in this region, and some deposits were discovered and mined during both pre-Columbian and Spanish Colonial times, the relation of these deposits to the young volcanic rocks was not well understood until radiometric ages became widely available in the 1970's. These ages now clearly show that most of these deposits are temporally and spatially related to volcanic centers of chiefly Miocene age (17-9 Ma), but a few deposits are of Pliocene and Pleistocene age (5-1.2 Ma) (Noble and McKee, 1982; Ericksen et al., 1987; Vidal et al., 1989; Sillitoe et al., 1991). Host rocks include andesitic to dacitic lavas erupted from hundreds of stratovolcanoes, quartz latitic to rhyolitic ash-flow tuffs from at least 30 calderas, many dacitic to rhyolitic domes, and explosive breccias and pyroclastic deposits (Ericksen et al., 1987).

Estimated grades and tonnages of ores (production plus reserves) of some of the deposits shown in figure 1 are listed in table 1. As can be seen, most have relatively high values for silver and low values for gold. By far the greatest silver production from any one deposit is that of Cerro Rico de Potosí, which Murillo et al., (1968) estimated to be 30,000 metric tons (964.5 million ounces). This deposit is estimated to contain at least an equal amount of silver in low-grade (150-250 g/t silver) stockworks, veins, and in waste dumps (Bernstein in Suttill, 1988).

Several polymetallic silver deposits in southern Perú (Arcata, Caylloma, Orcopampa, Julcani) have each produced between 50 and 100 million ounces (1,555-3,110 t) from ores that probably averaged on the order of 12-15 oz/t (373-467 g/t) silver (Silberman et al., 1985; Candiotti et al., 1990; Alberto Benavides, oral commun., 1991) Although these deposits had locally high-grade gold ore containing several grams to a few tens of grams per metric ton, most of the ore in these deposits averaged less than 2 g/t gold. Total production from any one of these deposits or districts probably has not been more than about 500,000 oz (15.6 metric tons). The richest gold ores encountered during recent mining (1980-1990) have been those from the 3500 vein at the El Indio deposit (Table 1), which during a 10-year period (1979-1989) yielded about 30 t of gold (Jannas et al., 1990) from direct-shipping ore averaging 250 g/t gold (Siddeley and Araneda, 1986). Some of the low-grade vein-type deposits, such as La Joya, Bolivia, and the vuggy silica and breccia-hosted

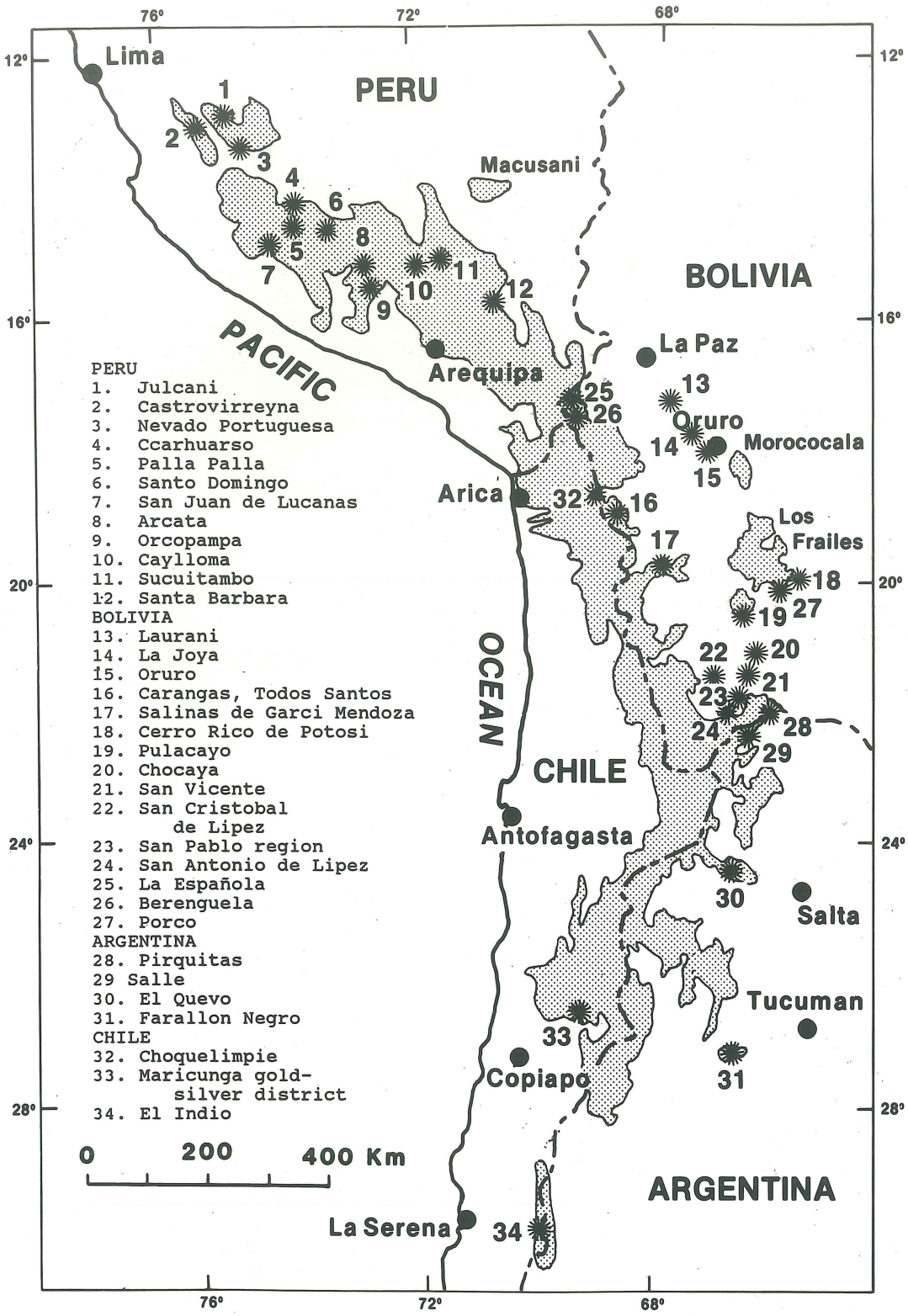


Figure 1.— *Epithermal precious-metal deposits associated with the Neogene and Quaternary volcanic complex (stippled) in the central Andes.*

Table 1.— Estimated grades and tonnages (production and reserves) of ores and gold and silver production of volcanic-hosted, precious-metal deposits of Neogene age in the central Andes. (t=metric tons; g/t= grams per metric ton)

District or deposit	ore (t)	Au (g/t)	Au (t)	Ag (g/t)	Ag (t)
PERU					
Julcani[1]	6,000,000	1.0	6	400	2,400
Arcata[1]	5,000,000	2.0	10	400	2,000
Caylloma[1]	9,000,000	1.5	13.5	400	3,600
Orcopampa[1]	6,000,000	3.0	18	400	2,400
Santa Barbara[2]	1,500,000	--	--	335	550
BOLIVIA					
Cerro Rico de Potosi[3]					
Production to 1989	60,000,000	--	--	500	30,000
Reserves (1989)	825,000,000	--	--	150-250	30,000
Pulacayo[4]	5,000,000	--	--	1,000	5,000
La Joya[5]					
Kori Kollo (oxide)	10,100,000	1.61	16.3	24.7	250
Kori Kollo (sulfide)	53,100,000	2.32	123.2	14.5	770
CHILE					
Choquelimpe[6]					
pre-1986	--	1.5	--	--	200
post-1986	6,700,000	2.23	15	87	583
Maricunga district					
La Coipa[7]					
Ladera-Farellón	52,100,000	1.58	82	60.4	3,145
Coipa Norte	9,150,000	0.19	1.8	171.7	1,571
Marte[8]	46,000,000	1.43	66	--	--
Lobo[8]	80,000,000	1.6	128	--	--
Refugio[8]	200,000,000	0.96	192	--	--
La Pepa[8]					
(high grade)	440,000	23.7	10.4	--	--
(low grade)	3,200,000	1.3	4.2	--	--
Esperanza[9]	4,300,000	0.14	0.6	320	1,376
El Indio[10]					
Bonanza ore	180,000	218	39	109	20
Plant-grade ore	7,400,000	9.1	67	91	673
Heap-leach ore	1,150,000	1.7	2	--	--

1 Estimates by authors, based on available published and unpublished data about production and grade; Petersen et al., (1977) gave Julcani production for 1962-1976 and reserves as of 1976; Silberman et al., (1985) reported total production for Caylloma and Orcopampa to be 100 million and 50 million oz, respectively.

2 Grades and reserves from Fletcher et al., (1989); past production estimated by authors.

3 Murillo et al., (1968) estimated total production of silver to be 30,000 t since discovery by the Spanish in 1545; grade and tonnage of low-grade ores according to estimates by M. Bernstein cited by Suttill (1988); 30,000 t of recoverable silver from low-grade ore is based on Bernstein's estimate that silver in low-grade ores is equal to all silver produced to date (note the amount of silver in the 825 million tons of ore of grade 150-250 g/t is several times greater than the 30,000 t estimated).

4 Pinto (in press).

5 Columba and Cunningham (in press).

6 Gröpper et al., (1991).

7 Unpublished data, Compañía Minera Mantos de Oro (1990); Vila and Sillitoe (1991).

8 Vila and Sillitoe (1991).

9 Vila (1991)

10 Jannas et al., (1990); Siddeley and Araneda (1986).

deposits such as La Coipa and Choquelimpie, Chile, are gold-silver deposits, whereas stockwork deposits such as Marte and Lobo, Chile, are gold deposits containing little or no silver (Table 1). Three deposits, La Coipa, Marte, and La Pepa began operation in 1988-89. A crushing and leaching plant at La Coipa that processed 1,000 metric tons per day (tpd) was expanded in late 1991 to process 15,000 tpd. An 8,000 - tpd crushing plant and heap-leaching facilities were in operation at Marte, and similar crushing and heap-leaching facilities were in operation at La Pepa. Marte closed in 1991.

DESCRIPTIONS OF DEPOSITS

The volcanic-hosted, epithermal precious-metal deposits in the central Andes include both adularia-sericite and acid-sulfate types (Heald et al., 1987), which together show features representative of at least five distinctive types. Adularia-sericite deposits include (typical deposits are shown in parens): (1) silver-rich polymetallic base-metal veins (Arcata, Caylloma, and Orcopampa, Perú; Pulacayo, Bolivia; El Soldado and Cachinal de la Sierra, Chile), (2) polymetallic tin-silver veins and stockworks (Cerro Rico de Potosí, Oruro, and Chocaya, Bolivia), and (3) gold-rich stockwork porphyry deposits (Marte, Lobo, and Casale Hill

(Aldebaran), Chile). Acid-sulfate-type deposits include: (1) silver- and gold-silver-rich polymetallic base-metal veins (Julcani, Perú; El Indio, Chile), and (2) low-grade vuggy silica and breccia, gold and gold-silver rich (La Coipa, Esperanza, El Guanaco, and Choquelimpie, Chile).

Adularia-sericite type deposits

Silver-rich polymetallic base-metal veins

Caylloma, Orcopampa, and Arcata districts, southern Perú (Fig. 1), are multi-vein deposits that are typical examples of polymetallic, silver-rich, base-metal deposits in which gold is sparse (silver/gold ratios generally are greater than 300:1). All three districts have had a large production of high-grade (probably averaging at least 15 oz/t silver) silver ores from quartz-carbonate veins containing a wide variety of silver, copper, lead, sulfides and sulfosalts, and sphalerite. The richest silver-gold ores, such as those in the Calera vein at Orcopampa, contain several hundred oz/t silver and up to several oz/t gold (oral commun., geological staff, Orcopampa, 1987) with total production and reserves as of 1989 being over 40,000,000 oz (1,244 t) silver and 400,000 oz (12.4 t) gold (Gibson et al., 1990). All three of these depo-sits were discovered during Colonial times and have been worked sporadically to the present. The largest production of silver is more than the 100,000,000 oz (3,110 t) silver reported by Silberman et al., (1985) for Caylloma. These authors also reported silver production at Orcopampa to be 50,000,000 oz (1,555 t). Production from the three districts in 1989 from ores averaging about 1/2 kg/t silver was as follows: Orcopampa—161 t silver and 1.2 t gold, Arcata—110 t silver and 0.33 t gold, and Caylloma—71 t silver and 0.26 t gold (Blanca Huaco, written commun. 1990).

All three districts are located in major eruptive centers that include volcanic domes, but the genetic relation between volcanism and mineralization is uncertain. The veins at Caylloma are near the intersection of two large calderas, both of which are younger than the mineralization. The veins at Orcopampa may be related to a caldera (Ericksen et al., 1987). In all three districts, the ores occur as fissure-filled veins along subparallel faults; the faults cut predominantly andesitic flows, breccias, and pyroclastic rocks at Arcata and Caylloma (Candiotti, 1988; Candiotti et al., 1990) and chiefly quartz latitic ash-flow tuffs and dacitic breccias and lavas at Orcopampa (Arenas, 1975). The subparallel mineralized faults at Caylloma, of which there are at least 25, are normal faults that formed between two intersecting regional faults (Candiotti, 1988). The four major subparallel vein systems at Orcopampa are mineralized faults (Arenas, 1975), whereas the four major vein systems at Arcata appear to be related to a graben (Candiotti, 1988; Fletcher et al., 1989). The age of mineralization at both Caylloma and Orcopampa is 17-16 Ma and that at Arcata is 5-4.5 Ma (Silberman et al., 1985; Candiotti, 1988).

According to company data (Cia. de Minas Buenaventura S.A.; Mauricio Hochschild y Cia. Ltda. S.A.), the major veins in the three districts are on the order of 500 to 3,000 m in length and have average widths ranging from about 50 cm to 2 m; locally, they attain widths of as much as 8 m. The vertical ranges of the precious-metal ores are 300-450 m. Above some ore zones, the metal values decrease rapidly to trace amounts associated with vein quartz and calcite, whereas downward they may give way to galena-sphalerite-chalcopyrite ores having less silver than the overlying precious-metal ores (Candiotti et al., 1990). The veins tend to be strongly banded and vuggy or cavernous, and many veins were repeatedly brecciated by fault movement during mineralization (Fornari and Vilca, 1979; Candiotti, 1988).

The veins crop out as relatively barren quartz and intensely altered wall rock. For example, exposures of the Marion vein, in the Arcata district, consist chiefly of barren quartz veins in a zone of intensely kaolinized andesite (locally the host volcanic rock consists almost entirely of dickite) that locally is several tens of meters wide. This barren zone extends downward to the top of high-grade silver ore, at a depth of as much as 250 m (Fig. 2; Candiotti et al., 1990).

The silver-rich polymetallic ores contain a variety of silver and base-metal sulfides and sulfosalts. The most abundant silver minerals are the ruby silvers, of which pyrargyrite is generally much more abundant than proustite, and silver-bearing tetrahedrite/tennantite. Tetrahedrite is by far the most abundant silver mineral at Orcopampa, whereas both tetrahedrite and ruby silver minerals are abundant at Arcata and

Caylloma (Arenas, 1975; Silberman et al., 1985). Gold, which occurs as native gold, electrum, and auriferous pyrite, tends to be most abundant in the upper parts of the veins, and a few such veins were famous early sources of bonanza gold ore. The San Cristobal vein at Caylloma, which is the longest and richest vein in the district, reportedly had significant gold values in the upper mine levels (Silberman et al., 1985). The Calera vein at Orcopampa, which was discovered in the late 1970's, contains 50 percent of its precious metals in a paragenetically late bonanza stage that includes native gold, miargyrite, pyrargyrite, several other silver sulfosalts, and precious and base metal tellurides in quartz gangue (Gibson et al., 1990).

Many silver-rich, volcanic-hosted, epithermal polymetallic base-metal veins occur in the volcanic terrane of the southernmost part of the Bolivian Altiplano (Ahlfeld and Schneider-Scherbina, 1964), a region referred to as Sur Lípez. Mining was extensive during Colonial times when significant amounts of silver were produced. Most of the veins were worked out at this time, but some mining in this region has continued sporadically to the present. Ahlfeld and Schneider-Scherbina (1964) described the principal mines of this region, which are in four centers, San Pablo, San Vicente, San Antonio de Lípez, and San Cristobal de Lípez (Fig. 1). Veins are associated chiefly with dacitic stocks and (or) domes in a region of widespread volcanic flows, breccia, and tuffs overlying continental sedimentary rocks of Tertiary age. Major veins are a few hundred meters to about 3 km in length and a few tens of centimeters to about 2 m wide. They are along faults and fracture systems and consist of fillings of vuggy quartz, commonly chalcedonic, and variable amounts of rhodochrosite, calcite, and barite. The most widespread and abundant metallic minerals are pyrite, galena, sphalerite, tetrahedrite/tennantite, and chalcopyrite. Argentiferous tetrahedrite/tennantite and pyrargyrite are the principal silver-bearing minerals; polybasite, stephanite, argentite, and argentiferous galena are present in some veins. Small amounts of cassiterite and stannite have been reported as occurring in veins of the eastern part of the region marginal to the Bolivian tin belt.

Other volcanic-hosted silver-rich, polymetallic base-metal deposits of Neogene age, shown in figure 1, include veins in the region of Carangas-Todos Santos and Salinas de Garci Mendóza which are similar to the veins in the Sur Lípez area (Ahlfeld and Schneider-Scherbina, 1964). The deposits are hosted by domes and volcanic rocks related to stratovolcanoes (Salinas de Garci Mendoza) and a caldera (Carangas-Todos Santos) (Ahlfeld and Schneider-Scherbina, 1964; Cunningham et al., 1991). A single vein at Pulacayo (Fig. 1), which is about 3 km long and mined to a depth of about 1,100 m below the surface, yielded an estimated 5,000 t of fine silver during mining that began in the latter part of the 19th century and ended in the 1950's. This vein, as well as other veins of the district, is related to a dacitic dome (Cunningham et al., 1991; Pinto, in press). Silver is still being recovered in this district from mine fill and waste dumps. The Santa Barbara deposit, southern Perú (Fig. 1), is unique

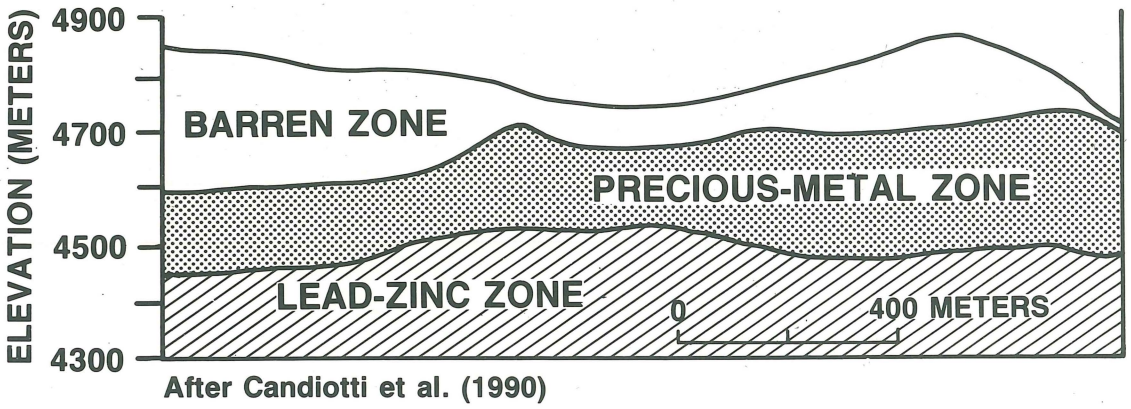


Figure 2.— Longitudinal section along the Marión vein, Arcata mining district, Perú. From Candiotti et al., (1990).

in that the ore occurs in a concentric breccia zone surrounding a tuff-filled diatreme (Fletcher et al., 1989) and is currently being worked for silver and base-metal ores. The deposit at Porco, Bolivia, (Fig. 1) is one of the oldest mines in Bolivia. It was reportedly being mined for silver before the Spanish discovery of Cerro Rico de Potosí (Departamento Nacional de Geología, República de Bolivia, 1965). The zinc, silver, lead ores at Porco are in curvilinear veins that cut dacitic tuff and are mostly locallized along the structural margin of a recently recognized, 5 km by 3 km, caldera. The ores are vertically zoned with galena and silver sulfosalts at the top and sphalerite and pyrite at depth (Aparicio, 1990). The Kori Kollo deposit in the La Joya district, Bolivia, (Table 1; Fig. 1), is the only operating, bulk-minable, open-pit gold deposit in Bolivia. The gold-silver-copper-lead-zinc ore is in NE-trending veins that cut 15 Ma dacitic domes (Redwood, 1987) and are zoned with a precious-metal zone overlying a base-metal zone (Columba and Cunningham, in press).

Polymetallic tin-silver deposits

Polymetallic tin-silver deposits occur only in the central and southern part of the Bolivian tin belt, a distinct metallogenic province that extends from southernmost Perú through the eastern Andean cordillera of Bolivia into northernmost Argentina. The major deposits are Oruro, Cerro Rico de Potosí, and Chocaya in Bolivia and Pirquitas in northernmost Argentina (Turneaure, 1971). The tin-silver deposits are characterized by complex mineralogy dominated by cassiterite and a wide variety of silver, copper, lead, zinc, bismuth, antimony, arsenic, iron, and tin sulfides and sulfosalts. They are distinctly different mineralogically from the tin and tin-tungsten deposits in the northern part of the tin belt, which have a relatively simple mineralogy dominated by cassiterite and (or) wolframite and quartz, pyrrhotite, and sphalerite (Ahlfeld and Schneider-Scherbina, 1964; Turneaure, 1971). The polymetallic tin-silver deposits are associated with intensely altered quartz latitic domes and subvolcanic porphyry intrusions (Sillitoe and Bonham, 1984; Pinto, 1988; Cunningham et al., 1991) of middle Miocene age (about 14 Ma) (Grant et al., 1979). In contrast, the tin and tin-tungsten deposits in the northern part of the tin belt are associated with granitic plutons of middle Triassic to earliest Jurassic (225-202 Ma) and late Oligocene to early Miocene (28-19 Ma) ages (McBride et al., 1983).

The most famous deposit of this type is Cerro Rico de Potosí, which is the world's largest silver deposit, having produced an estimated 30,000 t of fine silver (Murillo et al., 1968) from ores estimated to average about 1/2 kg/t silver (Suttill, 1988). Veins in the upper part of the Cerro Rico hill that were exploited during the 16th century commonly contained 30-40 percent silver (Suttill, 1988). On the basis of a recently completed study of Cerro Rico, Bernstein & Thompson Ltda. estimated that remaining low-grade tin-silver ore (0.3-0.4 percent tin and 150-250 g/t silver) in Cerro Rico itself and in waste dumps from former mining operations contains as much silver as already has been extracted (Suttill, 1988). Cerro Rico consists of many narrow, less than 1 m-wide, veins in and near an intensely altered dacitic porphyry dome that flared upward and outward over a sequence of explosion breccias and tuffs that were erupted from the vent (Cunningham et al., 1991). Basement rock consists of Ordovician shales. Mineralization at Cerro Rico and other tin-silver deposits in the Bolivian tin belt is characterized by deposition of high temperature cassiterite in the center of the system with peripheral, lower temperature, lead-zinc-silver minerals. The lead-zinc-silver mineralization was then superimposed on the tin minerals as the hydrothermal system waned and cooled. Oxidized and enriched ores, which extend to depths of as much as 300 m, contain abundant silver minerals chlorargyrite, acanthite, and native silver (Murillo et al., 1968). Such enriched ores probably were the source of much of the silver during the early days of mining.

The other major tin-silver deposits--Oruro and Chocaya in Bolivia and Pirquitas in northern Argentina--are similar to Cerro Rico in that the principal ores in the central zone contain admixed tin and silver minerals (Turneaure, 1971). The veins at Oruro occur in a complex of coeval dacitic domes and lavas containing hydrothermal and (or) intrusive breccia bodies (Chase, 1948). In contrast to Cerro Rico, silver ores at Oruro show a greater vertical range than the tin ores; below a depth of 350 m, silver is the principal metal whereas typical tin-silver ore occurs above this level (Turneaure, 1960). The most abundant silver minerals at Oruro are freibergite, which contains as much as 14 percent silver, and andorite (Ahlfeld and Schneider-Scherbina, 1964). The tin-silver veins at Pirquitas are reported to be related to dacitic stocks

in clastic sedimentary rocks of Ordovician age (Angelelli et al., 1970). Pinto (1988) reported the polymetallic tin-silver veins at Chocaya to be associated with an intensely altered dacite dome within a sequence of dacitic pyroclastic rocks and lavas cut by a few small dikes. Silver and gold were most abundant in near-surface stockwork ores at Chocaya, silver associated with lead and zinc was predominant at intermediate depth, and tin, lead, and zinc predominated in the deepest mine levels. Pinto (1988) reported the presence of large amounts of low-grade stockwork and disseminated ores at Chocaya, perhaps several hundred million metric tons, having grades on the order of 100 g/t silver, 0.5 g/t gold, 4 percent zinc, and 2 percent lead.

Gold-rich stockwork porphyry deposits

Gold-rich stockwork porphyry systems have recently been recognized in Chile (Vila and Sillitoe, 1991; Rytuba and Cox, 1991) and all occur in the Maricunga district (Fig. 3). The deposits are localized in intrusions in andesitic-dacitic stratovolcanoes. Vila and Sillitoe (1991) believe that gold-copper mineralization was initially introduced with potassium-silicate alteration and later overprinted with quartz-sericite alteration. Marte and Lobo are excellent examples of this type of deposit. At Marte the ore zone can be clearly seen in the center of an andesitic stratovolcano (Vila et al., 1991). At Lobo the orebody has been drilled out and cross sections are in Vila and Sillitoe (1991). At Casale Hill part of the Aldebaran deposit located at the southern end of the Maricunga District, and at the caldera-hosted La Pepa deposit, exploration activities have exposed the upper part of the stockwork porphyry and its transition to overlying acid-sulfate systems. Also at Aldebaran, the porphyry-epithermal transition is complete to the paleosurface where the remains of an epithermal system is exposed at Cathedral Peak (Vila and Sillitoe, 1991).

Acid-sulfate type deposits

Silver- and gold-rich polymetallic base-metal veins

Acid sulfate precious-metal deposits all over the world contain certain features in common as noted by Heald et al., (1987) and the two groups delineated here may form a continium. Acid-sulfate-type silver-rich base-metal veins are present in several mining districts in southern Perú (Vidal and Cedillo, 1988), the best known being those in the multi-vein Julcani district (Fig. 1). The deposits are characterized by the presence of enargite and magmatic-hydrothermal alunite. The Julcani veins contain silver-rich copper-lead-zinc-bismuth ores and local concentrations of gold and tungsten. The average silver/gold ratio of most of the Julcani ores is greater than 500/1. The district has been known and worked sporadically since Spanish Colonial times, when it was first famous for gold production. Total production of metals from the Julcani district is not known, but, during the latter half of the present century, Julcani has been one of the major silver producers in Perú. Production during this period has been on the order of 50,000,000 oz (1,555 t) of fine silver (Alberto Benavides, oral commun., 1990). In addition to precious metals, Julcani has produced significant amounts of copper, lead, bismuth, and tungsten.

The Julcani deposit consists of many fissure-filling veins in a complex of many interpenetrating dacitic to rhyolitic domes in a sequence of rhyodacitic pyroclastics that were erupted from a diatreme in the central part of the district (Noble and Silberman, 1984). Radiometric ages show that the host rocks were emplaced between 10.3 and 9.7 Ma and that mineralization took place between 9.6 and 9.3 Ma (Noble and Silberman, 1984). Vein mineralogy is complex, consisting of a variety of base-metal sulfides and sulfosalts, bismuthinite, wolframite, native gold, and antimony sulfides. District-wide metal and mineral zoning is particularly prominent in the southeastern part of the district where gold- and tungsten-rich ores in veins from the central part of the district grade towards the southeast first to ores containing abundant enargite-pyrite-tetrahedrite-tennantite, then to ores containing abundant bismuthinite together with silver and bismuth sulfosalts, next to ores having abundant galena, and finally, in the outermost veins, to abundant lead sulfosalts, realgar, and orpiment (Goodell and Petersen, 1974; Petersen et al., 1977). Recent studies have documented the acid-sulfate nature of the deposit and that have demonstrated the pre-ore vuggy silica, main-stage ore and even the late-stage ore are distinctly magmatic in origin (Deen, 1990).

Figure 3.— *Location of ore deposits in the Maricunga district, northern Chile. Mine symbols indicate location of deposits; faults are shown with teeth on upthrown side.*

Other major acid-sulfate-type silver-rich base-metal veins occur at the Caudalosa mine in the Castrovirreyna district, the San Juan de Lucanas deposit, and the Sucuitambo deposit in southern Perú (Vidal and Cedillo, 1988). All these deposits have produced significant amounts of high-grade silver ores, and in addition, the Sucuitambo deposit has yielded significant amounts of gold. The Laurani deposit, Bolivia (Fig. 1), contains silver-gold-rich veins, some of which contain abundant enargite.

The gold-silver-copper and gold-silver-quartz veins at El Indio, northern Chile (Fig. 1), represent a subtype of acid-sulfate-type polymetallic precious-metal veins characterized by a high gold/silver ratio, a relative abundance of gold telluride minerals, and a preponderance of copper minerals over lead and zinc minerals. El Indio was discovered in the late 1970's and has yielded (through 1989) about 2 million oz (62.2 t) gold, 6 million oz (186.6 t) silver, and 100,000 t copper (Jannas et al., 1990). Two distinct types of ore are present at El Indio (Jannas et al., 1990): (1) massive enargite-pyrite ores containing 6-10 percent copper, 120 g/t silver, and a few grams of gold per metric ton and (2) gold-quartz ores of two average grades: (a) bonanza-type, direct-shipping ores averaging more than 100 g/t gold and which have common assay grades of >1,000 g/t gold, and (b) plant-grade ores containing between 18 and 25 g/t gold, <2.5 percent copper, and about 40 g/t silver.

The gold-quartz veins consist of 70-90 percent silica, chiefly as quartz and chalcedony, and are distinctly banded due to multiple generations of silica deposition (Jannas and Araneda, 1985). Gold principally occurs in the native form and as the telluride calaverite. Tennantite, chalcopyrite, and pyrite are common in the gold-quartz ores, and galena, sphalerite, tellurides, huebnerite, bornite, and various sulfosalts are present in lesser amounts (Jannas et al., 1990).

Low-grade vuggy silica and breccia

Many of these deposits in the Neogene-Quaternary volcanic belt of the Andes are hosted in, or related to, volcanic domes (Cunningham et al., 1991). In these deposits, "vuggy silica" is a textural term used to describe a host rock that has been intensly leached and only porous silica remains. Vertical zones of vuggy silica are commonly bounded progressively outward on either side by bands of alunite (called magmatic-hydrothermal alunite to distinguish it from other forms of alunite), kaolinite, and a propylitic mineral assemblage. This textural assemblage results from the condensation of an SO_2-rich vapor plume and subsequent reaction of the extremely acidic solution with the host rock (Rye et al., 1992).

The silver-gold deposits at Esperanza, in the Maricunga district, northern Chile, are associated with a 23 Ma dacite volcanic dome complex (Vila, and Sillitoe, 1991; Vila, 1991). The silver ore, with subordinate gold, is hosted both in vuggy silica and hydrothermal breccias and also in intensely altered Triassic sedimentary rocks.

The La Coipa area in the Maricunga district includes at least three deposits, La Coipa, Can Can, and Coipa Norte, which together with the nearby Codocedo native sulfur-silica deposit, appear to be related to a caldera and associated dacite domes. Both the La Coipa deposit and the Can Can deposit are acid sulfate deposits formed both in Triassic shales and overlying Miocene tuffs and flows (Oviedo et al., 1991; Cecioni and Dick, 1992). At La Coipa, the Ladera and Farellón orebobies have the highest ore grades spatially associated with faults and fractures as well as some lithologic controls; however, Ladera and western Coipa Norte are mushroon shaped and have high silver contents whereas Farellón and eastern Coipa Norte are steeply inclined, semitabular and are rich in gold (Oviedo et al., 1991). As shown by Oviedo et al., (1991) and at the mine, the Ladera orebody is hosted mostly in vuggy silica developed in the tuffs, whereas the Farellón oreboby is mostly in argillically and advanced-argillically altered sedimentary rocks. The Coipa Norte deposit was formed near the paleoground surface as evidenced by the presence of siliceous sinter and hydrothermal explosion breccias. Ore minerals at La Coipa include pyrite-chalcopyrite-tetrahedrite-tennantite-enargite-galena-sphalerite-metallic gold at depth, metallic gold-cinnabar-realgar-arsenopyrite-pyrite at intermediate levels, and silver sulfosalts-cinnabar-realgar-arsenopyrite-pyrite-metallic gold in the upper parts (Oviedo et al., 1991). The orebody at Can Can is funnel-shaped, widens upward, and transgresses Triassic sedimentary rocks and overlying Tertiary breccias and tuffs (Cecioni and Dick, 1992). At the base of the volcanic rocks is a mineralized, subhorizontal breccia layer that is both cut by and overlain by flow-banded dacite. This breccia is interpreted by us to be an explosion breccia and the flow-banded dacite to be the base of a volcanic dome; the existence of 2-cm wide, vertical, veinlets of coarsely crystalline alunite together with local tuff-dikes that cut the flow-banded dacite support this interpretation. The ore minerals are native gold and cerargyrite, and the ore grade and the gold/silver ratio are high in the shales but decrease toward the surface (Cecioni and Dick, 1992).

In addition to the deposits in the Maricunga area, low-grade precious-metal deposits were discovered during the 1980's at Tambo, near El Indio, as well as in the old mining district of Choquelimpie, northernmost Chile (Fig. 1). The Choquelimpie gold-silver deposit is associated with dacite domes in the center of a deeply eroded, andesite stratovolcano of Miocene age (Gröpper et al., 1991). Most ore has been mined from hydrothermal breccias that contain breccia fragments of vuggy silica--attesting to the presence of acid-sulfate alteration prior to the hydrothermal eruption--and are cut by base and precious-metal veins. Precious-metal mineralization was paragenetically late and resulted in an ore assemblage that includes native gold and silver, electrum, argentite, aramayoite, and schapbachite (Gröpper et al., 1991). Bulk mining and heap-leaching of the low-grade ores at Choquelimpie began on a small scale in the early 1980's, and the operations were expanded during the late 1980's. In 1989-90, production at Choquelimpie was 5,500 tpd of ore averaging about 2 g/t gold and 60 g/t silver; the

mine closed in 1991. The Tambo deposit, which started production in the early 1980's, consists of mineralized breccia pipes and veins containing barite-gold ore that averages between 7 and 22 g/t gold and up to 54 g/t silver.

The deposits show considerable variation of gold/silver ratios (Table 1). For example, some of the Maricunga deposits (Marte, Lobo) contain gold as the only recoverable metal (silver occurs in traces only), whereas others are gold-silver deposits (La Coipa, Coipa Norte, Can Can). The Esperanza deposit is primarily a silver deposit; the small amounts of gold present are restricted to vuggy silica zones in the southern part of the district. Pyrite is the dominant sulfide mineral in the primary ores at the Lobo deposit where other sulfide minerals identified as occurring in trace amounts at Lobo are chalcopyrite, bornite, molybdenite, and enargite (Tomas Vila, oral commun., 1990). It is probable that auriferous pyrite is the principal primary gold-bearing mineral in this deposit as well as in the other Maricunga deposits.

The Choquelimpie and La Joya deposits contain both gold and silver and are characterized by the presence of a variety of base-metal sulfides and sulfosalts. Choquelimpie consists of veins and mineralized hydrothermal breccias in dacite domes in the core of a deeply eroded stratovolcano. La Joya consists of gold- and silver-bearing base-metal veins and stockworks in an intensely altered (silicified, kaolinized, and sericitized) dome of Miocene age (15.7 Ma). Gold occurs chiefly in auriferous pyrite, and the principal silver mineral is tetrahedrite.

CONCLUSIONS

On the basis of primary metallic mineral suites, structural control of mineralization, and nature of alteration, five types of volcanic-hosted, epithermal precious-metal deposits in the central Andes are defined. These include three types of adularia-sericite deposits: (1) silver-rich polymetallic base-metal veins, (2) polymetallic tin-silver deposits of the Bolivian tin belt, and (3) stockwork porphyry deposits; and two types of acid-sulfate deposits: (1) silver- and gold-silver polymetallic base-metal veins and (2) low-grade vuggy silica and breccia gold-silver deposits. Most of the polymetallic vein deposits have high silver/gold ratios, generally greater than 300:1, and are characterized by a wide variety of silver and base-metal sulfides and sulfosalts. The principal gold minerals in these types of deposits are native gold, electrum, and auriferous pyrite. Bismuthinite and bismuth sulfosalts are abundant in some deposits. Native gold and calaverite are the principal gold minerals at El Indio, and other tellurium- as well as selenium-bearing gold minerals are present (Jannas et al., 1990). Tellurium- and selenium-bearing minerals are known to be present in trace to minor amounts in only a few of the other precious-metal deposits in the central Andean region.

During the 1980's, most of the silver produced by mines in the central Andean region came from polymetallic base- metal ores having grades on the order of 450 g/t silver and less than 2 g/t gold. Bonanza gold ores mined at El Indio, Chile, during the 1980's had an average grade of about 250 g/t gold, whereas direct-shipping bonanza silver-gold ores mined at Orcopampa, Perú, produced during the 1980's contained several hundred ounces of silver per metric ton and several grams to several tens of grams of gold per metric ton. Typical low-grade, stockwork porphyry gold and gold-silver ores, such as those of the Maricunga district, contain 1.5-2 g/t gold and a few to more than 100 g/t silver.

Most of the deposits are spatially and temporally related to eruptive centers--stratovolcanoes, calderas, volcanic domes, diatremes--within the 300,000 km^2 Neogene and Quaternary volcanic complex in the central Andes. Many deposits are associated with major hydrothermal alteration zones that are easily recognized in digitally enhanced LANDSAT Thematic Mapper images. At least a dozen new deposits were discovered in this region during the 1980's, and we believe that many other deposits remain to be discovered.

REFERENCES CITED

Ahlfeld, F., and Schneider-Scherbina, A., 1964, Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia: Bolivia Departamento Nacional de Geología Bol. 5, 388 p.

Aparicio N., M. H., 1990, Génesis del yacimento Minero de Porco: unpublished thesis, Universidad Autónoma Tomás Frías, Potosí, Bolivia, 117 p.

Arenas, M. J., 1975, Geología de la mina Orcopampa y alrededores, Arequipa: Sociedad Geológica del Perú Bol., v. 46, p. 9-24.

Candiotti, H., 1988, Progresos en el conocimientos de la geología y técnicas de exploración y yacimientos de plata y oro en ambientes volcánicos cenozóicos: Sociedad Geológica del Perú Bol., v. 78, p. 1-21.

Candiotti, H., Noble, D. C., and McKee, E. H., 1990, Geologic setting and epithermal silver veins of the Arcata District, southern Perú: Economic Geology, v. 85, p. 1473-1490.

Cecioni, A. J., and Dick, L. A., 1992, Geología del yacimiento epithermal de oro y plata Can Can, franja de Maricunga, precordillera de Copiapo, Chile: Revista Geológica de Chile, v. 19, No. 1, p. 3-17.

Chase, F. W., 1948, Tin-silver veins of Oruro, Bolivia: Economic Geology, v. 43, p. 333-383, 435-470.

Columba, C. M., and Cunningham, C. G., in press, Geologic model for the mineral deposits of the La Joya district, Oruro, Bolivia: Economic Geology.

Cunningham, C. G., McNamee, J., Pinto-Vásquez, J., and Ericksen, G. E., 1991, A model of volcanic-dome hosted precious-metal deposits in Bolivia: Economic Geology, v. 86, p. 415-421.

Deen, J. A., 1990, Hydrothermal ore deposition related to high-level igneous activity: a stable-isotopic study of the Julcani mining district, Perú: Ph. D. thesis, unpublished, University of Colorado, 246 p.

Departamento Nacional de Geología, República de Bolivia, 1965, Porco; Levantamiento mineralógico piloto de la Cordillera y Altiplano 1962 - 1965, No. 16, Naciones Unidas Fondo Especial, La Paz, Bolivia, 63 p.

Ericksen, G. E., Eyzaguirre, V. R., Urquidi B., F., and Salas O., R., 1987, Neogene-Quaternary volcanism and mineralization in the central Andes, in Horn, M. K. (ed.), Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore, August 17-22, 1986: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Chap. 46, p. 537-550.

Fletcher, C. J. N., Hawkins, M. P., and Tejada, R., 1989, Structural control and genesis of polymetallic deposits in the Altiplano and Western Cordillera of southern Perú: Journal of South American Earth Sciences, v. 2, p. 61-71.

Fornari, M., and Vilca N., C., 1979, Mineralización argentífera asociada al volcanismo cenozoico en la faja Puquio-Cailloma: Sociedad Geológica del Perú Bol., v. 60, p. 101-128.

Gibson, P. C., Noble, D. C., and Larson, L. T., 1990, Multistage evolution of the Calera epithermal Ag-Au vein system, Orcopampa district, Southern Perú: first results: Economic Geology, v. 85, p. 1504-1519.

Goodell, P. C., and Petersen, U., 1974, Julcani mining district, Perú: a study of metal ratios: Economic Geology, v. 69, p. 347-361.

Grant, J. N., Halls, C., Avila, W., and Snelling, W. J., 1979, K-Ar ages of igneous rocks and mineralization in part of the Bolivian tin belt: Economic Geology, v. 74, p. 838-851.

Gröpper, H., Calvo, M., Crespo, H., Bisso, C. R., Cuadra, W. A., Dunkerley, P. M., and Aquirre, E., 1991, The epithermal gold-silver deposit of Choquelimpie, northern Chile: Economic Geology, v. 86, p. 1206-1221.

Heald, P., Hayba, D. O., and Foley, N. K., 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types: Economic Geology, v. 82, p. 1-26.

Jannas, R. R., and Araneda G., R., 1985, Geología de la veta Indio Sur 3,500; una estructura tipo bonanza del yacimiento El Indio:

Revista Geológica de Chile, no. 24, p. 49-62.

Jannas, R. R., Beane, R. E., Ahler, B. A., and Brosnahan, D. R., 1990, Gold and copper mineralization at the El Indio deposit, Chile: Journal of Geochemical Exploration, v. 36, p. 233-266.

McBride, S. L., Kingston, R. C. R., Robertson, C. R., Clark, A. L., and Farrar, E., 1983, Magmatic and metallogenetic episodes in the northern tin belt, Cordillera Real, Bolivia: Geologische Rundschau, v. 72, p. 685-713.

Murillo, J., Cordero, G., and Bustos, A., 1968, Geología y yacimientos minerals de la región de Potosí: Servicio Geológico de Bolivia, Bol. 11, v. 2, 187 p.

Noble, D. C., and McKee, E. H., 1982, Nevado Portuguesa volcanic center, central Perú: A Pliocene central volcano-collapse caldera with associated silver mineralization: Economic Geology, v. 77, p. 1893-1900.

Noble, D. C., and Silberman, M. L., 1984, Evolucíon volcánica y hidrotermal y cronología de K/Ar del Distrito Minero de Julcani: Sociedad Geológica del Perú, 60th Anniv. vol., part 5, 35 p.

Oviedo, L., Fuster, N., Tschischow, N., Ribba, L., Zuccone, A., Grez, E., and Aguilar, A., 1991, General geology of La Coipa metal deposit, Atacama, Chile: Economic Geology, v.86, p. 1287-1300.

Petersen, U., Noble, D. C., Arenas, M. J., and Goodell, P. C., 1977, Geology of the Julcani mining district, Perú: Economic Geology, v. 72, p. 931-945.

Pinto V., J., 1988, Modelo conceptual y evaluación del potencial mineral del yacimiento de metales preciosos Chocaya, Potosí, Bolivia: Servicio Geológico de Bolivia, Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, 48 p.

Pinto V., J., in press, Volcanic-dome associated precious and base-metal epithermal mineralization at Pulacayo, Bolivia: Economic Geology.

Redwood, S. D., 1987, The Soledad Caldera, Bolivia: A Miocene caldera with associated epithermal Au-Ag-Cu-Pb-Zn mineralization: Geological Society of America Bull., v. 99, p. 395-404.

Rye, R. O., Bethke, P. M., and Wasserman, M. D., 1992, The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration: Economic Geology, v. 87, p. 225-262.

Rytuba, J. J., and Cox, D. P., 1991, Porphyry gold: A supplement to U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 7 p.

Siddeley, G., and Araneda, R., 1986, The El Indio-Tambo gold deposits, Chile, in Macdonald, A. J. (ed), Gold 86: Toronto, An International Symposium on the Geology of Gold Deposits, Proceedings Volume, p. 445-456.

Silberman, M. L., McKee, E. H., and Noble, D. C., 1985, Age of mineralization at the Cailloma and Orcopampa silver districts, southern Perú: Isochron/West, no. 43, p. 17-18.

Sillitoe, R. H., and Bonham, H. F., Jr., 1984, Volcanic landforms and ore deposits: Economic Geology, v. 79, p. 1286-1298.

Sillitoe, R. H., McKee, E. H., and Vila, T., 1991, Reconnaissance geochronology of the Maricunga gold-silver belt, northern Chile: Economic Geology, v. 86, p. 1261-1270..

Suttill, K. R., 1988, A fabulous silver porphyry: Cerro Rico de Potosi: Engineering and Mining Journal, March 1988, p. 50-53.

Turneaure, F. S., 1960, A comparative study of major ore deposits of central Bolivia: Economic Geology, v. 55, p. 217-254 and 574-606.

Turneaure, F. S., 1971, The Bolivian tin-silver province: Economic Geology, v. 66, p. 215-225.

Vidal, C., and Cedillo, E., 1988, Los yacimientos de enargita-alunita en el Perú: Sociedad Geológica del Perú Bol., v. 78, p. 109-120.

Vidal, C. E., Noble, D. C., McKee, E. H., Benavides, J. E., and Candiotti, H., 1989, Hydrothermally altered and mineralized late Pliocene-Quaternary central volcanoes in the Andes of southern Perú: 28th International Geological Congress, Washington, D.C., Abstracts, v. 3, p. 3-297.

Vila, G., T., 1991, Epithermal silver-gold mineralization at the Esperanza area, Maricunga belt, High Andes of northern Chile: Revista Geológica de Chile, v. 18, p. 37-54.

Vila, T., and Sillitoe, R. H., 1991, Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile: Economic Geology, v. 86, p. 1238-1260.

Vila, T., Sillitoe, R. H., Betzhold, J., and Viteri, E., 1991, The porphyry gold deposit at Marte, northern Chile: Economic Geology, v. 86, p. 1271-1286.

CAPITULO II

ANALYSES OF LANDSAT THEMATIC MAPPER IMAGES OF STUDY AREAS LOCATED IN WESTERN BOLIVIA, NORTHERN CHILE, AND SOUTHERN PERU

by Barbara A. Eiswerth
U.S. Geological Survey Tucson, Arizona

and Lawrence C. Rowan
U.S. Geological Survey Reston, Virginia

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 19-44

ANALYSES OF LANDSAT THEMATIC MAPPER IMAGES OF STUDY AREAS LOCATED IN WESTERN BOLIVIA, NORTHERN CHILE, AND SOUTHERN PERU

by Barbara A. Eiswerth
U.S. Geological Survey Tucson, Arizona and
Lawrence C. Rowan **U.S. Geological Survey Reston, Virginia**

ABSTRACT

Landsat Thematic Mapper (TM) images were analyzed to identify volcanic and structural features and hydrothermally altered rocks in the Neogene-Quaternary volcanic field near Berenguela, western Bolivia, Esperanza, in the Maricurga district of northern Chile, and in the vicinity of the Orcopampa mine in southern Peru. These areas were being investigated for the presence of epithermal precious-metal deposits. Four TM image quadrants were processed for each country, and the resulting enhanced black-and-white single-band images, false-color composite (FCC) images, and color-ratio composite (CRC) images were printed at either 1:200,000- or 1:250,000-scale. In addition, a selected CRC image, which was designed for delineating hydrothermally altered rocks, was printed at 1:50,000-scale. A correction for atmospheric scattering was applied to most images, and snow and water were eliminated from the data using digital masking techniques.

Initial field evaluation of the 1:50,000-scale TM images of the Berenguela, Bolivia and Esperanza, Chile study areas indicated that the main areas of hydrothermally altered rocks were readily identified, but some important distinctions between altered and unaltered rocks, and subdivisions of these two broad groups, were not evident. Based on the field observations and subsequent spectral reflectance laboratory measurements of the main rock types, improved 1:50,000-scale CRC images were produced. For the Berenguela CRC image the most important modification to the initial TM 5/7, 3/1, 4/3 image was the application of a digital mask for vegetation, which covers 30 to 40 percent of the surface. Use of the vegetation mask permitted replacement of the TM 4/3 ratio, which is responsive to vegetation, with another ratio that provided improved lithologic discrimination. In addition, spectral reflectance studies showed that the TM 5/1 ratio was preferable to the TM 3/1 ratio for displaying Fe^{+3} absorption effects. The TM 5/7 ratio is sensitive to Al-OH absorption in alteration minerals, such as alunite and kaolinite, and Fe-OH absorption in jarosite. Five large areas consisting of hydrothermally altered rocks were delineated. Four of these areas are mineralized, and two areas had not been mapped previously. Also, numerous small scattered anomalous areas were delineated in the sandstone of Berenguela near the village of Berenguela. The presence of jarosite in some samples indicates that the sandstone contains, at least locally, the mineralized effects of hydrothermal alteration, but some of the CRC image anomalies may be caused by calcite and kaolinite related to diagenesis and/or weathering.

In the Esperanza study area interpretation of the TM 5/7, 5/1, and 5/4 1:50,000-scale CRC image was facilitated by producing a four-level pseudocolor density-sliced image of the TM 5/7 ratio and merging it with a black-and-white TM band 4 image. Analysis of reflectance spectra of samples collected within the four levels was used to determine the digital number boundaries. The results indicate that the density levels reflect differences in hydrothermal alteration intensity, which aided in elimination of false anomalies in the final map. Several previously unmapped areas consisting of hydrothermally altered rocks were identified.

The authors did not conduct field studies in southern Perú. However, the spatial distribution of probable hydrothermally altered rocks in the TM 5/7, 3/1, and 4/3 CRC image of the Orcopampa mine area is similar to that shown in an unpublished mine map, suggesting that the numerous anomalies shown on other parts of the Perú CRC image may also represent hydrothermally altered rocks.

INTRODUCTION

Landsat Thematic Mapper (TM) data have proven effective for mapping hydrothermally altered rocks in many arid and semi-arid areas (Rowan et al., in press; Podwysocki et al., 1985; Knepper and Simpson, 1992). This report discusses the application of TM data analysis to mapping hydrothermally altered rocks in the central Andes where epithermal volcanic-hosted deposits of precious-metal deposits are commonly associated with hydrothermal systems and have significant surface expressions. The objective of this study was to select the optimum TM band combinations and TM ratios to map potential areas of hydrothermally altered rocks and to facilitate regional geologic mapping.

In this report the data processing procedures and results of the analysis of TM images processed for study areas located in western Bolivia, northern Chile, and southern Peru are described. Individual reports prepared by scientists from these countries are contained elsewhere in this document and describe additional results of the TM data analysis.

OVERVIEW OF DATA AND DATA PROCESSING

The Landsat Thematic Mapper sensor records reflected solar radiation in six bands in the 0.45 and 2.35 micrometer region and emitted radiation in a seventh band in the thermal- infrared wavelength region. The first three bands are located in the visible range, and TM 4, TM 5, and TM 7 are located in the near-infrared (NIR) wavelength region. In the visible and near-infrared bands the digital data are organized in a matrix of picture elements, or pixels, with each pixel corresponding to approximately 30 meters by 30 meters on the ground. Each pixel in each TM band is represented by a digital number (DN) which is the average ground-reflected radiance integrated over the width of each TM band. The location of the TM bands in the electromagnetic spectrum are listed below:

BAND	WAVELENGTH (MICROMETERS)	
TM 1	0.45-0.52	(blue)
TM 2	0.52-0.60	(green)
TM 3	0.63-0.69	(red)
TM 4	0.76-0.90	(NIR)
TM 5	1.55-1.75	(NIR)
TM 6	10.3-12.5	(thermal)
TM 7	2.08-2.35	(NIR)

Four quarter scenes or image quadrants of Landsat TM digital data within each country were processed. Each quadrant covers approximately 8,100 square kilometers. Image products produced for each quadrant include: 1) a small-scale (1:200,000 or 1:250,000) black-and-white image of a single TM band for regional geologic structural analysis; 2) a small-scale false-color composite (FCC) of three bands for lithologic determinations; 3) a small-scale color-ratio composite (CRC) of three TM band ratios; and 4) a CRC image of a smaller area of interest at a map scale of 1:50,000. The CRC images were chosen to highlight hydrothermally altered rocks with potential associated mineralization.

Digital enhancement techniques used include: application of an atmospheric scattering correction, digital vegetation, water, and snow masks, a linear contrast stretch, and the production of TM band-ratio images. The TM sensor is designed to accommodate the highest and lowest anticipated radiance over all scenes, and therefore, any one particular scene uses only a small portion of the available dynamic response range. After examination of the frequency distribution of the data, high and low end points were selected to be stretched over the entire dynamic range of grey levels, between 0 and 255. Linear contrast stretching of the data greatly improves the contrast of the original brightness values. This permits easier and more accurate visual interpretation.

TM band ratios are created by dividing one TM band by another of the same area. When three ratios are combined they are assigned the colors of red, green, and blue to produce color-ratio-composite images. Ratio images accentuate spectral differences by minimizing brightness effects caused by topographic slope variations and albedo differences (Rowan et al., 1974).

Atmospheric scattering causes haze and low image contrast, and the correction technique reduces these effects, thereby increasing image contrast. In the CRC images snow covered areas can be confused with rocks of interest and, therefore, it is beneficial to digitally eliminate the effects of snow before producing ratio images. This enhancement technique identifies snow based on its spectral characteristics and, then, forces these pixels to a DN of 0 (black), thereby eliminating possible ambiguities. A vegetation mask was also used in processing the image of the Berenguela, Bolivia study area. The use of digital masks permitted improved enhancements of the spectral response of the rock and soil units by using more of the available dynamic range of gray levels.

BERENGUELA, BOLIVIA AREA

Geographic and geologic setting

The Berenguela, Bolivia study area is located East of the Bolivian Cordillera Occidental, in the highland plateau known as the Altiplano. The study area is situated in the Pacajes Province in the Department of La Paz, approximately 160 km southwest of the city of La Paz and 40 km northeast of the town Charaña (Fig. 1). The area includes the village of Berenguela, and the following prominent peaks: Cerro Serkhe, Cerro Wila Kkollu, Cerro Huaricunca, Cerro Antacahua, and the Española deposit near Cerro San Gerónimo (Fig. 2). The study area encompasses approximately 1,400 sq. km. The elevation ranges from slightly less than 4,000 meters to over 5,100 meters above sea level.

The region is part of a high altitude desert where the dominate vegetation consists of low shrubs, mosses, and grasses. The three dominant genera are Estipa spp. (tholla), Azorella spp. (yareta), and Parastrepha spp. (paja brava). Vegetation is estimated to cover as much as 40 percent but averages about 30 percent.

The Berenguela area consists of Neogene volcanic rocks and intrusive rocks, as well as Paleogene sedimentary units (personal communication, R.F. Hardyman). The region is dominated by andesitic-dacitic stratovolcanoes, volcanic domes, and ash-flow tuffs. According to Ericksen et al., (1987); epithermal volcanic-hosted gold-silver deposits are commonly associated with Neogene-Quaternary volcanic centers, and many of the deposits are extensively hydrothermally altered, which is typical in southern Perú, western Bolivia, and northern Chile.

Image processing

During this study, four TM image quadrants were processed for the area located southwest of La Paz, Bolivia (Fig. 1). The main objectives were to 1) map hydrothermally altered rocks at a scale of 1:50,000; 2) investigate the spectral properties of epithermal volcanic and sedimentary rocks typical of the central Andes; 3) select TM band combinations and TM band-ratios to assist in geologic mapping near Berenguela; and 4) field check the results of the TM image interpretation.

Image products produced for each quadrant include: a 1:250,000-scale black-and-white image of a single TM band for regional geologic structural analysis; a 1:250,000-scale FCC composite of TM bands 5, 4, and 1 for lithologic discrimination; a 1:250,000-scale CRC image of three TM band ratios; and a CRC image of the Berenguela area at

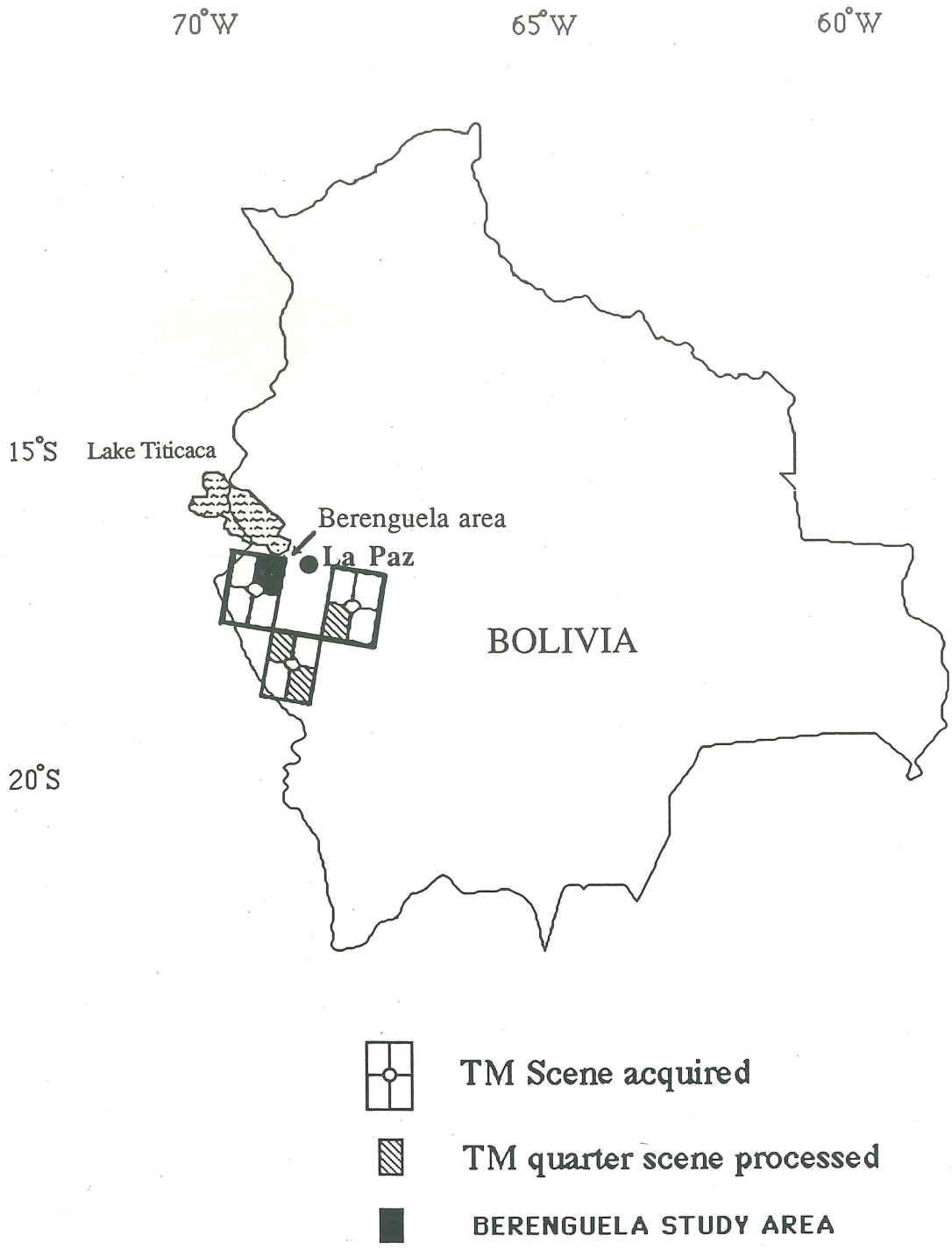


Figure 1.— *Index maps showing location of there Landsat Thematic Mapper scenes and the four image quadrants that were processed (ruled and black area). The image quadrant that includes the Berenguela study area is shown in black.*

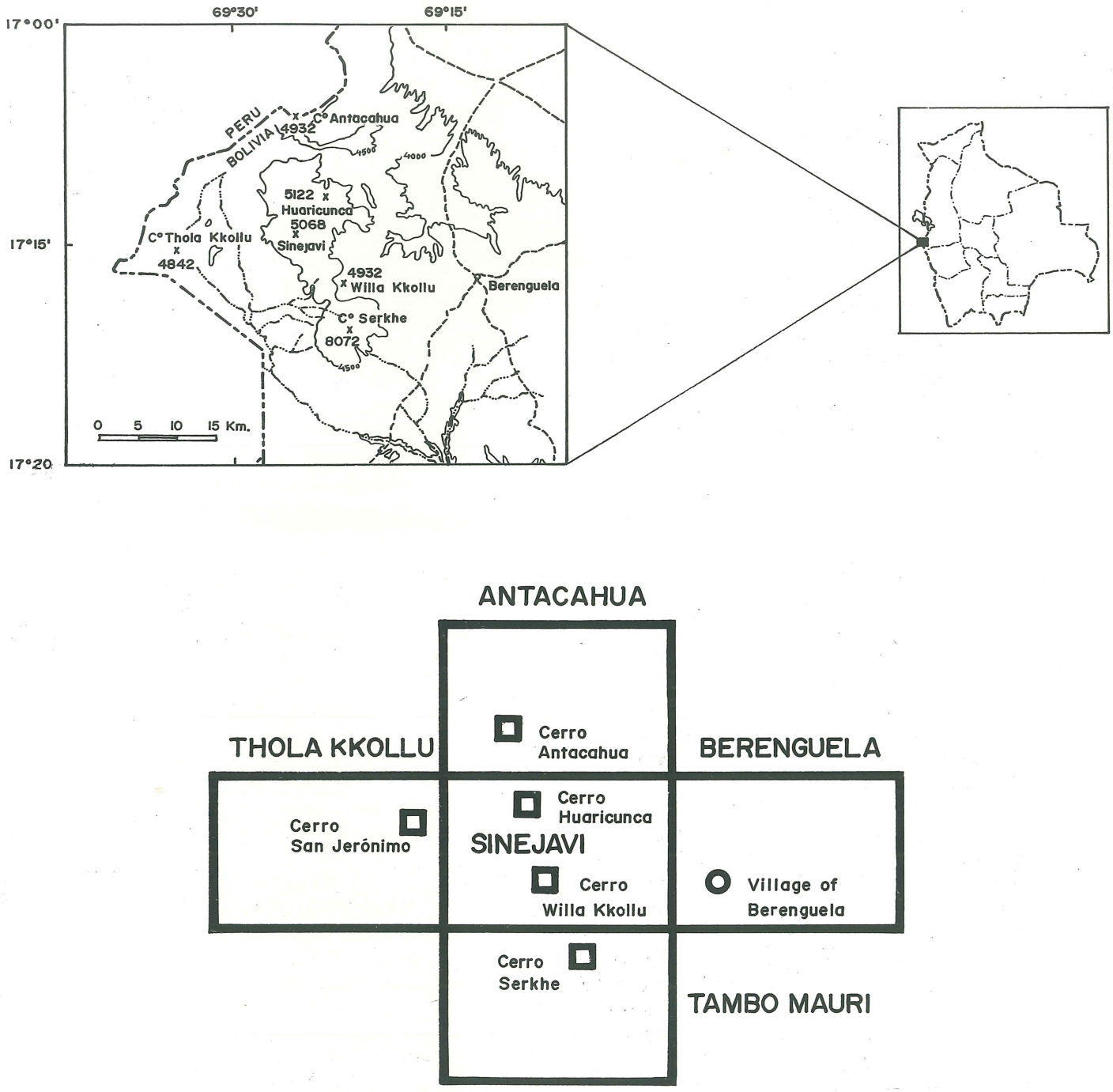


Figure 2.— *Index map showing the locations of 1:50,000-scale cuadrangles, prominent topographic features, and the village of Berenguela.*

1:50,000-scale. The digital TM data were processed using a Sun workstation and a PC system.

Quadrant two of the TM scene located at Path 002/ Row 072 (identification number Y5044014114XO) was selected for detailed analysis. Color-ratio-composite images using TM ratios 5/7, 3/1, and 4/3 displayed in red, green, and blue, respectively, were produced, printed to map scales, and evaluated in the field during 1990. TM ratio 5/7 shows spectral reflectance differences between rocks containing hydroxyl-bearing minerals and rocks that lack these minerals (Podwysocki et al., 1985). In figure 3, which shows field reflectance spectra of outcrops and vegetation in the western United States (Settle et al., 1984), note that the absorption feature located near 2.2 micrometers in the spectrum of an iron-and hydroxyl-bearing rock is not present in the andesite and sandstone spectra. This feature may be caused by Al-OH minerals, such as kaolinite and muscovite, which have strong and distinct absorption features centered near 2.2 micrometers (TM band 7) (Hunt, 1977). Carbonate minerals and Mg-OH-bearing minerals also have strong absorption features between 2.30 and 2.35 micrometers (carbonate-bearing rock, Fig. 3). Rocks and soils containing clays, micas, sulfate minerals (alunite, jarosite), and carbonate minerals have high DN values in TM 5 relative to TM 7 values and, therefore, result in high TM ratio 5/7 values. It should be noted, however, that areas with carbonate rocks and/or soils cannot be distinguished from areas that contain hydroxyl-bearing minerals because of the broad TM spectral bands.

Healthy green vegetation also produces a high response in the TM ratio 5/7, because absorption by water in the leaves causes lower reflectance in TM 7 than TM 5 (Fig. 3). To distinguish vegetation from other surface materials, TM ratio 4/3 was included in the CRC images. In the TM 4/3 ratio, vegetation responds with high values because of the strong chlorophyll absorption feature centered near 0.68 micrometers (TM 3), which dramatically contrasts with the high reflectance of green vegetation in the near-infrared between 0.80 and 1.30 micrometers (TM 4 region) due to scattering by leaf cell structures. Most rocks and soils have low spectral contrast in the TM 4/3 ratio (Fig. 3), which eliminates the confusion between hydroxyl-bearing minerals and vegetation. The expected vegetation response, then, would be high TM 5/7 values, as well as high TM 4/3 values.

TM ratio 3/1 was chosen to distinguish limonitic areas from nonlimonitic areas. Electronic transitions in iron-bearing minerals produce diagnostic spectral features in the visible range of the electromagnetic spectrum, which result in decreasing reflectance toward shorter wavelengths (iron - and hydroxyl-bearing rock, Fig. 3). Therefore, limonitic areas yield higher DN values in TM ratio 3/1 than nonlimonitic areas yield.

In limonitic areas that also contain clays, sulfates, or other hydroxyl-bearing minerals high values are expected in both TM ratios 5/7 and 3/1. Areas defined as being potentially hydrothermally altered have high values in TM ratios 5/7 (red) and 3/1 (green), but low TM ratio 4/3 values (blue), and appear yellow (red + green) in the CRC images.

TM color-ratio composite images of 5/7, 3/1, and 4/3 were used to guide the field investigations. However, significantly more vegetation was encountered than anticipated in this area. Because vegetation yields a high response in TM 5/7, the DN range of vegetation in TM 5/7 is similar to that of rocks containing hydroxyl-bearing minerals. This limits the effectiveness of contrast stretching to display hydrothermally altered rocks. The authors concluded that discrimination of the altered rocks could be improved by applying a digital vegetation mask before ratioing the TM bands and, then, stretching the ratios.

To define the pixels affected by vegetation, a color-infrared composite (CIR) image consisting of TM bands 4, 3, 2 in red, green, and, blue, respectively, and the TM ratio 4/3 were examined. Vegetated areas appear red in the CIR and correspond with the highest DN values of the TM ratio 4/3. Pixels representing vegetation were assigned a DN value of zero which was used to mask vegetation in all the individual TM bands. By applying a digital mask, the contrast was increased in nonvegetated areas and ambiguities between altered areas and vegetated areas were greatly reduced. For a subset of the Berenguela TM scene, a vegetation mask was applied to the individual bands and, subsequently, ratios were created.

Applying the vegetation mask did improve our ability to interpret the geology from the resultant CRC image. More discrimination was achieved among the altered rocks and within the unaltered rocks. Applying a vegetation mask to the data also

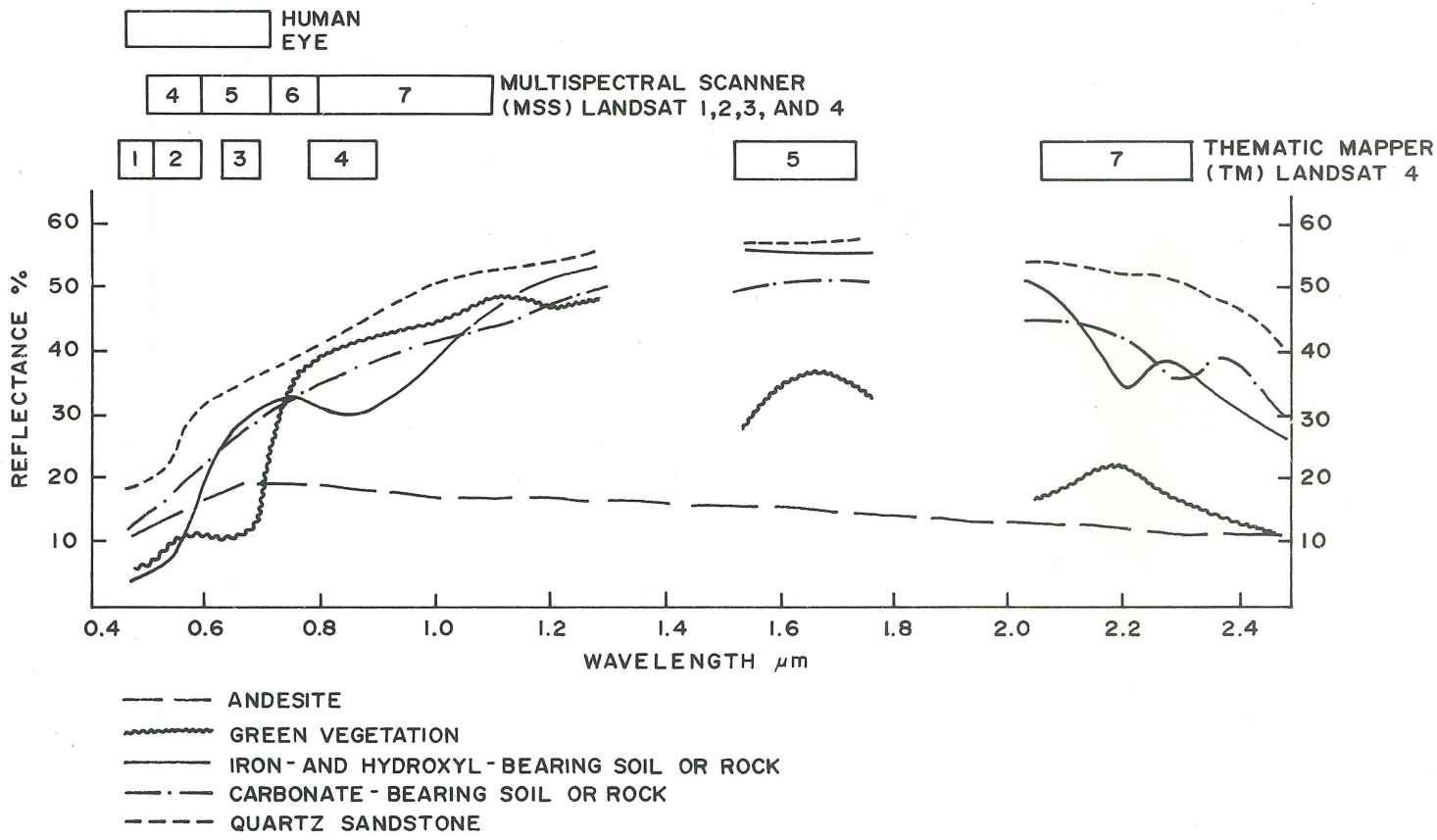


Figure 3.— *Typical visible and near-infrared in situ reflectance spectra recorded in the western United States for three unaltered rocks, a hydrothermally altered rock, and vegetation (Settle et. al., 1984). Location of landsat TM bands are shown at top. Gaps in spectra in the 1.4 and 1.9 micrometers region are caused by strong atmospheric absorption.*

allowed us to eliminate TM ratio 4/3, and we included another ratio in the final color-ratio-composite image. This ratio contains spectral information that improved separation among unaltered rock types and facilitated distinguishing compositionally different hydrothermally altered rocks.

Spectral reflectance measurements of field samples were convolved to the TM bandpasses, and equivalent TM ratio values were calculated for the main rock types to assist in the selection of the optimum ratios. The recommended ratios for this area after a vegetation mask has been applied are 5/7, 5/1, and a choice of 5/4, 7/4 or 5/2, to delineate hydrothermally altered rocks from unaltered rocks, as well as to distinguish among the unaltered lithologic units.

Spectral measurements and field observations

Spectral reflectance of rock and soil samples collected in the field area was measured in the laboratory using a Beckman UV 5240* spectrophotometer equipped with an integrating sphere to verify spectral responses displayed in the TM image and to evaluate the band ratio selections and enhancement methods used during preliminary processing. 105 spectral reflectance measurements were made of 75 samples of both hydrothermally altered and unaltered rocks, as well as several soil samples.

The samples are representative of the various lithologies considered to be typical in the area and included rocks and soils from Cerros San Gerónimo, Antacahua, Huaricunca, Wila Kkollu, and Serkhe. Figures 4 and 5 show spectral reflectance curves for several altered and unaltered rocks in two of the large anomalies, Cerro Wila Kkollu and Cerro San Gerónimo (Española deposit). The spectral data were convolved to TM band equivalent values by sampling each spectrum using the appropriate TM band filter response curve. From the resultant values the following TM equivalent ratios were calculated: 5/7, 3/1, 5/1, 5/4, 7/4, and 5/2. Plots for several areas of interest were then used to identify the optimum ratios for distinguishing altered rocks from unaltered rocks (Figs. 6 and 7). In figures 6 and 7 note that the difference between the altered and unaltered rocks is substantially larger for the TM 5/1 than the TM 3/1 ratio.

Discussion

Figures 8a-e show the distribution of potentially hydrothermally altered rocks in the five 1:50,000-scale quadrangles (Fig. 2) as visually interpreted from the TM color-ratio-composite images and, where feasible, corroborated by field work and spectral analysis. Five large anomalies in the study area correspond to very high values in TM ratios 5/7 and 3/1: 1) Cerro San Gerónimo (Española deposit) (Fig. 8b); 2) Cerro Antacahua (Fig. 8a); 3) Cerros Huaricunca and Sinejavi (Fig. 8c); 4) Cerro Wila Kkollu (Fig. 8c); and 5) Cerro Serkhe (Fig. 8d). Cerros Antacahua, Huaricunca, Sinejavi, and Serkhe are Miocene age volcanic centers, Wila Kkollu is a small stratovolcano or, perhaps, part of the Huaricunca volcanic complex, and San Gerónimo is primarily a volcanic dome complex. Of the five areas mapped as potentially hydrothermally altered, the Cerro Antacahua (Fig. 8a) and Cerros Sinejavi and Huaricanca (Fig. 8c) areas have not been mapped previously and proved upon field investigation to be altered and mineralized. Hydrothermal alteration with associated mineralization was also confirmed for Cerros San Gerónimo and Wila Kkollu. The observations and spectral data from Cerro Serkhe were less clear, and it is thought that the alteration was caused by fumarolic activity with no associated mineralization.

In addition to these five large areas, numerous smaller scattered areas, which appeared as a less intense yellowish hue in the CRC image, are present, especially near the village of Berenguela and to the west of the village. These areas are mapped with dashed lines on figures 8c and 8e. All these areas were not investigated in the field, but many are believed to be weakly hydrothermally altered; others are probably false anomalies caused by several reasons. Some small areas mapped near Cerro Pacokahua and just to the south of Pacokahua consist of weakly altered rocks, perhaps related to emplacement of rhyolitic intrusive bodies. In addition, many small areas were mapped in this category within the sandstone

* Any use of trade, product or firm names in this publication is for descriptive purposes only and does not imply endorsement by the U.S. Government.

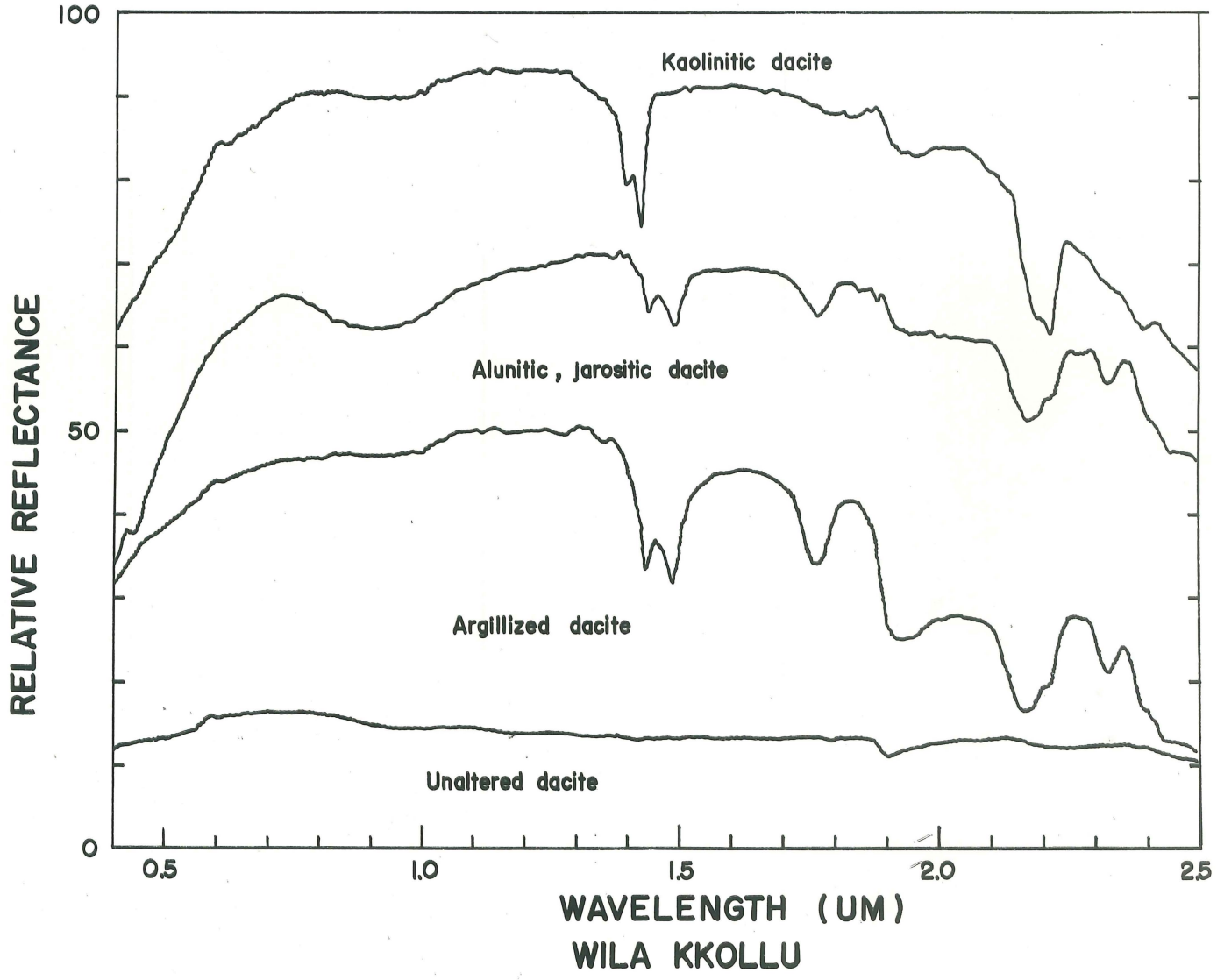


Figure 4.— *Visible and near-infrared reflectance spectra of hydrothermally altered rocks and unaltered dacite from the Wila Kkollu area.*

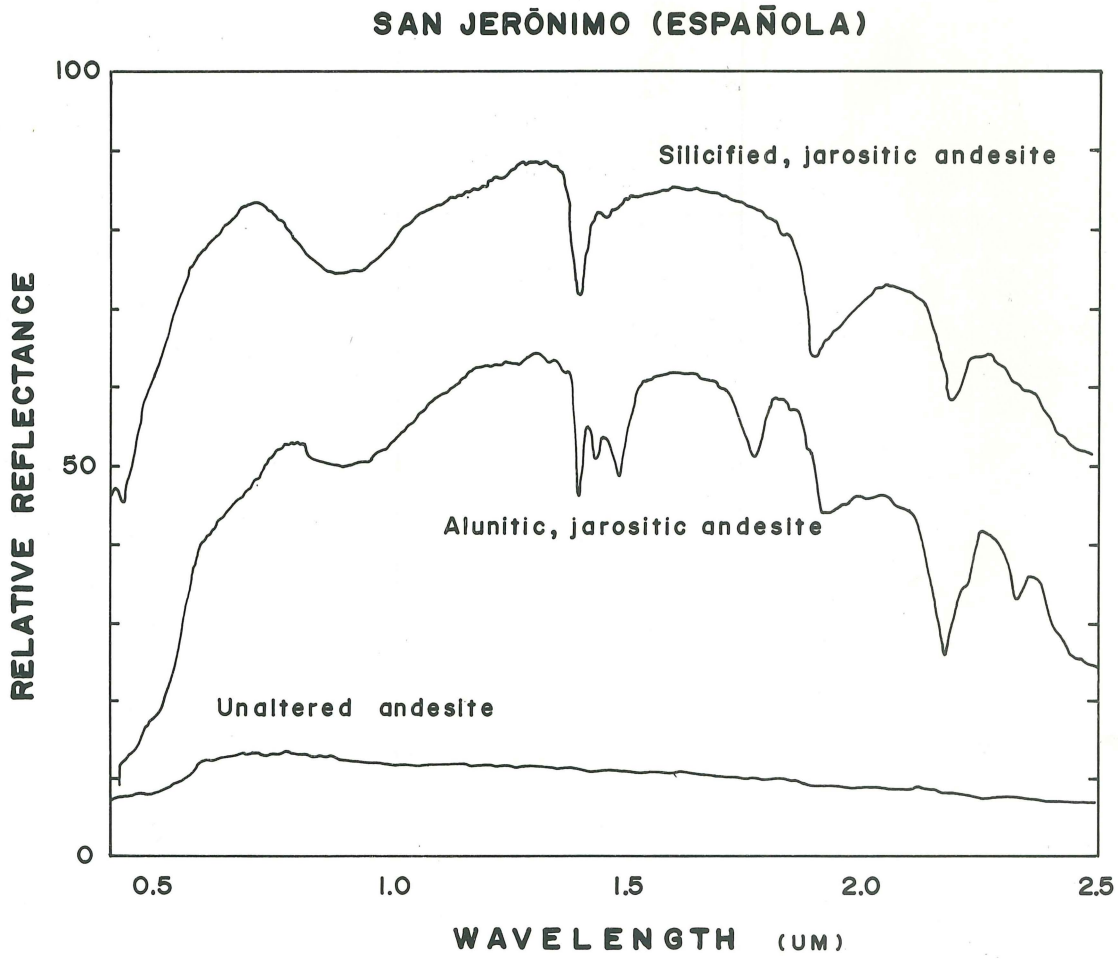


Figure 5.— *Visible and near-infrared reflectance spectra of hydrotermally altered and unaltered andesite from the San Gerónimo (Española) area.*

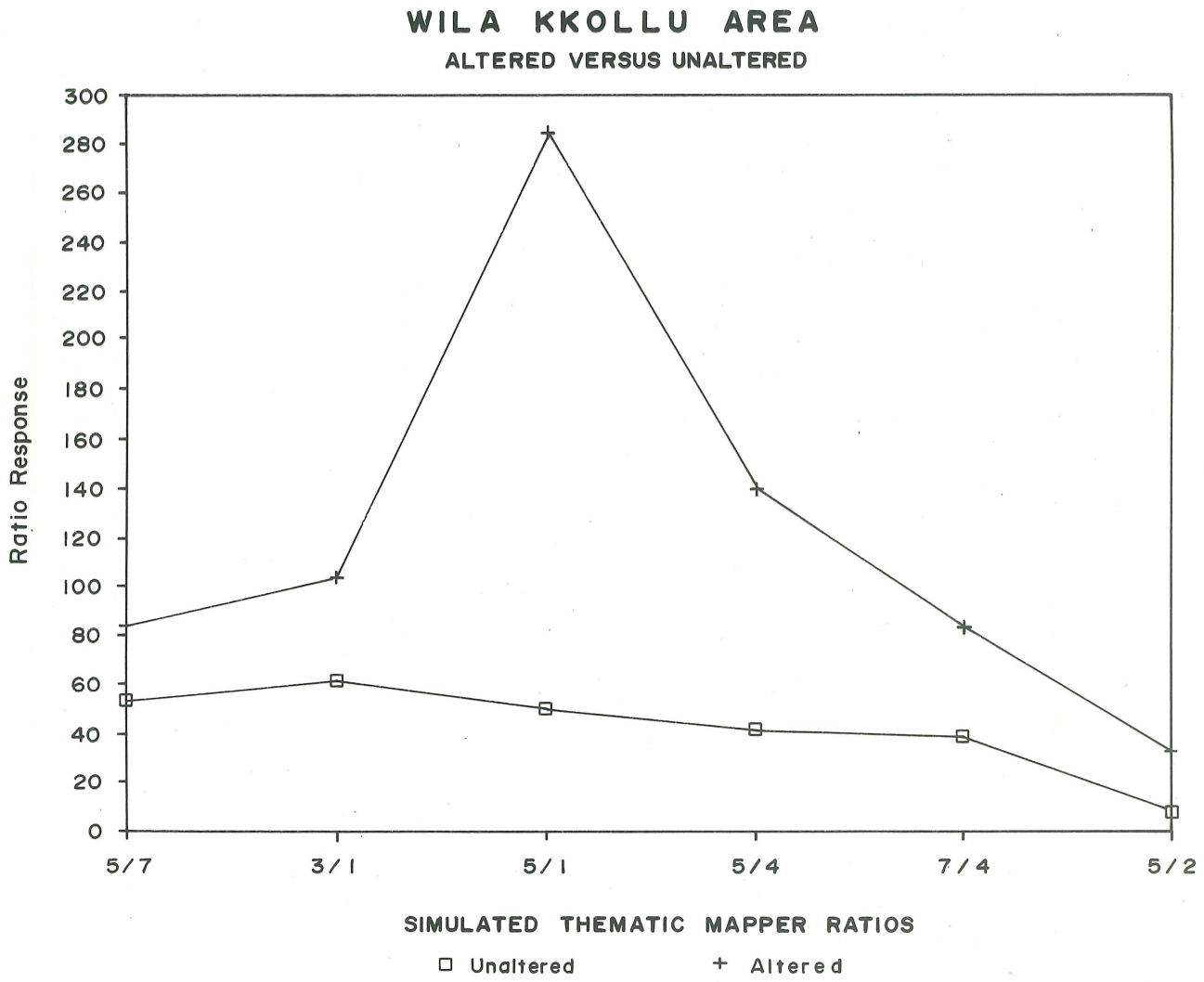


Figure 6.— *Plot showing the TM ratio response of hydrothermally altered and unaltered rocks from the Wila Kkollu area. The TM ratios were calculated from the laboratory spectra shown in figure 4.*

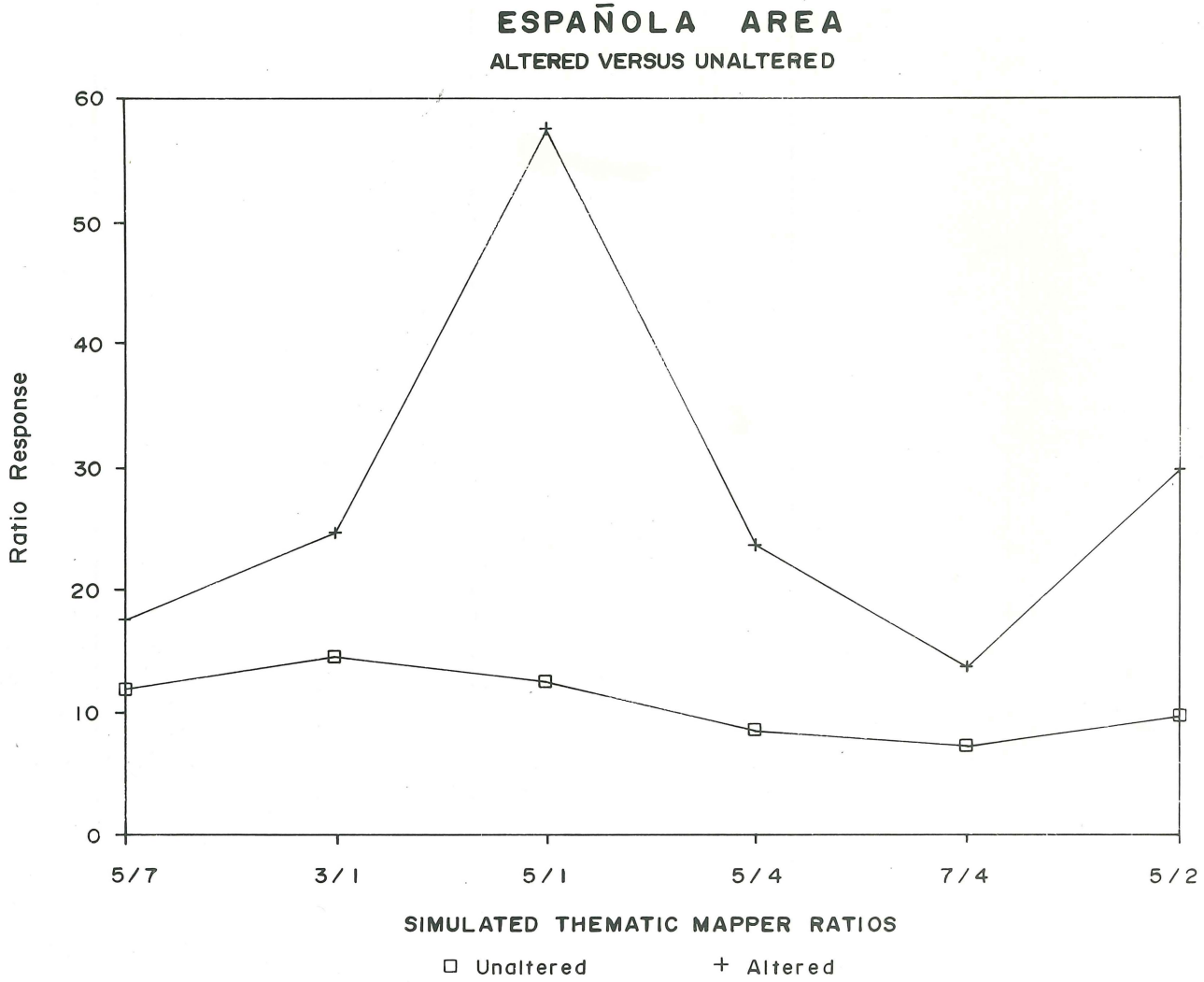


Figure 7.— *Plot showing the TM ratio response of hydrothermally altered and unaltered rocks from the Española area. The TM ratios were calculated from laboratory spectra shown in figure 5.*

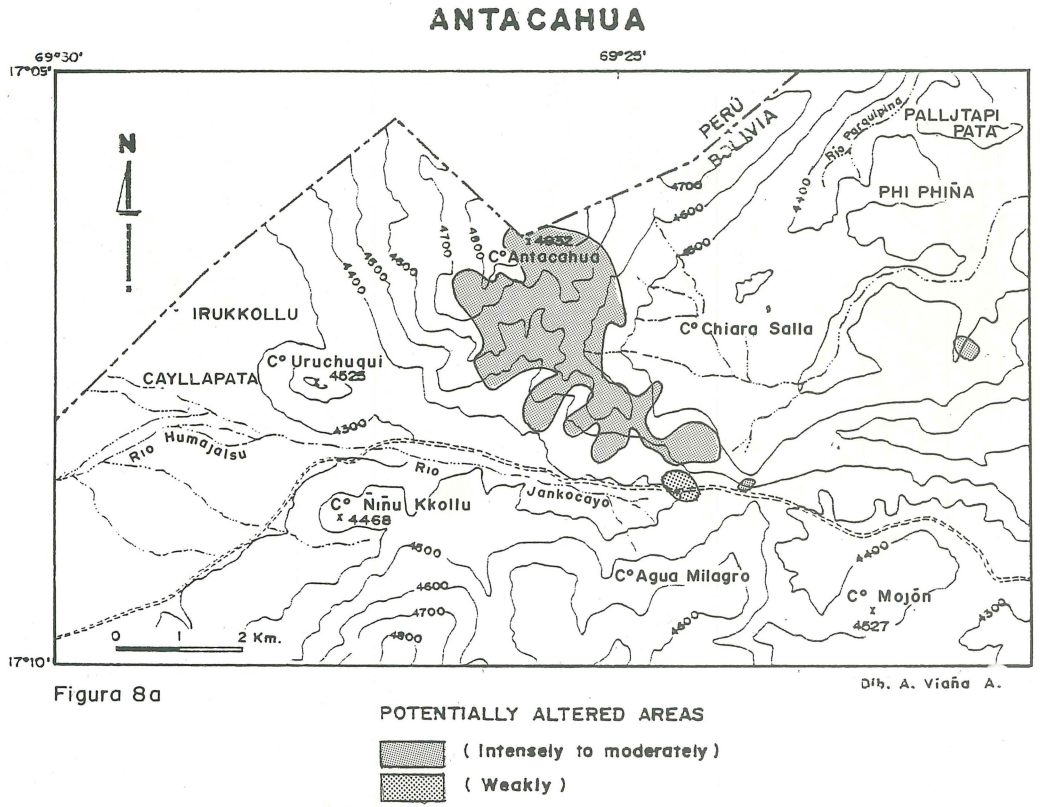


Figure 8a.— *Maps showing the distributions of intensely and weakly hydrothermally altered areas in five 1:50,000-scale quadrangles: (a) Antacahua; (b) Thola Kkollu; (c) Sinejavi; (d) Tambo Mauri; and (e) Berenguela.*

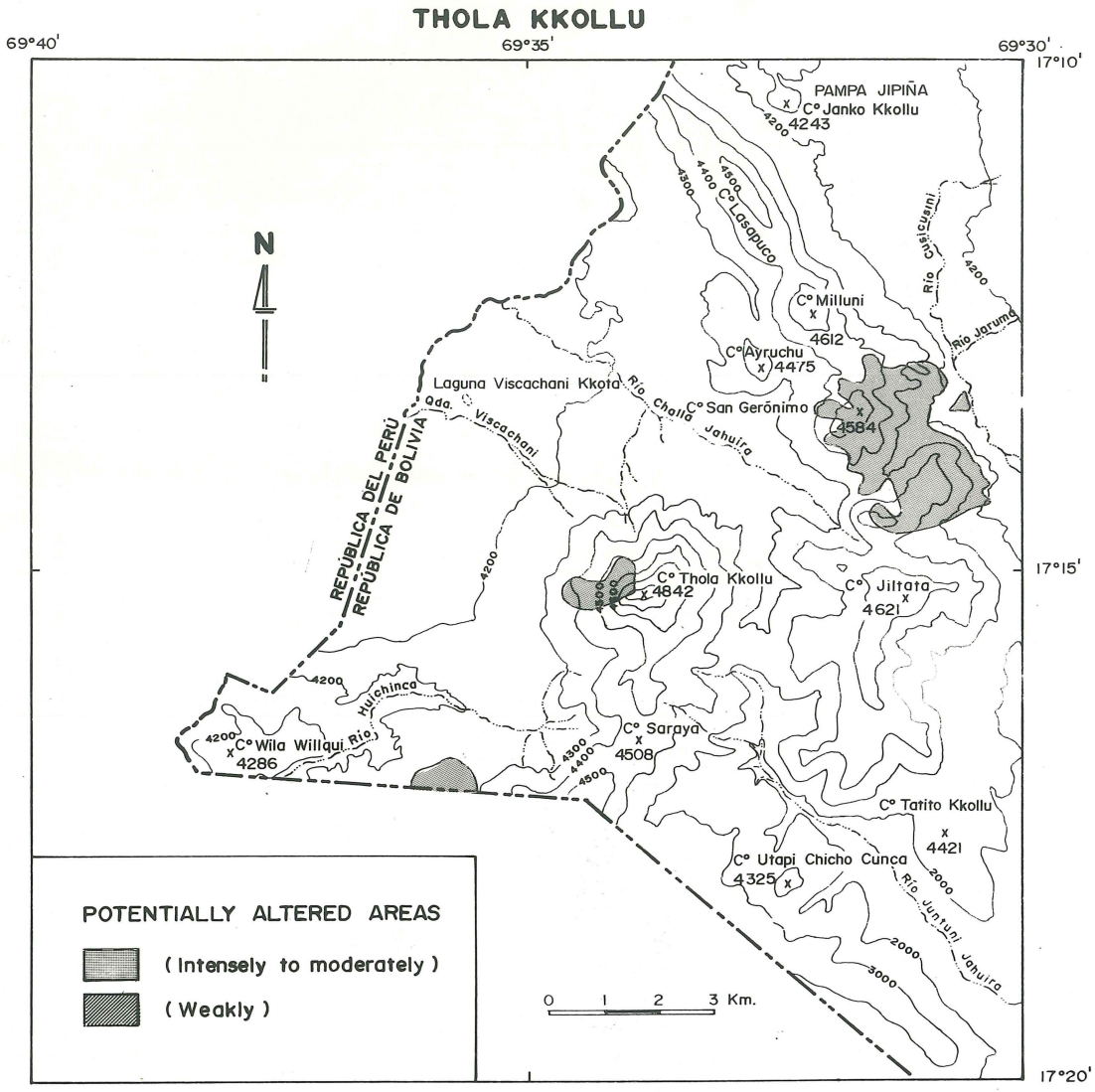

THOLA KKOLLU
69°40'
69°35'
69°30'
17°10'
17°15'
17°20'
N
PAMPA JIPIÑA
Cº Janko Kkollu
4243
Cº Lasapuco
Cº Milluni
4612
Cº Ayruchu
4475
Río Jarumá
Laguna Viscachani Kkota
Río Challa Jahuira
Cº San Gerónimo
4584
Qda. Viscachani
REPÚBLICA DEL PERÚ
REPÚBLICA DE BOLIVIA
Cº Thola Kkollu
4842
Cº Jiltata
4621
Huichinca
Cº Wila Willqui Rio
4286
Cº Saraya
4508
Cº Tatito Kkollu
4421
Cº Utapi Chicho Cunca
4325
Río Juntuni Jahuira
POTENTIALLY ALTERED AREAS
(Intensely to moderately)
(Weakly)
0 1 2 3 Km.

Figure 8b.—

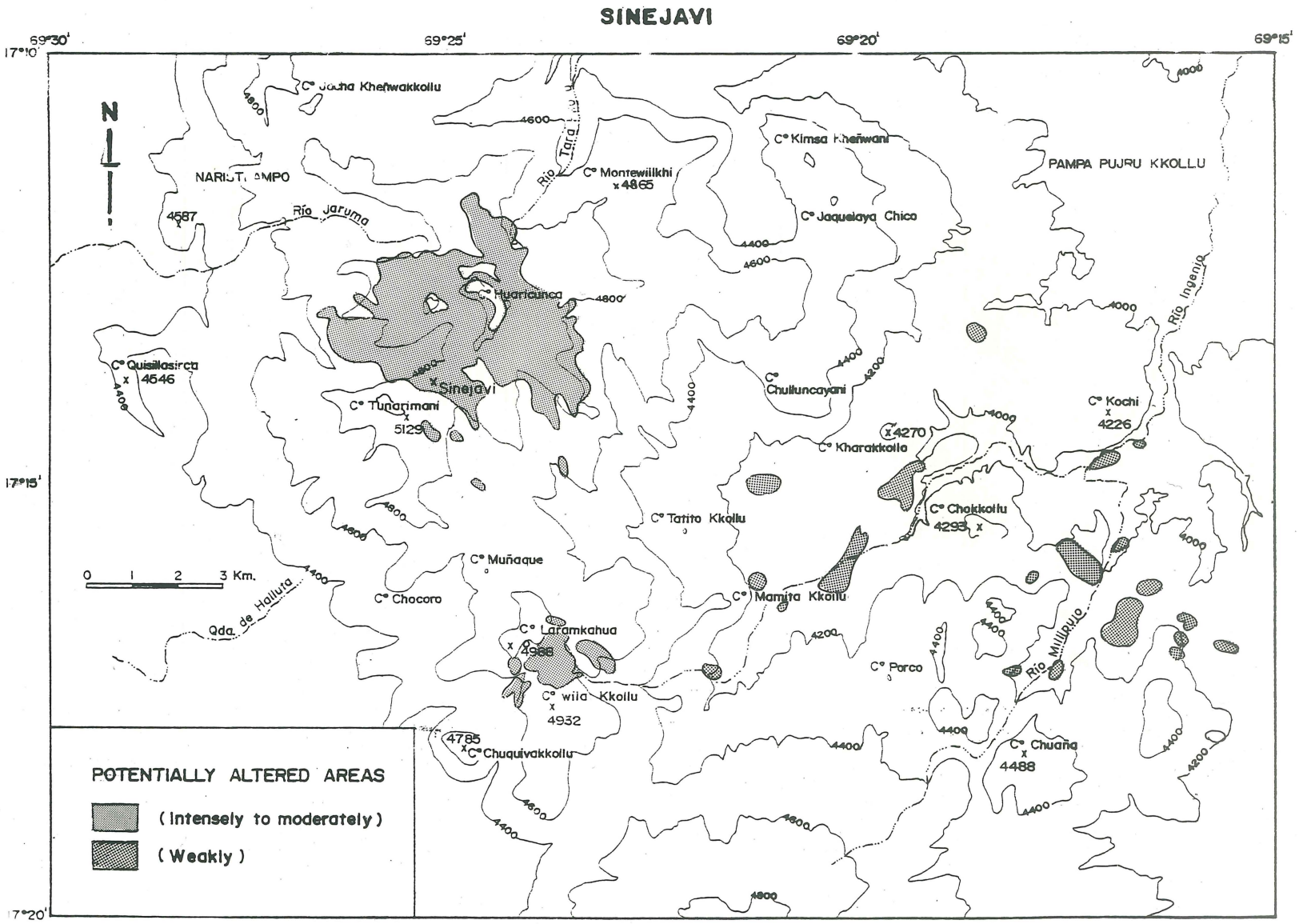

SINEJAVI
69°30'
69°25'
69°20'
69°15'
17°10'
17°15'
17°20'
N
C° Jaqha Khellwakkollu
4800
4600
Río Tana
C° Montewillkhi
x 4865
C° Klmsa Khellwani
PAMPA PUJRU KKOLLU
NARIÑO CAMPO
4587
Río Jaruma
C° Jaquelaya Chico
4400
4600
C° Huaricunca
4800
Río Ingenio
4000
C° Quisillasirca
x 4546
4400
Sinejavi
C° Tunarimani
x 5129
C° Chulluncayani
4400
4200
C° Kochi
x 4226
x 4270
C° Kharakkollu
4000
C° Chokkollu
4293 x
C° Tatito Kkollu
4800
C° Muñaque
0 1 2 3 Km.
C° Chocoro
Qda. de Hallutu
4400
C° Mamita Kkollu
C° Laramkahua
x 4988
4200
C° Porco
4400
Río Millipujlo
C° wila Kkollu
x 4932
4785
C° Chuquivakkollu
4400
C° Chuana
x 4488
4600
4400
4800
POTENTIALLY ALTERED AREAS
(Intensely to moderately)
(Weakly)

Figure 8c.—

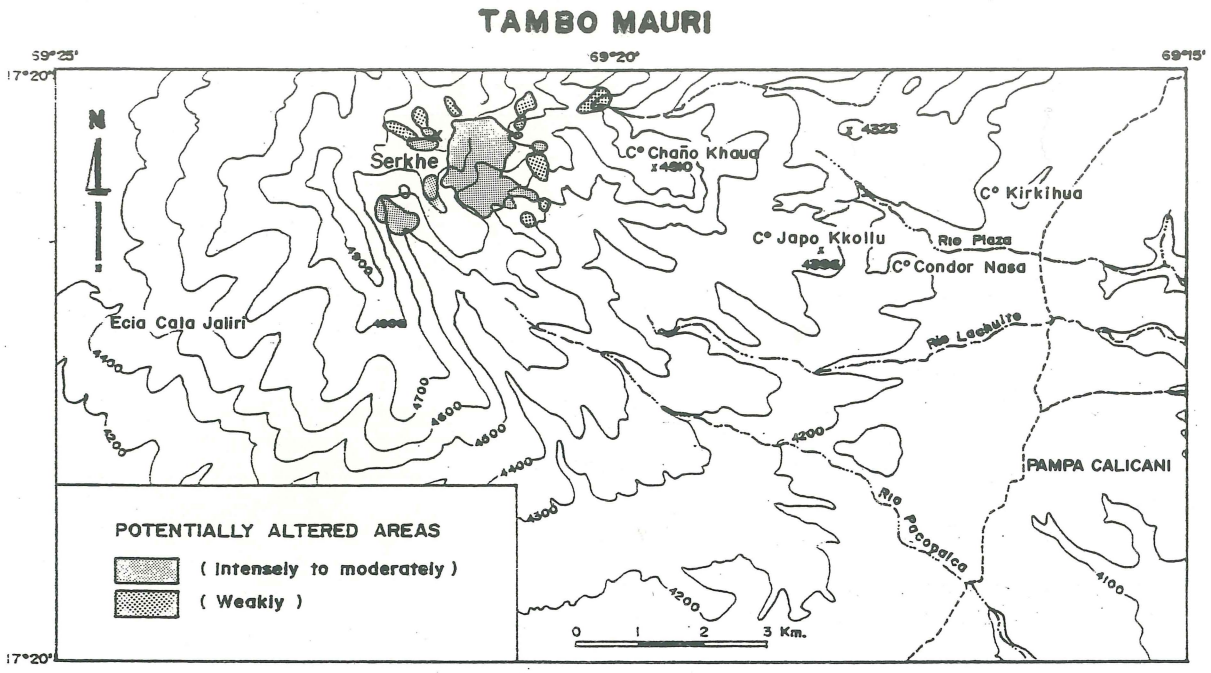


Figure 8d.—

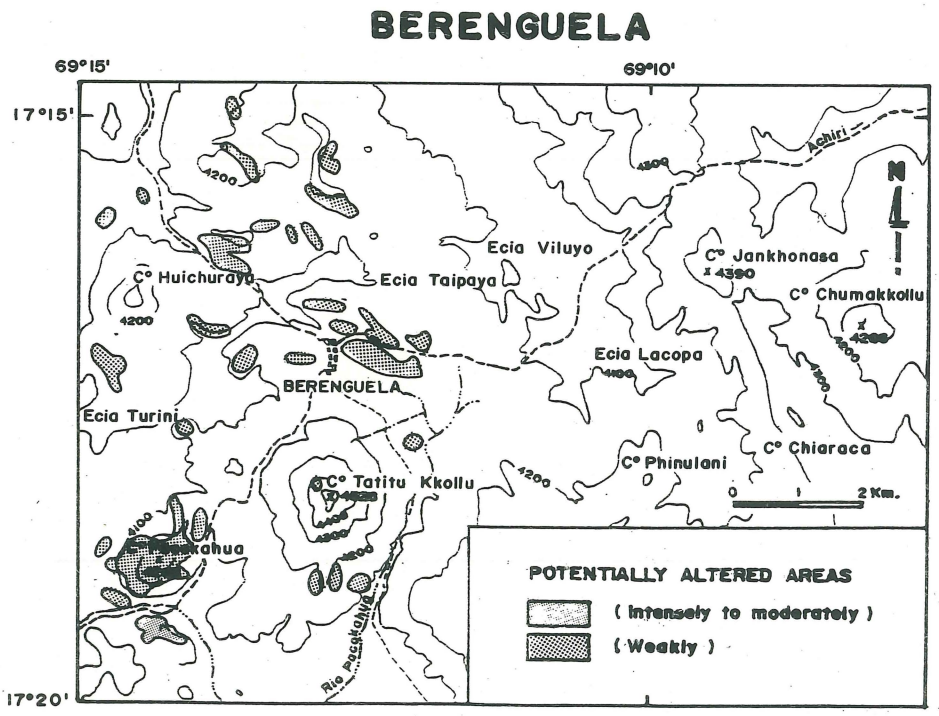


Figure 8e.—

of Berenguela. X-ray diffraction analysis of samples collected from the sandstone revealed the presence of kaolinite, calcite, and jarosite, and thin section analysis of the sandstone by R.F. Hardyman confirmed the presence of calcite and kaolinite in the matrix. The carbonate and clay matrix, which may be either related to hydrothermal alteration or diagenisis, could produce relatively high values in TM 5/7 ratio and the scattered areas on figures 8c and 8e. However, the presence of jarosite indicates hydrothermal alteration due to sulfuric acid solutions (Mason and Berry, 1968), which suggest that the sandstone is at least locally altered. A few of the small anomalies consist of travertine deposits, which produce high TM 5/7 values. Some areas may consist of rocks that have been diagentically altered through normal weathering processes. These rocks can not be distinguished from hydrothermally altered rocks due to their similar mineralogical compositions.

Summary, Berenguela study area

The CRC image with a vegetation mask allowed mapping of larger, more precise distributions of altered rocks in the Berenguela area than can be achieved using unmasked CRC images. Comparison of the original CRC images to the masked CRC images showed that masking greatly increases the amount of information available to the geologist. The original CRC image (TM 5/7, 3/1, 4/3) was dominated by the 3/1 ratio. This resulted in an image with large areas in green (3/1), magenta (5/7 + 4/3) where vegetation dominated, and yellow where 5/7 and 3/1 values were very high, but with little other color variations. The combinations of ratios studied after the vegetation mask was applied, showed larger color variations among the rocks and soils related to lithologic differences.

Interpretation of Landsat TM images, particularly color-ratio-composite images, can assist in the evaluation of mineral potential, especially in remote areas with limited accessibility. The maps of potentially altered rocks can be combined with geologic, geochemical, and geophysical data to assess the potential mineral resources of an area. Differentiation of surface materials can be improved by applying a digital vegetation mask to the bands prior to additional enhancement. The recommended TM ratios for similar areas after a vegetation mask has been applied are 5/7, 5/1, and a choice of 5/4, 7/4, or 5/2, to distinguish hydrothermally altered rocks from unaltered rocks, as well as to distinguish regional lithologic differences. It should be noted that TM data of other, less vegetated areas in the Altiplano did not require a vegetation mask, and the use of a vegetation mask should be evaluated on a case by case basis.

ESPERANZA, CHILE AREA

Landsat Thematic Mapper (TM) images were analyzed to augment conventional methods for investigating volcanic-hosted epithermal precious and semi-precious metal deposits in the Neogene-Quaternary volcanic complexes in northern Chile. TM data were digitally processed and enhanced to distinguish lithologic units and to map hydrothermally altered rocks (Fig. 9). After field investigations, spectral measurements of representative samples were analyzed to identify and verify the spectral responses displayed in the TM images. These analyses provided guidance for improved image enhancement.

The objectives of this study were to 1) map hydrothermally altered rocks at a scale of 1:50,000; 2) investigate the spectral properties of epithermal volcanic and sedimentary rocks and 3) field check the results of the TM image interpretation.

After the 1990 field investigations were carried out in the Esperanza area, spectral measurements of representative samples were analyzed to identify and verify the spectral responses displayed in the TM images. It was determined that more information could be extracted from the TM data of this area when the potentially altered areas were processed separately from the predominately fresh volcanic and sedimentary rocks. Hydrothermally altered rocks were digitally separated from the unaltered rocks, and subsequent processing of the two distinct areas improved the information content of the images.

Geographic and geologic setting

The Esperanza area is located in northern Chile approximately 73 kilometers northeast of the town of Copiapó in the Region of Atacama (Fig. 9). Northern Chile is dominated by a range of Neogene andesitic-dacitic stratovolcanos which overlie an upper Paleozoic sedimentary basement composed of sandstone, conglomerate, and shale

(unpublished map, 1984, J. Muñoz). North of the study area the basement rocks are intruded by Permian-Triassic granitoids of the Perdernales batholith. According to Ericksen et al., (1987), epithermal volcanic-hosted gold-silver deposits are associated with Neogene-Quaternary volcanic centers in northern Chile, and many had prominent hydrothermal alteration systems.

The area covered by the TM images transects portions of three 1:50,000-scale topographic sheets listed from west to east: Cerros Bravos; Pastos Largos; and Rio Juncalito. Elevations range from approximately 3,700 m to slightly above 5,300 m above sea level. The study site is located just south of the Atacama desert, known to be the driest desert in the world. A few of the ephemeral streams in the area support sparse desert vegetation in the valleys, but most of the area lacks significant vegetation cover.

Description of data

The digital image data were collected by the Landsat-5 Thematic Mapper sensor on March 15, 1985. The four image quadrants that were processed are shown in figure 9. Each image quadrant covers approximately 8,100 sq. km. Image products produced for each quadrant include: a 1:250,000-scale black-and-white image of a single TM band for regional geologic structure analysis; a 1:250,000-scale FCC image of TM bands 5,4, and 3 for lithologic determinations; a 1:250,000-scale CRC image of three TM band ratios and a 1:50,000-scale CRC image of the Esperanza study area. The CRC image was designed to highlight potentially hydrothermally altered rocks. The digital data collected by the Thematic Mapper sensor on the Landsat-5 satellite, were processed using a Sun workstation and a PC system. Quadrant three of the TM scene located at Path 233/ Row 078 (identification number Y5037814020XO) was digitally enhanced and printed at 1:50,000-scale prior to visiting the field area in 1990 and 1991.

Image processing techniques

The main objective of the image processing for the Esperanza area was to facilitate delineation of hydrothermally altered rocks. Digital enhancement techniques included application of linear contrast stretches and the production of TM band-ratio images. Later enhancements, chosen after the 1990 field investigations, entailed preparation of digital masks of unaltered and altered rocks and subsequent production of FCC, CRC, and selected pseudocolor density-sliced images of TM band ratios.

Small gray level differences displayed in a monochrome image can be greatly enhanced by creating a pseudocolor density-sliced image. The data are divided into several gray level ranges and then a discrete color is assigned to each range. The amount of information that can be derived from the analysis of the image data is enhanced by quantifying several easily distinguished colors.

Color-ratio-composite images displaying ratios 5/7, 5/1, and 5/4 in red, green, and blue, respectively, were produced and evaluated in the field in 1990 and 1991. As noted above, TM ratio 5/7 shows brightness contrast between rocks containing hydroxyl-bearing minerals and rocks which lack them (Fig. 3). Healthy green vegetation also gives a high response in the TM ratio 5/7 but was not confused with altered rocks in this study area because it only exists in a few isolated, easily identifiable valleys where ephemeral streams exist. TM ratios 5/1 and 5/4 were chosen to distinguish limonitic areas from nonlimonitic areas. Both ratios are high where ferric-iron absorption causes relatively low radiances in the TM1 and TM4 channels.

Limonitic areas that contain clays, sulfates, and/or other hydroxyl-bearing minerals, are expected to have high values in all three TM ratios 5/7, 5/1, and 5/4. Areas that are defined as being potentially hydrothermally altered have high values in TM ratios 5/7, 5/1, and 5/4 and appear white, pinkish white, very light blue, or yellowish white, in the CRC images.

A TM color-ratio composite image of 5/7, 5/1, and 5/4 was used in the 1990 and 1991 field investigations for an area approximately 37 km by 21 km. Although the main hydrothermally altered areas were well displayed, small compositional differences within the large area of altered rocks near the Esperanza prospect could not be distinguished by visual interpretation of this image. Therefore, a digital mask was applied to the unaltered areas prior to the production of ratio images of the predominately altered areas. To

define the pixels of predominately unaltered rocks and soils, the TM ratio 5/7 was examined. A threshold DN value was selected to separate the altered areas with the highest DN values in TM ratio 5/7 and the unaltered areas which correspond with low and moderate DN values in TM ratio 5/7. The masked bands were also used to create improved ratio-composite images that enhanced subtle differences in unaltered regions.

For analysis of the potentially altered areas the most useful product was a density-sliced image of the TM ratio 5/7. This image enhanced the small gray level differences in ratio 5/7, which were difficult to interpret in the original CRC image. We chose four ranges of gray levels to apply four discrete colors. The density slice ranges were calibrated with the 1990 field data, attempting to group areas according to their relative alteration intensity. From high to low TM 5/7 values the designated colors were red, blue, yellow, and magenta. This color scheme allowed identification of the probable center of hydrothermal alteration and linear trends of the most pervasively altered rocks in the study area. The density-sliced image was then merged with the TM band 4 black-and-white image. Merging the density-sliced ratio image, which displays little topographic aspect, with the single TM band facilitated location during field investigations. The density-sliced image of TM 5/1 showed that iron-oxide and hydroxide minerals are nearly ubiquitous throughout the area having high TM 5/7 values.

Spectral measurements and field observations

Subsequent to the field evaluation during 1991, spectral reflectance of rock and soil samples collected in the field area were measured in the laboratory using the Beckman UV 5240 spectrophotometer to verify spectral responses in the TM imagery and to evaluate the usefulness of the density-sliced images and other enhancement methods used during preliminary processing. Approximately 220 spectral reflectance measurements were made of approximately 147 samples of both altered and unaltered rocks as well as several soils collected during the 1990 and 1991 field investigations. Representative samples were taken from altered zones and the various lithologies considered to be typical in the area. Figure 10 shows several reflectance spectra of altered and unaltered rocks collected within and near the large hydrothermally altered area located near the Esperanza camp (Fig. 11).

Figure 11 shows the distribution of potentially altered rocks as visually interpreted from the TM ratio images and, where feasible, corroborated by field work and laboratory spectral analysis. Interpretation of the original TM CRC images allowed us to delineate a larger, more precise distribution of hydrothermally altered rocks in the Esperanza district than is shown on the unpublished geologic map (1984, J. Munoz). Several additional areas were delineated that had not previously been mapped. The Atacama gravel deposits were difficult to distinguish from the altered rocks, because the unit consists partially of sedimentary accumulations of altered rocks. Also, additional areas were mapped as altered on the outskirts of the principal altered area, but the spectral analysis results did not reveal common alteration minerals. Thus, an attempt to refine the mapping was undertaken during the second field visit.

The density-sliced images with the unaltered areas masked were interpreted in the field, and samples were collected from areas within the four density levels of the TM ratio 5/7, as well as outside the potentially altered areas. Evaluation of the spectral measurements of these field samples aided in the revision of the alteration map.

Discussion

Analysis of the density-sliced images permitted elimination of false hydrothermal alteration anomalies and refinement of the main area of alteration. Rocks containing alunite dominated the samples taken from within the areas that correspond with the highest density-slice level. More than 70 percent of the samples of this group showed evidence of argillic alteration, such as kaolinite and mixed-layered clays. Limonite was fairly consistent throughout the four density levels and only decreased outside the area mapped as potentially altered. Jarosite was twice as common in the highest level compared to samples collected from areas within the next two lower density levels and was absent in the lowest level.

In the second level there was a slight increase in the number of samples containing limonite, a decrease in jarosite occurrences, but approximately 40 percent contained argillic minerals. Although

Figure 9.— *Map showing locations of the Esperanza, Chile study area (black) and Landsat TM image quadrants that were processed (black and ruled areas).*

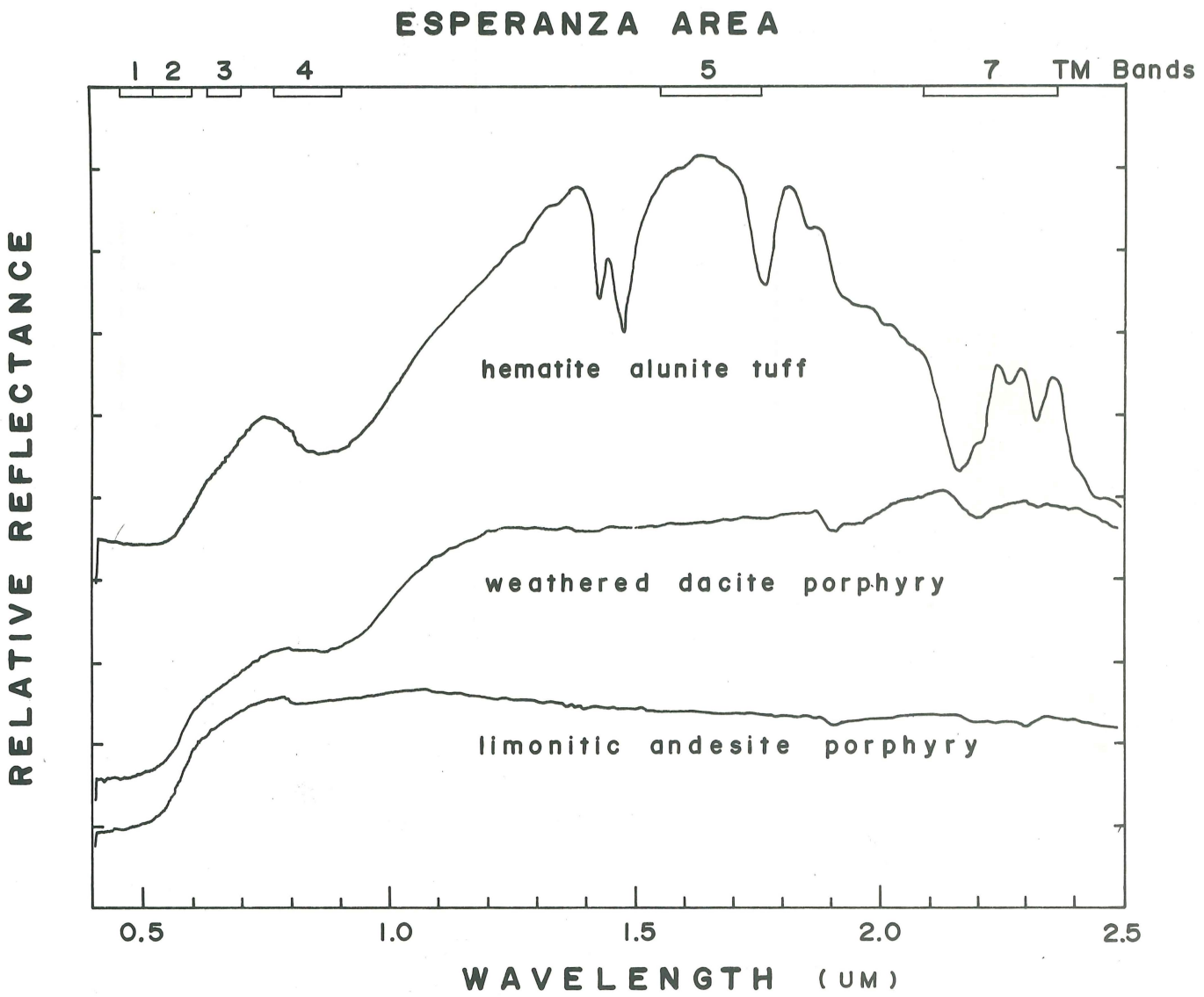


Figure 10.— *Visible and near-infrared reflectance spectra of hydrothermally altered tuff and dacite porphyry and unaltered andesite porphyry samples from the Esperanza study area. Landsat TM bandpasses shown at top.*

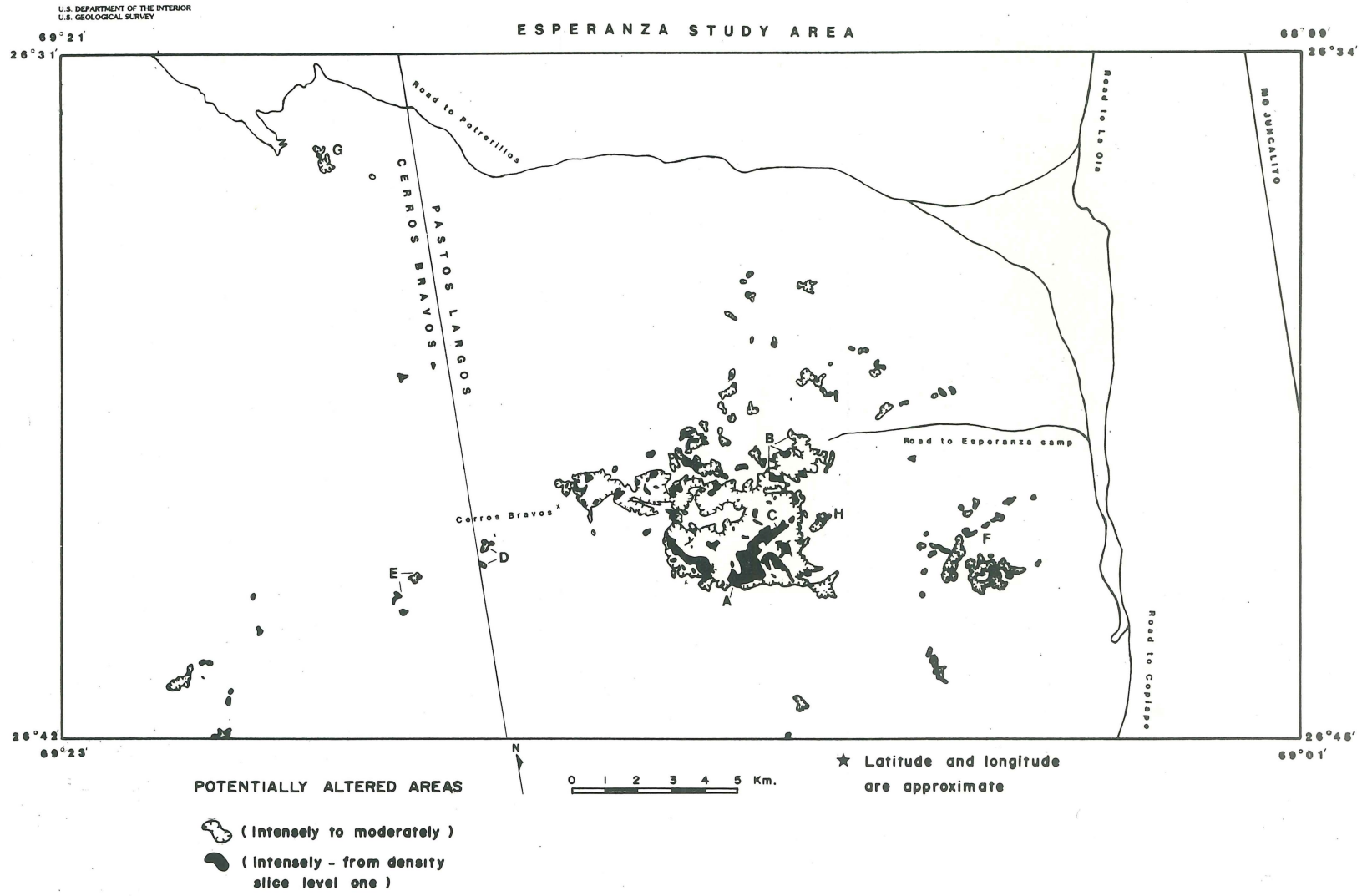


Figure 11.— Map showing the distribution of intensely hydrothermally altered rocks and intensely to moderately hydrothermally altered rocks within the area covered by the TM image quadrant of the Esperanza study area. Areas A Through H are discussed in the text.

the number of samples in the lowest level that contain iron-oxide and hydroxide minerals is similar to that of the other levels, the lowest level showed little additional evidence of alteration minerals in the spectral analysis of the rocks.

The third level of the density-sliced image of TM ratio 5/7 consists of areas of moderately altered rocks. The number of samples containing alunite decreased by approximately 60 percent compared to the number of alunite samples in the highest level, and jarosite and clay minerals were less prevalent. The last level of the density-sliced image consists mainly of unaltered rocks and, therefore, was eliminated from the final map (Fig. 11).

Although known false anomalies were eliminated from the final map, some unevaluated areas may not be hydrothermally altered. In particular, the Atacama gravel deposits in the area introduced ambiguities because they are commonly made up of altered materials, but the majority of this unit occurs in the lowest level of the density sliced image and, as stated above, these areas were eliminated. In addition, ignimbrite exposed south of the junction of the roads to La Ola and Potrerillos were erroneously mapped as altered in the initial CRC image interpretation, but this was corrected using the density-sliced image.

The original CRC image, which consisted of TM 5/7, 5/1, and 5/4, was adequate to distinguish altered from unaltered rocks, but by segregating altered from unaltered rocks and producing a density- sliced image of the TM ratio 5/7 we refined the hydrothermal alteration map by reducing the number of false anomalies and increasing the detail within the altered areas. The largest area in the highest level of the density-sliced image marked A in figure 11 probably represents the center of hydrothermal activity where the most pervasive alteration would be expected. A prominent northeast-trending zone consisting of three anomalies from the highest level in the density-sliced image was identified at the map location marked B and corresponds to a mineralized ridge of silicified pyroclastic rocks known as Santa Rosa. Another linear trend is present at the area marked C and corresponds to a northeast-oriented ridge that consists of highly argillized and silicified dacitic rocks. Previously unmapped altered areas include D and E near Cerros Bravos to the west of the main altered area, and the group of anomalies marked F to the southeast of Cerro Carachapampa. At location G, the alteration associated with the abandoned Tinaja prospect was also identified.

One area, which trends northeast, marked H in figure 11, is enigmatic. Although the volcanic rock float shows no evidence of hydrothermal alteration in the field, the area is in the second highest level of the density-sliced image. A possible explanation for this false anomaly, which is dominated by fresh andesites, is the deposition of gypsum from near surface ground water or meteoric water. The waters could be transporting calcium sulphate in solution and gypsum may crystallize in seams and veins as secondary deposits. In the field, gypsum is present as fracture and pore fillings in the soil, as well as crystals on the surface.

Summary, Esperanza study area

Field evaluation of the initial TM 5/7, 5/1, 5/4 CRC image showed that the distribution of hydrothermally altered rocks was reasonably well displayed. However, analysis of 4-level density-sliced TM 5/7 image permitted refinement of the initial map of hydrothermally altered rocks by aiding in identification of unaltered areas, such as much of the Atacama gravel deposits, and delineation of the most intensely altered areas. The effectiveness of this method for mapping hydrothermally altered rocks in this area stems from the paucity of vegetation. In more verdant areas, its effectiveness would be limited by the DN overlap of hydrothermally altered rocks and vegetation.

PERU STUDY AREAS

For the study areas in southern Perú CRC images incorporating TM ratio combinations of 5/7, 3/1, and 4/3 or 5/7, 5/1, and 4/3 displayed as red, green and blue, respectively, were produced for 4 image quadrants at 1:200,000-scale (Fig. 12). The rationale for selecting these ratios is discussed in previous sections of this report. Four 1:50,000-scale CRC images were produced for detailed studies within these image quadrants. Digital masks were used in some areas for snow, water, and vegetation to enhance the display of potentially hydrothermally altered rocks. In addition, black-and-white single-band images and

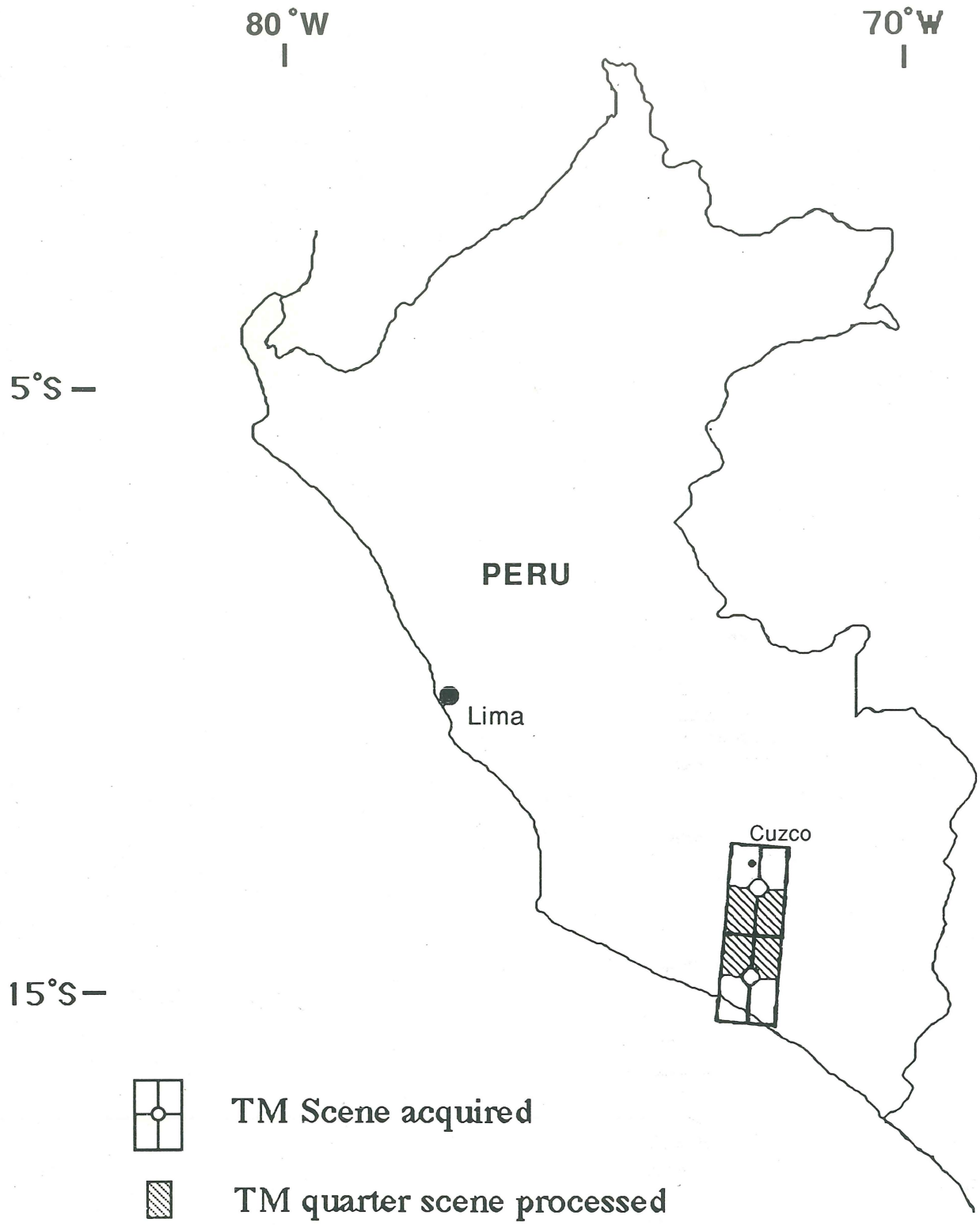


Figure 12.— Map showing the locations of Lndsat TM image quadrants that were processed (ruled area) within Perú.

FCC images using TM band 7,4, and 1 or 5, 4, and 1 were produced for each quadrant.

For the Orcopampa area potentially hydrothermally altered rocks were identified from interpretation of a color-ratio-composite image. The locations of these areas were compared with an unpublished map showing the distribution of argillically altered rocks at the Orcopampa mine. This comparison revealed a very high correlation between the known alteration and the areas interpreted from the Thematic Mapper CRC image, suggesting that the other areas in the image that have similar spectral responses may represent hydrothermally altered rocks. An area northwest of the immediate vicinity of the Orcopampa mine, the Umachulco sector, was identified in the CRC as potentially altered and later described in the field by INGEMMET geologists as an extensive area of hydrothermally altered rocks within an eroded volcano, thus supporting the use of the CRC images to identify new areas of hydrothermally altered rocks. Other such identified areas in this relatively unexplored and remote region warrant more intensive field investigations.

CONCLUSIONS

The results of this study demonstrate the usefulness of Landsat TM image analysis for mapping volcanic and structural features and lithologic units in the Altiplano region, especially hydrothermally altered rocks. The effective map scales are 1:50,000 and smaller scales. Black-and-white images of individual TM bands and CIR images display volcanic and structural features best, whereas CRC images are most useful for delineating lithologic units. CRC images were used to map hydrothermally altered rocks, whereas the CIR images aided delineation of the unaltered rocks. Image quality and interpretability was improved by making a correction for atmospheric scattering and employing digital masks for snow and water. Density-sliced TM 5/7 ratio images provided an objective method for mapping different levels of alteration intensity and displaying patterns related to volcanic activity and structural control. Because of the paucity of vegetation, incorporation of a TM 4/3 ratio to distinguish vegetation in the CRC images was not necessary for most of the region. This permits usage of other ratios to aid in discrimination of lithologic units. The optimum ratio and color display combination in low vegetation-cover areas is TM ratios 5/7, 5/1, and 5/4 in red, green and blue, respectively. In areas where vegetation causes image display and interpretation limitations a digital vegetation mask was very useful. The optimum CRC image in these areas is the same combination used in less vegetated areas, providing a digital vegetation mask is applied prior to ratioing. In some areas with intermediate amount of scattered vegetation good results were obtained by replacing the TM 5/4 ratio with TM 4/3, instead of using a vegetation mask.

REFERENCES CITED

Ericksen, G.E., Eyzaguirre, V. R., Urquidi, F., and Salas, R., 1987, Neogene-Quaternary volcanism and mineralization in the central Andes: U.S. Geol. Survey Open-file Rept. 87-634, 35p.

Hunt, G.R., 1977, Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near-infrared: Geophysics, v. 44, p. 501-513.

Knepper, D.H. and Simpson, S. L., 1992, Remote Sensing: in Geology and Mineral Resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia: U.S. Geol. Survey Bull. 1975, p. 47-55.

Mason, B., and Berry, L. G., 1968, Elements of Mineralogy: San Francisco, Calif., W.H. Freeman, 550p.

Muñoz, J., 1984, Esquema geológico preliminar de la hoja Salar de Maricunga (1:100,000), unpublished map.

Podwysocki, M. H., Power M. S., and Jones, O.D., 1985, Preliminary evaluation of Landsat-4 Thematic Mapper data for mineral exploration: Advances in Space Research, V.5, p. 47-55.

Rowan, L. C., Wetlaufer, P. H., Goetz, A. F. H., Billingsley, F. C., and Stewart, J. H., 1974, Discrimination of rock types and detection of hydrothermally altered areas in south-central Nevada by the use of computer-enhanced ERTS images: U.S.

Geological Survey Professional Paper 883, 35 p.

Rowan, L. C., Goetz, A. F. H., and Ashley, R. P., 1977, Discrimination of hydrothermally altered and unaltered rocks in visible and near infrared multispectral images: Geophysics, v. 42, no. 3, p. 522-535.

Settle, M., Abrams, M.J., Conel, J.E., Goetz, A.F.H., and Lang, M.R., 1985, Sensor Assessment Report: in The Joint NASA/Geosat Test Case Project Final Report: American Assoc. Petroleum Geol., Pt. 2, v.1, p. 2-5.

Rowan, L.C., Eiswerth, B.A., Smith, D.B., Ehmann, W.J., and Bowers, T.L., in press, Distribution, mineralogy, and geochemistry of hydrothermally altered rocks in the Reno 1° x 2° quadrangle, Nevada: U.S. Geol. Survey, Miscellaneous Investigations, MI.

CAPITULO III

SUMMARY OF Pb ISOTOPIC COMPOSITIONS IN EPITHERMAL PRECIOUS METAL DEPOSITS, ORCOPAMPA AREA OF SOUTHERN PERU, BERENGUELA AREA OF WESTERN BOLIVIA, AND THE MARICUNGA BELT IN NORTH-CENTRAL CHILE

by

Richard M. Tosdal
U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, USA

Peter C. Gibson
University of Nevada, Reno, Nevada, USA

César Vilca N., Luis Quispesivana Q., y Rubén Tejada G.
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Perú

Néstor Jiménez Ch., José Luis Lizeca B., y Fernando Murillo S.
Servicio Geológico de Bolivia, La Paz, Bolivia

Alan R. Wallace
U.S. Geological Survey, Denver, Colorado, USA

Richard F. Hardyman
U.S. Geological Survey, Reno, Nevada, USA

Ramón Moscoso D., Lucía Cuitiño G., Victor Maksaev J., y Felipe Díaz F.
Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

Robert P. Koeppen
U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, USA

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 47-55

SUMMARY OF Pb ISOTOPIC COMPOSITIONS IN EPITHERMAL PRECIOUS METAL DEPOSITS, ORCOPAMPA AREA OF SOUTHERN PERU, BERENGUELA AREA OF WESTERN BOLIVIA, AND THE MARICUNGA BELT IN NORTH-CENTRAL CHILE

by

Richard M. Tosdal
U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, USA

Peter C. Gibson
University of Nevada, Reno, Nevada, USA

César Vilca N., Luis Quispesivana Q., y Rubén Tejada G.
Instituto Geológico Minero y Metallurgico Lima, Perú

Néstor Jiménez Ch., José Luis Lizeca B., y Fernando Murillo S.
Servicio Geológico de Bolivia, La Paz, Bolivia

Alan R. Wallace
U.S. Geological Survey, Denver, Colorado, USA

Richard F. Hardyman
U.S. Geological Survey, Reno, Nevada, USA

Ramón Moscoso D., Lucía Cuitiño G., Victor Maksaev J., y Felipe Díaz F.
Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

Robert P. Koeppen
U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, USA

Pb ISOTOPIC PROVINCES IN THE CENTRAL ANDES

The Mesozoic and Cenozoic Central Andes are divided into three Pb isotopic provinces, based upon the Pb isotopic compositions of ore minerals (MacFarlane et al., 1990). MacFarlane et al., (1990), furthermore, argue that the Pb isotopic compositions of the ore minerals reflect those of the igneous rocks associated with the deposits. Province I lies along the coast of Perú, Chile, and westernmost Bolivia. Mesozoic and early Cenozoic volcanic and plutonic arcs built upon a rifted and thinned continental margin dominate this province. Three subprovinces are distinguished based upon slight differences in Pb isotopic compositions. Province Ia includes northern and central Chile south of 19°S; province Ib includes central Perú north of 13°S; whereas

province Ic includes central and southern Perú between the two other subprovinces. Province II lies in the high Andes of central Perú and, perhaps, in northern Chile and Argentina, where miogeoclinal sedimentary rocks crop out and the crust underwent a lower magnitude of extension in the early Mesozoic. This region generally represents a back-arc position relative to the Mesozoic and early Cenozoic magmatic arcs, and extensive magmatism related to the Andean cycle has only occurred since the Oligocene. Paleozoic arcs are the dominant basement in this province. Province III lies in the Cordillera Oriental and Altiplano of Perú and Bolivia where Paleozoic, Mesozoic, and Cenozoic sedimentary rocks are multiply deformed by thrust faults. Magmatic episodes of Triassic to Jurassic and Oligocene to Miocene age are documented. Proterozoic rocks of the Brazilian shield are underthrust beneath the Cordillera Oriental, with the youngest shortening episode beginning in the Oligocene. Province III is subdivided into two subprovinces: IIIa lies in southeastern Perú where both episodes of magmatism occurred, whereas IIIb lies in Bolivia where magmatism is primarily of Oligocene and Miocene age.

Pb isotopic compositions for Province I are slightly less radiogenic than those from province II, whereas province III isotopic compositions are much more varied with consistently higher $^{207}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ at a given $^{206}Pb/^{204}Pb$. Province I Pb isotopic compositions ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.21-18.82; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.55-15.69; $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.11-38.95) overlap with and extend below the average crustal growth curve of Stacey and Kramers (1975) on the uranogenic diagram ($^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$). Province II Pb isotopic compositions ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.76-18.90; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.62-15.73; $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.63-39.16) and Province III Pb isotopic compositions ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 17.97-25.18; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.51-16.00; $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 37.71-40.07) lie above the average crustal growth curve on the same diagram. The Pb isotopic compositions from these last two provinces require contribution from a high mu ($^{238}U/^{204}Pb$) Proterozoic or Archean source. On the thorogenic Pb isotopic variation diagram ($^{208}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$), isotopic compositions for province I, II, and IIIa scatter along the average crustal growth curve of Stacey and Kramers (1975) indicating that a time averaged Th/U ratio ~ 4 (the average crustal value) characterizes the Central Andes. Pb isotopic compositions for province IIIb are the most radiogenic and also the most heterogeneous. The variable radiogenic Pb isotopic compositions of province III suggest heterogeneous upper crustal sources, whereas the isotopic compositions of province I probably reflect a mafic crustal lithospheric source, probably modified by subduction processes. Province II isotopic compositions conceivably represent a mix between the two model reservoirs.

STUDY AREAS

Pb isotopic compositions were determined for sulfide minerals and rocks from three mining districts in the Central Andes as part of the Inter-American Development Bank funded project "Precious-metal deposits in volcanic terranes of the Central Andes". Studies areas are located in southern Perú around Orcopampa, in the western Altiplano of Bolivia around Berenguela, and in north-central Chile in the Maricunga belt. Discussions of the geology of these areas are available in other chapters within this volume

Orcopampa area, southern Perú

Pb isotopic compositions have been determined for sulfide minerals from the Miocene polymetallic veins at Orcopampa, Shila, Arcata, and Cailloma. Isotopic compositions were also determined for whole rock and feldspar samples from the Miocene volcanic rocks that host the veins at Orcopampa and whole rock samples from the Mesozoic sedimentary rocks that are the exposed basement to the veins. This area was included in province II by MacFarlane et al., (1990), although the Pb isotopic compositions on sulfides determined in this study only partly overlap the narrow range of values that characterize that province. Only isotopic compositions for sulfides from Cailloma lie within the province II field, whereas those from Orcopampa, Shila, and Arcata lie outside that field at lower $^{206}Pb/^{204}Pb$ values.

On thorogenic and uranogenic diagrams (Fig. 1A and 1B), Pb isotopic compositions for sulfides and rocks generally lie above the average crustal growth curve of Stacey and Kramers (1975) and at slightly more radiogenic values (higher $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{204}Pb$) than those

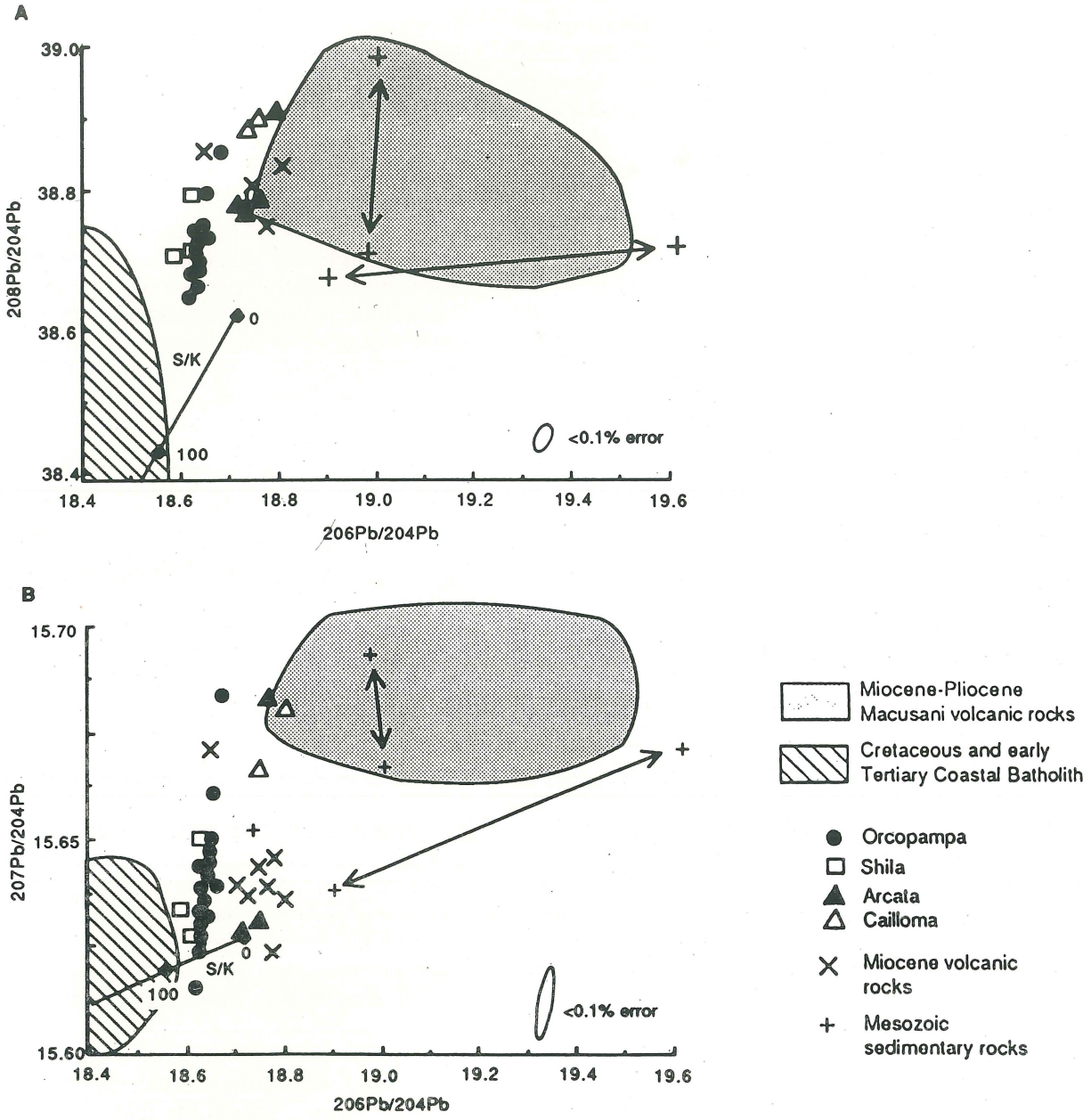


Figure 1.— (A) Thorogenic and (B) uranogenic Pb isotope variation diagrams for sulfides from polymetallic veins and from rocks in the Orcopampa area, southern Perú. Field (1) for Miocene and Pliocene Macusani volcanic rocks of the Macusani field is from Pichavant et al., (1988) and (2) for the Arequipa segment of the Cretaceous and early Tertiary Coastal Batholith of Peru is from Mukasa (1986). Tie lines with double-headed arrows connect the Pb isotopic compositions of leached and residue components of the Mesozoic sedimentary rocks that were produced during acid leaching experiments; whole rock values would lie along the tie lines. Error on individual isotopic compositions is <0.1% (2σ) and the maximum error ellipses are shown. S/K--average crustal growth curve of Stacey and Kramers (1975).

of the Cretaceous and early Tertiary plutonic rocks composing the Arequipa segment of the Coastal Batholith, located to the west (Mukasa, 1986). The Mesozoic sedimentary rocks, consisting of quartzite, shale, and limestone, have the most radiogenic values, which are interpreted to reflect the presence of detritus that was probably shed from a cratonal terrane to the east. Miocene volcanic rocks, consisting largely of rhyodacitic and dacitic lavas, domes, and ash-flow tuffs, have isotopic compositions that are either slightly less radiogenic (lower $^{207}Pb/^{204}Pb$ and $^{206}Pb/^{204}Pb$) than, or overlapping with, those of the Mesozoic sedimentary rocks (Fig. 1B). The volcanic rocks, which all come from near Orcopampa, have lower $^{207}Pb/^{204}Pb$ compositions than do Miocene and Pliocene peraluminous volcanic rocks of the Macusani field (Fig. 1B), located to the northeast (Pichavant et al., 1988). These latter rock are crustal melts, and their isotopic compositions have been interpreted to reflect the heterogeneous composition of radiogenic crust in southeast Perú.

Sulfide Pb isotopic compositions from Shila and Orcopampa are less radiogenic (lower $^{206}Pb/^{204}Pb$) than those of the volcanic and sedimentary country rocks and form a tight group on the variation diagrams. Pb isotopic compositions for Shila are slightly less radiogenic (lower $^{206}Pb/^{204}Pb$) than those from Orcopampa. The isotopic database for polymetallic veins in the Orcopampa district is the most complete, and the isotopic compositions form a steep array on the uranogenic diagram (Fig. 1B). This array is interpreted to indicate that the hydrothermal fluids responsible for the veins represented a mix between radiogenic crustal source(s), interpreted to be rocks similar to those from which the Macusani volcanic rocks were derived, and less radiogenic mafic lithospheric source(s). This fluid can not have been generated directly from the magma associated with the volcanic rocks in the Orcopampa area as the latter have distinctly higher $^{206}Pb/^{204}Pb$ compositions. Rather, the fluid is inferred to have originated at depths, and might have been derived from a subjacent pluton (Gibson et al., 1990).

In general, the Pb isotopic compositions in the region lie along extensions of the growth curves for the Cretaceous and early Tertiary Coastal Batholith (Mukasa, 1986). This suggest that the Miocene magmas and sources for the hydrothermal fluid were derived from a source similar to that of the older igneous rocks, which Mukasa (1986) infers to have been enriched subcontinental mantle. Assimilation of radiogenic Pb must have occurred in a crustal environment. One volcanic rock from the Orcopampa area that lies on the projection of the sulfide array at higher $^{207}Pb/^{204}Pb$ values (Fig. 1B) may represent the crustal component that was present in the hydrothermal fluids.

Samples from late Miocene Arcata and Caylloma veins have more radiogenic Pb isotopic compositions (higher $^{206}Pb/^{204}Pb$) than those from early Miocene Shila and Orcopampa veins. Some of this difference in isotopic composition may be due to the slightly younger ages of these deposits. The sulfide isotopic compositions from Arcata and Caylloma also overlap those of volcanic rocks from the Orcopampa area. However, because no volcanic rock samples from the Arcata and Caylloma areas have been analyzed, we do not know whether volcanic rocks there have isotopic compositions similar to those from Orcopampa, or if the volcanic rocks, like those at Orcopampa, have compositions shifted toward more radiogenic $^{206}Pb/^{204}Pb$ values than those in sulfides from veins. Clearly, more samples of sulfides and associated igneous rocks are needed to determine if the isotopic evolution of the Arcata and Caylloma districts is similar to that at Orcopampa.

Berenguela area, western Bolivia

Pb isotopic compositions were determined for galenas from Oligocene and Miocene polymetallic veins cutting red sandstone of the Eocene(?) and Oligocene Berenguela Formation and for galena and oxidized mineralized rock from veins cutting a Miocene rhyolite dike and Miocene tuffaceous sedimentary rocks. Pb isotopic compositions were also determined for (1) boulders of Late Proterozoic (U-Pb geochronology on zircon) gneiss and Phanerozoic (Paleozoic, Mesozoic, or early Cenozoic) granitoids that are interpreted to represent the basement rock present in the subsurface (Jiménez et al., this volume) and that were sampled from conglomerate beds in the lower Mauri Formation; and for (2) sandstones from the Berenguela Formation. The Berenguela Formation crops out and is also present in the subsurface around Berenguela. The sandstones of that formation are either hosts for polymetallic veins or are intruded by rhyolite dikes or buried by volcanic rocks that host other polymetallic veins (Wallace et al., 1992; Jiménez et al., this volume).

The sandstone-hosted veins are the older of the two deposit types and are interpreted to have formed during basin dewatering, whereas the volcanic-hosted veins are igneous-related (Wallace et al., 1992).

Pb isotopic compositions for sulfides and sandstones from the Berenguela area lie above the average crustal growth curve on the thorogenic Pb isotope diagram and along the average crustal growth curve on the uranogenic diagram (Fig. 2A and 2B). The sulfide isotopic compositions of the sandstone-hosted veins are unique in the Central Andes as they do not correspond to any of the provinces defined by MacFarlane et al., (1990). In contrast, the volcanic-hosted veins have isotopic compositions consistent with province Ic. Pb in both vein types have nonradiogenic compositions ($^{206}Pb/^{204}Pb<18.2$) and have significantly lower ratios than most Cretaceous and early Tertiary igneous rocks and sulfides in the Cordillera Occidental of southern Perú and northern Chile, some 50 km to the west (Barreiro and Clark, 1984; Mukasa, 1986; Puig, 1988). The exception is Jurassic plutonic units of the southern Arequipa and Toquepala segments of the Coastal Batholith, which also have nonradiogenic compositions (Mukasa, 1986). Nonradiogenic Pb isotopic compositions of sulfides in the Berenguela area are interpreted to reflect a Proterozoic crustal source(s) that had undergone a granulite-grade metamorphic event where uranium was lost with respect to thorium (Th/U>4).

The sulfide Pb isotopic compositions of the sandstone-hosted veins overlap the field for latest Oligocene and younger volcanic rocks from the Central Volcanic Zone in southern Perú (Barreiro and Clark, 1984) (Fig. 2). The overlap in isotopic composition could be interpreted to imply an igneous source. However, we consider it more likely that the sulfide isotopic compositions were strongly influenced by the composition of the detrital components in the sedimentary rocks from which the fluids were derived during basin dewatering. Pb isotopic compositions for sandstones from the Berenguela Formation scatter between the field for Late Proterozoic and Phanerozoic crystalline rocks and the field for the Cretaceous and early Tertiary rocks and sulfides (fig. 2A), presumably reflecting the mixed detrital components in the clastic rocks. The Pb isotopic data is, therefore, consistent with sedimentologic observations that clasts in the Berenguela Formation, and also in overlying formations, represent granitic rocks of the Mesozoic and early Cenozoic Andean arc in the Cordillera Occidental and Late Proterozoic gneissic rocks.

Pb in volcanic-hosted veins have isotopic compositions similar to those determined for volcanic rocks of late Oligocene and Miocene age in the Berenguela area (Fig. 2A and 2B). Together, the volcanic-hosted veins and the volcanic rocks plot within the field for the latest Oligocene and younger volcanic rocks from the Central Volcanic Zone in northern Chile (Davidson et al., 1990) (Fig. 2A and 2B). It is an inescapable conclusion that Pb in these veins in the Berenguela area was derived from an igneous source.

Barreiro and Clark (1984) argue that the shift of the Pb isotopic compositions to nonradiogenic values for the Late Cenozoic volcanic rocks in southern Perú represents the influence of the Early Proterozoic Arequipa massif in magma genesis. In the Berenguela area, a similar shift in the Pb isotopic compositions is evident in the sulfides and late Oligocene and Miocene volcanic rocks (Fig. 2). The shift is particularly evident in the elevated $^{208}Pb/^{204}Pb$ values Fig. 2A). These nonradiogenic compositions must also reflect the influence of Proterozoic continental crust. However, in this case it seems that a Late Proterozoic terrane rather than an Early Proterozoic terrane provided the Pb found in the rocks and ore deposits in the Berenguela area.

Maricunga area, north-central Chile

In the Maricunga belt of north-central Chile, Pb isotopic compositions have been determined for sulfide minerals from the Esperanza and La Coipa districts, with additional samples from the Marte Mine, La Pepa Mine, and Aldebaran prospect. All deposits are associated with late Oligocene and Miocene volcanos and satellite centers. Pb isotopic data on sulfide minerals are also available from Eocene and older deposits in north-central Chile (Puig, 1988; Zentilli et al., 1988). In addition, the isotopic character of the major rock units in the Maricunga area is known (McNutt et al., 1979; this study) (Fig. 3). These data are briefly summarized here.

Most of the Pb isotopic compositions for late Oligocene and Miocene sulfides from the Maricunga belt lie within the province Ia field of MacFarlane et al., (1990). With the exception of a

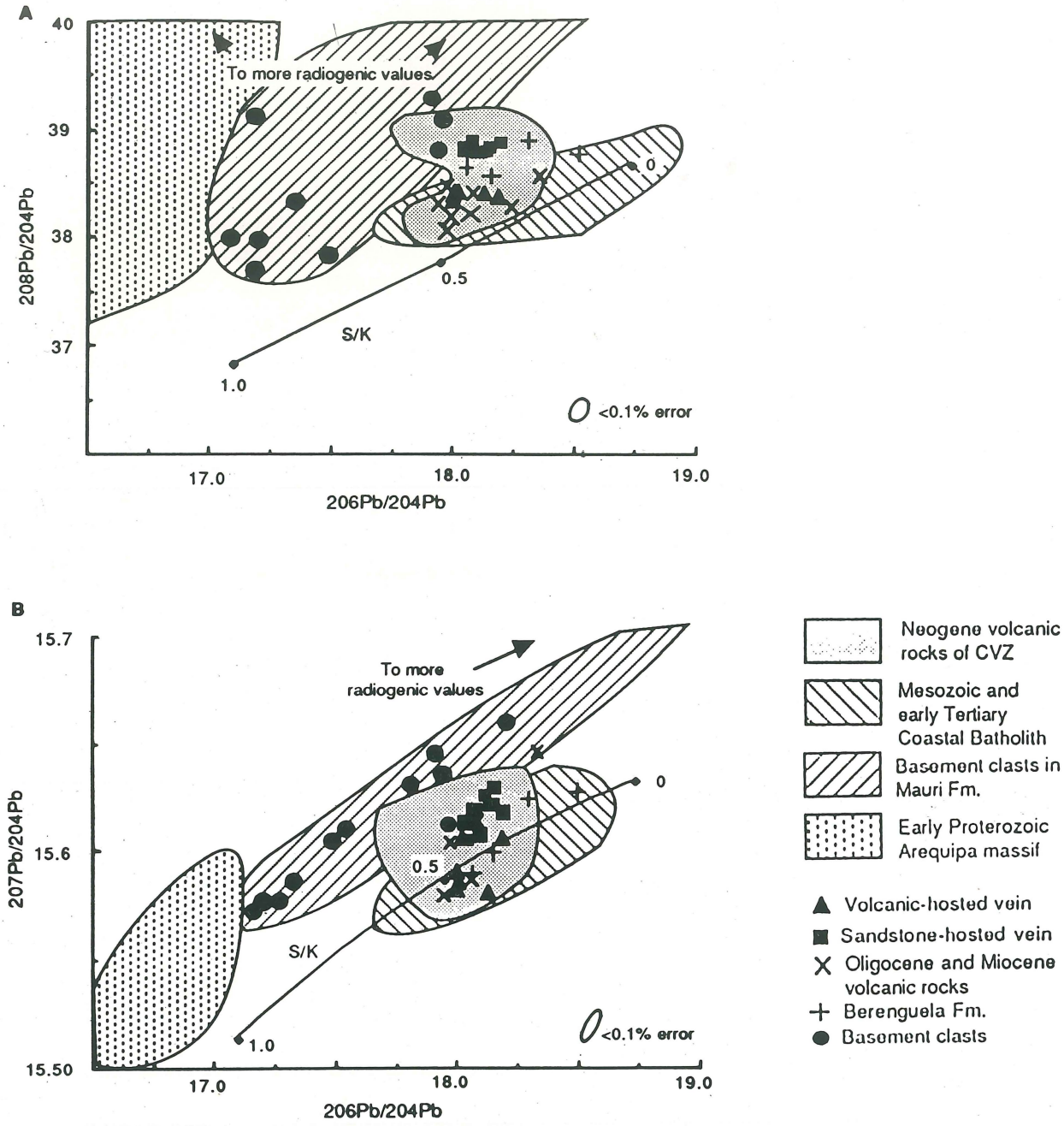


Figure 2.— *(A) Thorogenic and (B) uranogenic Pb isotope variation diagrams for sulfides from polymetallic veins and from rocks in the Berenguela area, western Bolivia. Field (1) for Neogene volcanic rocks of the northern Central Volcanic Zone (CVZ) is from Barreiro and Clark (1984) and Davidson et al., (1990), (2) for southern Arequipa and Toquepala segments of the Mesozoic and early Tertiary Coastal Batholith of Peru is from Mukasa (1986), (3) for Late Proterozoic and Phanerozoic(?) basement clasts is from this study, and (4) for the Early Proterozoic Arequipa massif is from Barreiro and Clark (1984). Error on individual isotopic compositions is <0.1% (2σ) and the maximum error ellipses are shown. S/K--average crustal growth curve of Stacey and Kramers (1975).*

pyrite from the Cancan prospect, isotopic compositions from the deposits plot in a tight cluster on thorogenic and uranogenic diagrams and are indistinguishable from the isotopic compositions of late Oligocene and Miocene volcanic and subvolcanic rocks with which the deposits are associated (Fig. 3A and 3B). The outlying sulfide composition is interpreted to indicate a component of country rock Pb (Triassic sedimentary rocks, Permian granites, or Permo-Triassic granite and rhyolite) in the pyrite. This radiogenic component probably was scavenged by the hydrothermal fluids as they circulated though the country rocks to the deposits.

On the thorogenic diagram, all sulfides and rocks lie along the average crustal growth curve (Fig. 3A). The Permian and Triassic granites and rhyolites, and derivative sedimentary rocks, extend to more radiogenic isotopic compositions than do rocks formed during the Mesozoic and Cenozoic Andean cycle.

Uranogenic isotopic compositions of igneous rocks in the Maricunga region vary with time and with tectonic setting (Fig. 3B). Permian and Triassic(?) igneous rocks in the region have radiogenic isotopic compositions that lie well above the average crustal growth curve. Pb from a high mu, or Proterozoic, source was incorporated in these rocks during their genesis and emplacement. Their isotopic compositions, thus, strongly reflect the influence of radiogenic crustal reservoirs. On the other hand, Jurassic, Cretaceous, and early Tertiary rocks from the region generally have isotopic compositions that lie below the average crustal growth curve. Sulfides from deposits of this age in the region to the west of the Maricunga belt also lie within this field. These isotopic compositions probably reflect the mafic crustal lithosphere of the region that has been generated and modified by subduction processes occurring beneath the west coast of Chile in the Mesozoic and early Cenozoic. There is little evidence for modification of this reservoir by the input of radiogenic crustal material.

In contrast, late Oligocene and Miocene volcanic rocks form a steep array on the uranogenic diagram (Fig. 3B) that suggest mixing between mafic crustal lithosphere, characteristic of the region and represented by Mesozoic and early Cenozoic rocks and ore minerals, and radiogenic crust, represented by Permian and Triassic rocks. The mixing trend includes Pliocene and Quaternary volcanic rocks present in the Central Volcanic Zone (e.g. Harmon et al., 1984). Isotopic compositions for these younger rocks lie at slightly more radiogenic $^{206}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ values than do the Oligocene and Miocene volcanic rocks (Fig. 3A and 3B). The simplest explanation for the mixing trend is the assimilation of radiogenic crustal rocks by magmas either during ascent or during fractionation in the magma chamber (e.g. Davidson et al., 1990). The gradual increase in $^{207}Pb/^{204}Pb$ values with increasing SiO_2 content in a dacite dome in the Esperanza prospect support this mechanism. Assimilation of radiogenic crustal rocks by the magmas was probably enhanced by crustal thickening that occurred in the late Eocene or early Oligocene (Moscoso and Mpodozis, 1988; Olson, 1989). At this time radiogenic crustal rocks, or their lithospheric sources, were tectonically buried during the shortening deformation, thereby increasing the chance for their assimilation into the rising magmas, or their involvement at the source of the magmas.

SUMMARY AND SPECULATIONS

Pb isotopic compositions of ore minerals in these three areas in the Central Andes reflect the isotopic compositions of associated country rocks. The origin of their contained metals are, thus, linked to the evolution of the associated rocks. Some modification of the original Pb isotopic compositions of the ore minerals apparently occurred as hydrothermal fluids flowed through the country rocks to the deposits. Intuitively, the potential for this type of modifications to Pb isotopic compositions is probably greatest in small deposits or during the early stages of the formation of an ore deposit.

The Pb isotopic data for the Neogene ore deposits in southern Perú and north-central Chile also suggest an hypothesis for explaining the perplexing question about the precious metal budget of the central Andes. In other words, why is gold common in deposits in Chile, whereas Perú and Bolivia are blessed with enormous quantities of silver, but little gold? In the Orcopampa area, the least radiogenic uranogenic Pb isotopic compositions generally lie above the average crustal growth curve. In the Maricunga district, the least radiogenic uranogenic isotopic compositions lie along, or below, the average crustal growth

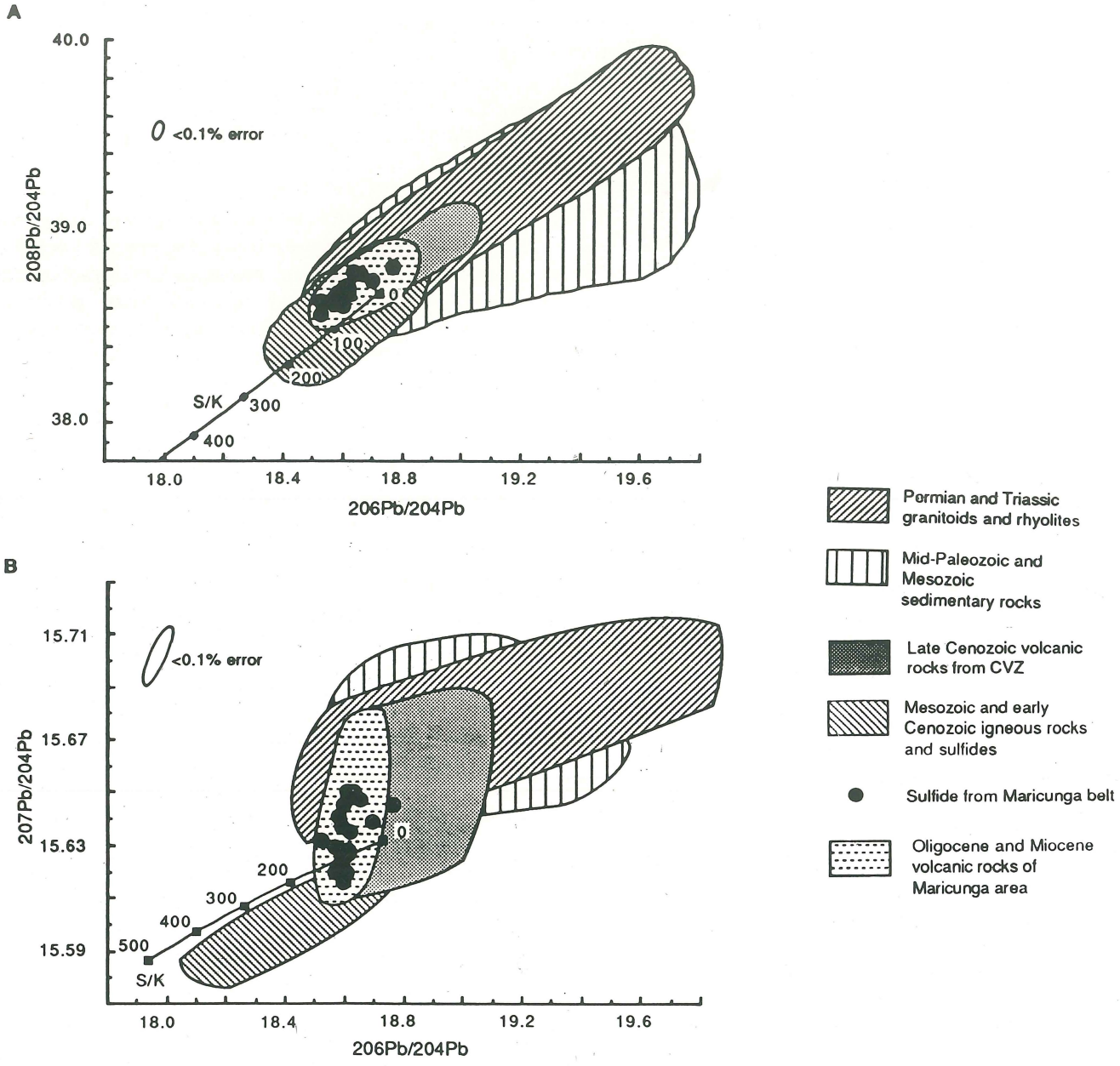


Figure 3.— *(A) Thorogenic and (B) uranogenic Pb isotope variation diagrams for sulfides from acid-sulfate systems and gold-rich porphyry deposits and from rocks in the Maricunga belt, north-central Chile. Fields for Oligocene and Miocene volcanic rocks from the Maricunga area, for Permian and Triassic granitoids and rhyolites, and for mid-Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks were determined during this study. Field (1) for Mesozoic and early Cenozoic igneous rocks and sulfides is from McNutt et al., (1979), Zentilli et al., (1988), Puig (1988), and this study, and (2) for the Late Cenozoic volcanic rocks of the Central Volcanic Zone (CVZ) is from Harmon et al., (1984). Error on individual isotopic compositions is <0.1% (2σ) and the maximum error ellipses are shown. S/K--average crustal growth curve of Stacey and Kramers (1975).*

curve. The thorogenic Pb isotopic composition from the Orcopampa area also are slightly more radiogenic (higher $^{208}Pb/^{204}Pb$) than equivalent isotopic compositions from the Maricunga area. These very subtle differences in isotopic compositions may reflect a greater influence of crustal Pb in the peruvian deposits than in the Chilean deposits. If so, then the enrichment of silver in Perú and Bolivia may have its origin in the nature of the crust in those countries, and the influence that the crust and its associated lithosphere exerted on magmas during generation, ascent, and emplacement.

REFERENCES CITED

Barreiro, B. A., and Clark, A. H., 1984, Lead isotopic evidence for evolutionary changes in magma-crust interaction, central Andes, southern Perú: Earth and Planetary Science Letters, v. 69, p. 30-42.

Davidson, J. P., McMillan, N. J, Moorbath, S., Worner, G., Harmon, R.S., Lopez-Escobar, L., 1990, The Nevados de Payachata volcanic region (18°S, 69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 105, p. 412-432.

Gibson, P. C., Noble, D. C., and Larson, L. T., 1990, Multistage evolution of the Calera epithermal Ag-Au vein system, Orcopampa district, southern Perú: First results: Economic Geology, v. 85, p. 1504-1519.

Harmon, R. S., Barreiro, B. A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P.W., Thorpe, R.S., Déruelle, B., McHugh, J., and Viglino, J. A., 1984, Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera: Journal of the Geological Society of London, v. 141, p. 803-822.

MacFarlane A. W., Marcet, P., LeHuray, A. P., and Peterson, Ulrich, 1990, Lead isotope provinces of the central Andes inferred from ores and crustal rocks: Economic Geology, v. 85, p. 1857-1880.

McNutt, R. H., Clark, A. H., and Zentilli, M., 1979, Lead isotopic compositions of Andean igneous rocks, latitudes 26° to 29° S: Petrologic and metallogenic implications: Economic Geology, v. 74, p. 827-837.

Moscoso, R., and, Mpodozis, C., 1988, Estilos estructurales en el norte chico de Chile (28-31°S), regiones de Atacama y Coquimbo: Revista Geológica de Chile, v. 15, p. 151-166.

Mukasa, S. B., 1986, Common Pb isotopic compositions of the Lima, Arequipa, and Toquepala segments in the Coastal batholith, Perú: Geochemica et Cosmochemica Acta, v. 50, p. 771-782.

Olson, S. F., 1989, The stratigraphic and structural setting of the Potrerillos porphyry copper district, northern Chile: Revista de Geológica de Chile, v. 16, p. 3-29.

Pichavant, Michel, Kontak, D. J., Briqueu, L., Herrera, J. C., and Clark, A. H., 1988, The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, SE Perú: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 100, p. 325-338.

Puig, A., 1988, Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of lead in galenas of the Chilean Andes: Economic Geology, v. 83, p. 843-858.

Stacey, J. S., and Kramers, J. D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: Earth and Planetary Science Letters, v. 26, p. 207-221.

Wallace, A. R., Hardyman, R. F., Tosdal, R. M., Jiménez, N., Lizeca, J.L., and Murillo, F., impress, Cenozoic geology and mineral deposits of the Berenguela District, northwestern Bolivia: U.S. Geological Survey Bulletin.

Zentilli, M., Doe, B. R., Hedge, C. E., Alvarez, O., Tidy, E., and Daroca, J.A., 1988, Isótopos de plomo en yacimientos de tipo pórfido cuprífero comparados con otros depósitos metalíferos en los Andes del norte de Chile y Argentina: Congreso Geológico Chileno Actas, v. 1, p. 332-370.

CAPITULO IV

GEOLOGIA Y MINERALIZACION DE LAS REGIONES DE BERENGUELA Y LAURANI, BOLIVIA

por Luis Barrera I., Oscar Flores B., Néstor Jiménez Ch., José Luis Lizeca B., Fernando Murillo S., y Orlando Sanjinés V.
Franz Tavera V. (Editor)
Servicio Geológico de Bolivia

Barbara A. Eiswerth, Richard F. Hardyman, Albert H. Hofstra, Thomas J. Nash, Lawrence C. Rowan, Richard M. Tosdal, y Allan R. Wallace
U.S. Geological Survey

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 59-62

PANORAMA DE LOS DEPOSITOS MINERALES DE LAS REGIONES DE BERENGUELA Y LAURANI

por Franz Tavera V., (Editor)
Servicio Geológico de Bolivia

REGION DE BERENGUELA

El distrito minero de Berenguela, situado en la parte occidental del Altiplano, cerca al punto limítrofe tripartito de Bolivia, Perú y Chile, tiene vetas de metales base portadores de plata que fueron descubiertas y explotadas durante la época colonial. Las principales minas se muestran en la figura 1. Los primeros trabajos explotaron menas oxidadas ricas en plata que tenían profundidades máximas no mayores a 30 m (Sirvas, 1964), siendo probable que estas menas hayan sido agotadas durante aquella época. Poco se conoce acerca de labores de exploración y explotación subsecuentes en el distrito, hasta la primera parte del presente siglo cuando se explotaron vetas de sulfuros portadores de cadmio. Desde la segunda Guerra Mundial todos los trabajos de explotación fueron abandonados.

La región de Berenguela se encuentra en la parte noroeste del Altiplano boliviano cuya altura promedio es de 4,000 m., aunque algunos picos volcánicos pueden pasar los 5,100 m. El área es accesible por caminos ripiados estables desde La Paz y otras poblaciones del norte del Altiplano. Además, la vía del ferrocarril La Paz-Arica (Chile) pasa a través de la parte sur de la región (ver Fig. 1, Capítulo IV-A). El pueblo de Berenguela, localizado en el centro del distrito, tiene una población aproximada, de 100 habitantes.

La región está constituida por rocas sedimentarias continentales y rocas volcánicas de edad Terciaria y Cuaternaria. Dos secuencias pueden ser reconocidas; una inferior conformada mayormente por areniscas rojizas de probable edad oligocena a miocena media y una secuencia de rocas volcánicas de composición riolítica a andesítica, más jóven, conformada por tobas, lavas, brechas, areniscas volcanoclásticas y conglomerados de edad miocena tardía a cuaternaria. La mayor parte de las vetas ocurren en fallas y fracturas de las secuencias sedimentarias inferiores conformadas por la Formación Berenguela y el miembro inferior de la Formación Mauri. (Fig. 1). Pequeños stocks y diques riolíticos a dacíticos de edad miocena media, se emplazaron en estas formaciones como parte de una fase magmática a la cual estas vetas metalíferas estaban genetica-mente relacionadas.

Dos tipos de depósitos minerales argentíferos están presentes en el distrito de Berenguela: (1) vetas de metales base, ricas en cadmio y pobres en cuarzo, alojadas por la formación Berenguela y el miembro inferior de la formación Mauri, y (2) vetas de metales base, pobres en cadmio y ricas en cuarzo, hospedadas en las rocas volcánicas del Mioceno medio. Estas vetas han sido descritas por Schneider-Scherbina (1962), Sirvas (1964), Wallace (1992) y Wallace et al. (1992), de cuyas contribuciones se ha tomado la información que sigue.

Las vetas de sulfuros portadoras de plata y ricas en cadmio, se encuentran en fracturas subverticales en la parte superior de la Formación Berenguela y el miembro inferior de la Formación Mauri. Sus rumbos son mayoritariamente ENE y NW, y los más grandes cuerpos mineralizados tienden a ocurrir en la intersección de estos dos sistemas de fracturas. Espejos de falla a lo largo de las superficies de las fracturas cortan las vetas, indicando que los movimientos de falla continuaron después de la mineralización. Las vetas tienen anchos máximos de no más de 30 cm, y comunmente son de un espesor menor a los 10 cm. Las relaciones topográficas indican que las vetas se extienden hasta unos 200 por encima del contacto entre las formaciones Berenguela y Mauri, y 100 m por debajo de este mismo contacto. Los depósitos minerales pobres en cadmio y ricos en cuarzo ocurren en el miembro superior de la formación Mauri y en pequeños cuerpos intrusivos, ambos de edad miocena media. Los principales depósitos de este tipo se hallan en la mina Dos Amigos y en el prospecto del cerro Tatito Kkollu, los que son descritos en las partes E y F, capítulo IV de este informe. Contrastando con

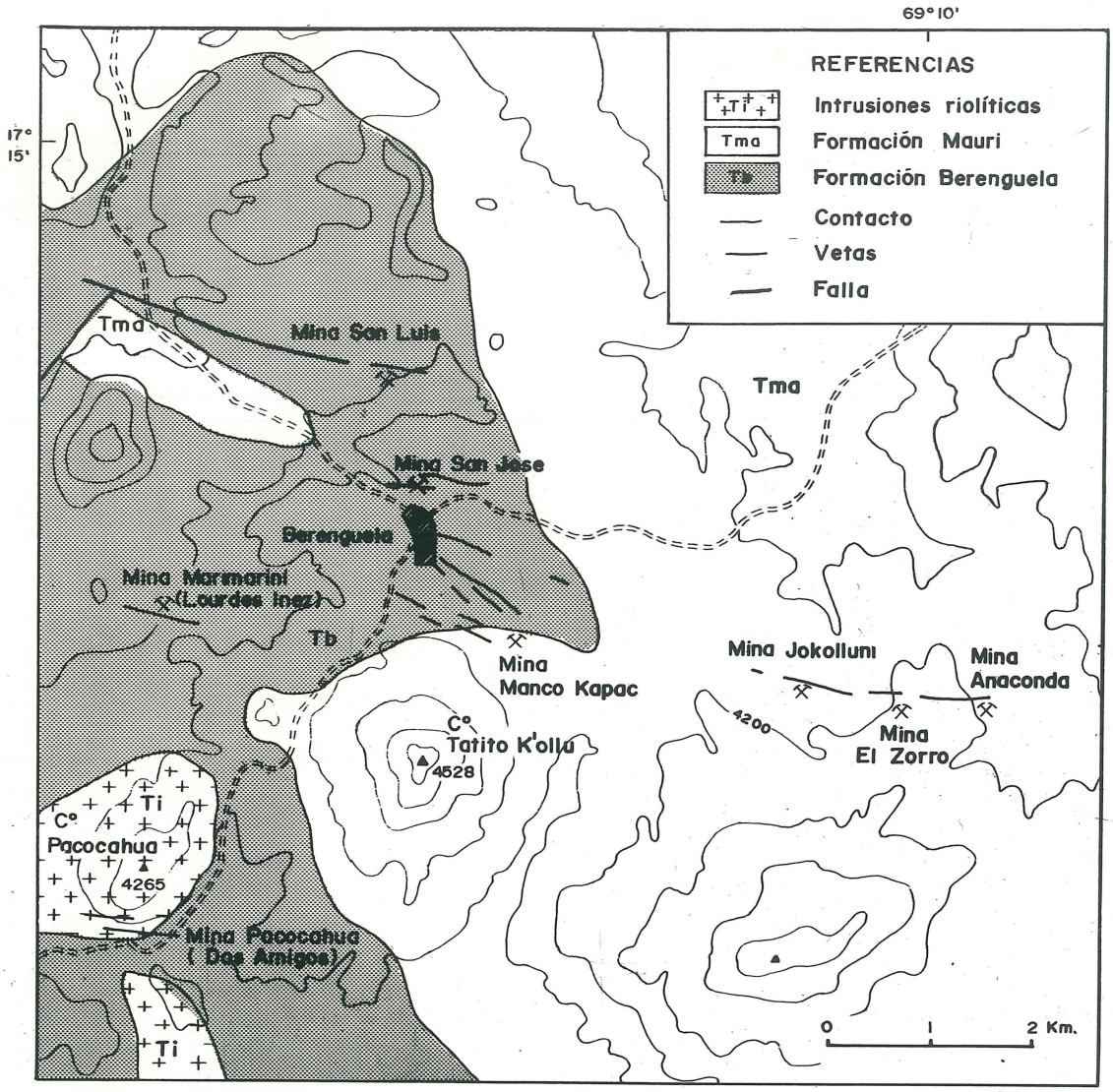


Figura 1.— *Mapa geológico simplificado mostrando la distribución de minas y prospectos en el Distrito Minero de Berenguela. Según Wallace (1992).*

las vetas ricas en cadmio, estos depósitos contienen abundante brechas silicificada y, como indican los datos geoquímicos preliminares, muy poco cadmio. Brechas de falla e hidrotermales están presentes en ambos depósitos, constituyéndose en los principales materiales mineralizados.

A juzgar por los desmontes de las antiguas minas y los informes de Schneider-Scherbina (1962) y Sirvas (1964) los minerales primarios más abundantes en las vetas del distrito de Berenguela son: esfalerita [ZnS], galena [PbS], greenockita [CdS], y tetraedrita/tennantita [$(Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13}$/ $(Cu,Fe)_{12}As_4S_{13}$]. La calcopirita y pirita [FeS_2] ocurren en cantidades menores. Estos autores encontraron los siguientes minerales de plata: acantita [Ag_2S], miargirita [$AgSbS_2$], estromeyerita [AgCuS], estefanita [Ag_5SbS_4], polibasita [$(Ag,Cu)_{16}Sb_2S_{11}$], y pearceita [$Ag_{16}As_2S_{11}$]. Sin embargo, es probable que los principales minerales argentíferos en estas menas, como en las similares pero mejor conocidas menas del sur del Perú, sean la tetraedrita/tennantita y galena ricas en plata (G.E. Ericksen, comunicación escrita, 1992). No se ha informado sobre minerales de oro, pero algunas muestras geoquímicas de una sección del prospecto Tatito Kkollu han dado valores anómalos de oro.

Los minerales de las zonas oxidadas ricas en plata, explotadas durante la época colonial, no son conocidos. Los fragmentos de menas oxidadas en los desmontes incluyen óxidos de hierro y los carbonatos de cobre malaquita [$Cu_2(CO_3)(OH)_2$] y azurita [$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$]. Es probable que las menas oxidadas también contengan minerales de plomo y zinc, como la cerusita [$PbCO_3$] y la smithsonita [$ZnCO_3$]. A juzgar de las menas oxidadas de otros lugares de Los Andes de Bolivia los principales minerales de plata en estas menas en Berenguela fueron plata nativa y clorargirita.

Como consecuencia de que las vetas en el distrito de Berenguela son delgadas y de limitada extensión horizontal y vertical, es probable que la producción total de minerales haya sido pequeña. Las zonas oxidadas ricas en plata explotadas en tiempos coloniales son poco profundas extendiéndose a un máximo de 10-20 m de profundidad. En comparación con la producción de vetas de metales base ricas en plata similares de otros lugares de Bolivia y el sur del Perú, es probable que el total de plata recuperada de las menas oxidadas durante la colonia fue del orden de unas pocas, a algunas decenas de toneladas. Quizás algunos cientos a algunos miles de toneladas de plomo, zinc y cadmio fueron subsecuentemente recuperados de las menas de sulfuro primario. Es improbable que quede alguna cantidad significativa de mineral en las vetas conocidas del distrito. Sin embargo, grandes zonas de alteración hidrotermal en centros volcánicos tales como el prospecto La Española (ver Fig. 1, Capítulo IV-A) pueden contener mineralización de baja ley explotable a gran volumen. Esta área está siendo actualmente explorada por la empresa EXPROMIN, pero todavía no se disponen de resultados de perforación.

REGION DE LAURANI

El depósito polimetálico de Cu-Ag-Pb-Zn-Au de Laurani, situado en el margen oriental del Altiplano boliviano, a 127 Km al sur de la ciudad de La Paz, está conformado principalmente por vetas y en forma subordinada por stockworks y diseminaciones, que fueron descubiertos en la colonia y explotados desde entonces. Los trabajos iniciales explotaron la zona de oxidación a lo largo de una red de vetas enriquecidas en plata y oro, habiendo sido desarrollados alrededor de 300 rajos abiertos y piques de hasta 50 m de profundidad. Posteriormente, a comienzos del presente siglo, se realizaron labores subterráneas de reconocimiento que permitieron iniciar la explotación de la zona de sulfuros. La selección manual de la mena permitió la obtención de concentrados con contenidos de hasta 22 % Cu, 300 g/t Ag, y 10 g/t Au. Los concentrados eran tratados en el ingenio de Viscachani, ubicado sobre el Km 95 de la carretera La Paz-Oruro.

El depósito de Laurani se originó como consecuencia del emplazamiento de un sistema hidrotermal tipo sulfato-ácido en el denominado Complejo Volcánico de Laurani. Este complejo está constituido por flujos de lava andesítica, domos volcánicos e intrusiones subvolcánicas dacíticas pre y post-mineralización, y sedimentos volcanoclásticos que descansan sobre secuencias sedimentarias de edad silúrica y miocena (?).

El sistema de fallas y fracturas mineralizadas, están genéticamente relacionadas a la actividad tectónica de la falla de desgarre de Laurani. La actividad hidrotermal produjo la alteración de la

roca encajonante durante un primer pulso hidrotermal, y la mineralización del depósito durante un segundo pulso. Se han reconocido los siguientes tipos de alteración hidrotermal: argilización avanzada, argilización intermedia, sericitización y propilitización, todas ellas sobrepuestas a un extenso halo de una débil alteración propilítica de naturaleza deutérica que afectó gran parte del domo (Cerro Huara Pata).

La mineralización en el depósito de Laurani estuvo relacionada a un segundo pulso hidrotermal. Las vetas y vetillas portadoras de minerales de metales preciosos y metales base se encuentran en fallas y fracturas subverticales que afectan a la dacita y sedimentos volcanoclásticos que conforman el domo Huara Pata. Las vetas, cuyos espesores oscilan entre 0.8 m y 2 m en las estructuras principales (Veta San Gerónimo), o de tan solo 5 cm en el sector de Toro-Carnavalito, pueden ser agrupadas en tres juegos según su grado de desarrollo y de importancia económica y son (1) N50°E - N70°E, (2) N5°E - N20°E, y (3) N60°W - N50°W. Sus relaciones dinámicas y geométricas con el plano de cizallamiento regional denominado falla Laurani sugieren que el sistema estructural se formó como consecuencia de un fenómeno de cizalla simple.

Estudios y observaciones mineralógicas permitieron reconocer unas veinte especies mineralógicas de las treinta especies reconocidas por Schneider-Scherbina (1961). La secuencia paragenética está conformada por tres fases de mineralización sucesivas que son: fase I—pirita-oro-casiterita; fase II—sulfosales de Cu-As-Ag, sulfuros de Pb y Zn, y oro (?); y fase III—sulfosales de Cu-Sb-Pb-Ag y sulfuros de Cu, Pb y Zn.

Las vetas se encuentra claramente zonificadas en : (I) Zona interna con pirita aurífera, enargita, y bornita; (II) zona intermedia con enargita, tetrahedrita/tennantita, y freibergita; y (III) zona externa con predominio de galena argentífera, sulfosales de Pb-Ag-Zn, y sulfuros de Cu, Pb, y Zn.

REFERENCIAS CITADAS

Schenider-Scherbina, A., 1961, El yacimiento argentífero de cobre de Laurani-Sica-Sica: Misión Geológica Alemana en Bolivia, informe Nº 14, Inédito 54 p.

Schenider-Scherbina, A., 1962, Los yacimientos polimetálicos de Berenguela: Departamento Nacional de Geología, Informe Nº 39 de la Misión Geológica Alemana en Bolivia, 54 p.

Sirvas C., J.F., 1964, Estudio geológico de la región Tambo Mauri-Berenguela, Provincia Pacajes del Departamento de La Paz, República de Bolivia: Tesis de Grado, inédito, Universidad Mayor de San Andrés.

Walace, A.R., 1992, Berenguela district in Geology and mineral resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia: U.S. Geological Survey Bull. 1975, p. 129-131.

Wallace, A.R., Hardyman, R.F., Tosdal, R.M., Jimenez, N., Lizeca, J.L., and Murillo, F. (inpress), Cenozoic geology and mineral deposits of the Berengual district, northwestern Bolivia, in Advances related to United States and internacional mineral resources—developing frameworks and exploration technologies.B.R. Berger and P.S. Detra, eds.: U.S. Geological Survey Bull. 2039.

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 63-74

A.— MARCO GEOLOGICO DE LA REGION DE BERENGUELA

por Néstor Jiménez Ch., Luis Barrera I., Oscar Flores B., José Luis Lizeca B., y Fernando Murillo S.
Servicio Geológico de Bolivia

Richard F. Hardyman, Richard M. Tosdal, y Alan R. Wallace
U.S. Geological Survey

INTRODUCCION

Rocas sedimentarias detríticas continentales y rocas volcánicas de edad terciaria y cuaternaria (Fig. 1) que hospedan depósitos polimetálicos de plata y metales base en la región de Berenguela, se formaron durante varios ciclos de sedimentación, volcanismo, y tectonismo. Estos ciclos pueden ser correlacionados con otros conocidos en el resto del Altiplano boliviano y el sud del Perú, y se desarrollaron en el curso del solevantamiento de Los Andes. Nueva información sobre la distribución, litología, y estratigrafía de las rocas sedimentarias y volcánicas de esta región, junto a nuevas edades radiométricas K-Ar de rocas y mineralización, permiten la discusión de la evolución del tectonismo y la formación de los depósitos minerales en otras secciones de este informe. La información presentada aquí contribuye al entendimiento de la geología de la zona de transición entre la cuenca de depositación del Altiplano y el arco magmático activo. Además, podría ser de valor en la ubicación de futuros blancos de exploración en esta área y en otras partes del Altiplano norte de Bolivia.

Gran parte de la información previa sobre la geología de la región de Berenguela se encuentra en las tesis de grado no publicadas de Sirvas (1964), Nuñez (1964), y Ferrey (1970) de la Universidad Mayor de San Andrés, las que fueron realizadas como parte de los programas de mapeo regional de los cuadrángulos Santiago de Machaca (hoja 5742) y Charaña (hoja 5741) publicados por GEOBOL. Evernden et al., (1966 y 1977) proporcionaron las primeras edades K-Ar de rocas ígneas de esta región y de otras de la parte andina de Bolivia. Lavenu et al., (1989) complementaron esta información con nuevas dataciones K-Ar y el estudio de los eventos tectónicos y sedimentarios de todo el Altiplano norte. Un informe no publicado de Schneider-Scherbina (1962) describe los depósitos minerales de esta región, en tanto que Soria-Escalante y Terrazas (1992) realizaron la descripción del prospecto La Española situado en la parte noroccidental del mapa (Fig. 1).

GEOLOGIA

Las rocas de la región de Berenguela se depositaron sobre un basamento predominantemente precámbrico que, unos 5 kilómetros al noreste del área de estudio, se encuentra a 2,740 metros de profundidad (Lehmann, 1978). Se reconocen cuatro ciclos de sedimentación y volcanismo separados por tres importantes crisis tectónicas de la Orogenia Quechua. Durante el primer ciclo se ha depositado

la Formación Berenguela, de edad eocena a oligocena, compuesta por sedimentos detríticos terrígenos oxidados y sin aporte volcánico; su acumulación parece haber ocurrido en una cuenca estable pero con gran capacidad de subsidencia. Este largo período sedimentario fue interrumpido por una fase orogénica ocurrida hace 28 Ma. Posteriormente, en el segundo ciclo, se inició la actividad volcánica con la erupción de lavas basálticas y andesíticas que intercalan con sedimentos detríticos no oxidados. Estas rocas se denominan Formación Abaroa cuando son de caracter predominantemente volcánico, y miembro inferior de la Formación Mauri si su composición es mayoritariamente sedimentaria. En gran parte del área de estudio este ciclo concluyó hace 18 Ma con un solevantamiento importante; en el extremo sur del área, sin embargo, prosiguió hasta los 13 Ma. El tercer ciclo está representado por el miembro superior de la Formación Mauri conformado por espesos sedimentos torrenciales entre los cuales intercalan tobas de flujo riolíticas no soldadas haciendo evidente un fuerte cambio en la composición de los magmas. Estas rocas fueron plegadas por la orogenia ocurrida hace unos 8 Ma. En el último ciclo, los depósitos volcánicos adquieren gran importancia en tanto que los conjuntos sedimentarios son escasos y de pequeño espesor. A este ciclo pertenecen las Formaciones Antajavi, Pérez, Charaña y las rocas del Complejo Serkhe-Huaricunca.

Estratigrafía

Formación Berenguela (Eoceno-Oligoceno)

Las rocas más antiguas que se exponen en la región de Berenguela (Fig. 1) son areniscas de grano medio a grueso y color café rojizo a rojo amarillento denominadas Formación Berenguela por Sirvas (1964). Esta es una unidad arealmente homogénea pero mostrando tendencia grano-decreciente hacia el tope. En sus partes inferiores son comunes bancos de arenisca conglomerádica en tanto que éstos ya no se encuentran en las partes superiores. Sus afloramientos se restringen a la parte central del área mapeada (Fig. 1) donde tiene un espesor expuesto de 200 m.

Formación Mauri (Oligoceno superior-Mioceno medio)

La Formación Mauri consiste en una espesa serie volcano-sedimentaria que aflora en las serranías del norte y oeste del área de estudio. Sirvas (1964) dividió a esta unidad en seis miembros que, sin embargo, no eran fáciles de reconocer en el terreno debido a variaciones laterales. En el presente trabajo, esta división ha sido simplificada en base a una revisión de la estratigrafía de la Formación. En su lugar se propone la división en dos miembros, uno inferior y otro superior, que están compuestos por diferentes tipos de rocas, depositadas en ambientes también diferentes, y que están separados por un contacto discordante a pseudoconcordante (ver Wallace et al., en prensa). El miembro inferior tiene un rango de edad de oligocena superior a miocena inferior, en tanto que el miembro superior es del Mioceno medio.

El miembro inferior, que incluye a los antiguos miembros 1, 2, 3, y 4 de Sirvas (1964), está constituido por areniscas de grano fino a medio y limolitas de color rojo violáceo a café claro que alcanzan un espesor de alrededor de 200 m. En la base exhiben una buena estratificación, a veces con el desarrollo de laminación y entrecruzamiento, en tanto que hacia el tope se presentan inconsolidadas y pobremente estratificadas. Lentes de conglomerados y coladas e intrusivos de basaltos y andesitas piroxénicas se encuentran en varios niveles de este miembro. Cerca al tope, estos conglomerados portan también clastos de gneises del Proterozoico superior y Paleozoico (?) y rocas granitoideas de probable edad mesozoica (Lavenu et al., 1989; R. Tosdal, datos no publicados).

El miembro superior, que agrupa a los miembros 5 y 6 de Sirvas (1964), tiene un espesor promedio de 400 m y ostenta variaciones laterales mucho más acentuadas que el miembro inferior de esta Formación. Los componentes mayoritarios de este miembro son areniscas tobáceas gris-blanquecinas, a veces con tonalidades rojizas y verdosas, de grano usualmente grueso a conglo-merádico, y con burda estratificación. Intercalan irregularmente lentes de conglomerados y flujos de detritos con clastos, cuyos diámetros oscilan entre 1 y 20 cm, de basalto, andesita,

dacita, riolita bandeada, pómez, areniscas retrabajadas del miembro inferior, y rocas precámbricas. Otros importantes constituyentes son tobas de flujo no soldadas y tobas retrabajadas que hacia el norte adquieren espesores de alrededor de 100 m. Estas tobas son ricas en pómez y pobres en cristales (cuarzo, feldespato y biotita). Líticos de basalto y dacita pueden alcanzar al 2% en volumen.

Formación Abaroa (Mioceno inferior-Mioceno medio)

La Formación Abaroa está expuesta en la parte occidental y meridional del área (Fig. 1). Consiste principalmente de una espesa secuencia de lavas basálticas y andesíticas con intercalaciones de areniscas rojas ricas en piroxeno y olivino, conglomerados y flujos de detritos con clastos de basaltos, andesitas, y dacitas o de roca del basamento precámbrico. El único lugar en el que se puede observar la relación con la unidad suprayacente es en los alrededores del prospecto La Española donde un contacto moderadamente discordante separa a esta formación del miembro superior de la Formación Mauri. El contacto con la unidad infrayacente no aflora. Por esta posición estratigráfica, y sus características litológicas, esta unidad se correlaciona con el miembro inferior de la Formación Mauri.

Formación Antajavi (Mioceno superior)

La Formación Antajavi, expuesta solamente en las laderas del cerro del mismo nombre en la parte noroeste del mapa (Fig. 1), consiste en lahares y lavas dacíticas y andesíticas porfídicas que se han depositado por encima del miembro superior de la Formación Mauri. A su vez, están parcialmente cubiertas por lavas y tobas del Volcán Huaricunca. Su espesor promedio es de alrededor de 500 m.

Complejo Serkhe-Huaricunca (Mioceno superior-Plioceno)

Las rocas del Complejo Serkhe-Huaricunca cubren un área extensa en la parte occidental de la región de Berenguela (Fig. 1). El complejo está constituido por volcanes groseramente coetáneos de edad miocena superior a pliocena, reconociéndose dos centros eruptivos principales: El Volcán Serkhe al sur y el Volcán Huaricunca al norte. Se distinguen cuatro tipos de depósitos en este complejo: (1) tobas de flujo riolíticas no soldadas, (2) lavas dacíticas y andesíticas, (3) lahares, y (4) una avalancha incandescente de detritos. De éstos, sólo las lavas forman parte de los dos edificios volcánicos. Las tobas parecen provenir exclusivamente del Volcán Huaricunca en tanto que los lahares y la avalancha de detritos están relacionados al cono del Serkhe.

Las tobas de flujo son depósitos masivos y facilmente erodables constituidos por abundantes pómez y cristales de feldespatos, cuarzo, y biotita. Líticos de basalto, andesita, y riolita son frecuentes en estas tobas junto a fragmentos de obsidiana. Localmente se encuentran depósitos de oleada piroclástica basal. Las lavas son remarcablemente espesas y a menudo han desarrollado una gruesa brecha basal. Fenocristales de hornblenda, biotita, augita, cuarzo, y feldespatos son perceptibles a simple vista. Las lavas de la cumbre del Volcán Huaricunca han sufrido alteración hidrotermal.

En el Volcán Serkhe, cuyas laderas tienen inclinaciones más pronunciadas que las del Huaricunca, extensos depósitos de lahares se han formado a partir de estas lavas cubriendo las partes inferiores del cono volcánico. El flanco oriental del volcán ha sido removido dando lugar a un crater abierto hacia el este y a la formación de un depósito de avalancha de detritos cuyo volumen es de 2.6 km^3 aproximadamente.

Formación Pérez (Plioceno)

La Formación Pérez es una toba riolítica de edad pliocena (Evernden et al., 1977) extensamente expuesta en la parte sur del área de trabajo con un espesor de alrededor de 50m. Es facilmente distinguible de las tobas más antiguas debido a su riqueza en cristales, el mayor grado de soldadura, y su posición horizontal que mantea todas las rocas anteriores. En algunos afloramientos al sur del rio Mauri (Fig. 1) se observa un delgado horizonte de arenisca con fuerte impregnación de óxidos de hierro infrayaciendo concordantemente a esta toba. La fuente de esta Formación piroclástica no es conocida pero sin duda se encuentra fuera del área de estudio.

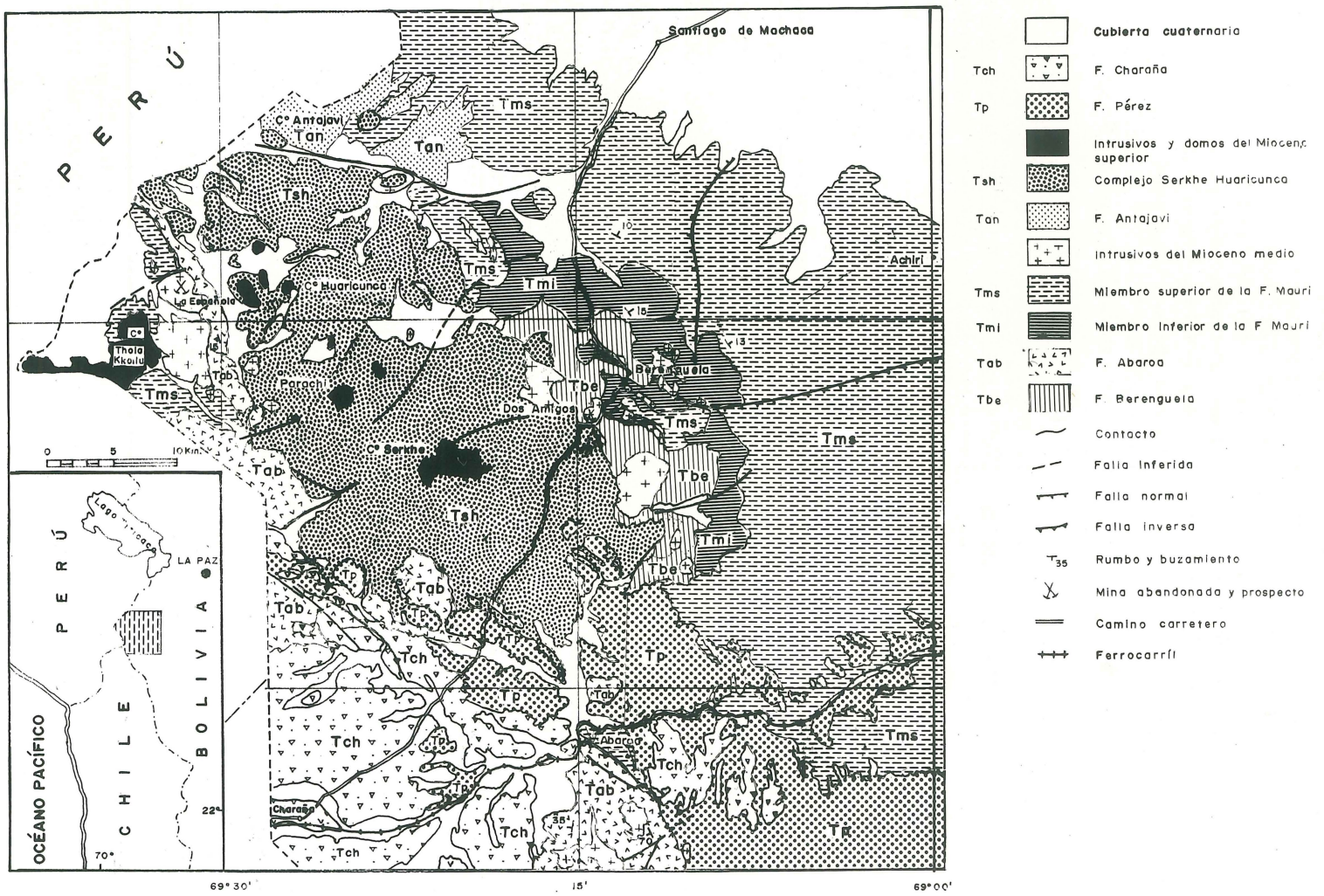


Figura 1.— Mapa geológico de la región de Berenguela.

Formación Charaña (Plioceno-Cuaternario)

Sedimentos lacustres, denominados Formación Charaña por Sirvas (1964), han sido depositados en la parte sur del área (Fig. 1) sobre las mesetas formadas por las tobas de la Formación Pérez. Se trata de sedimentos arcillosos de color blanco-amarillento, algo tobáceos y laminados. Intercala entre ellos una toba de flujo no soldada, de no más de 3 m de espesor, muy rica en pómez y pobre en cristales. Hacia el tope de la Formación se hacen más abundantes los depósitos calcáreos de origen orgánico.

Rocas Intrusivas

Cuerpos intrusivos de edad miocena media (Fig. 1), de diverso tamaño, forma, y composición se han emplazado en las rocas de las formaciones sedimentarias y volcano-sedimentarias del Oligoceno y Mioceno inferior. Otros cuerpos de probable edad miocena superior han intruido preferentemente rocas del complejo volcánico Serkhe-Huaricunca. Las intrusiones del Mioceno medio tienen composiciones que varían de basaltos a riolitas, en tanto que las del Mioceno superior son andesitas y dacitas. En la figura 1 están ubicados solamente los cuerpos intrusivos principales.

Pequeños intrusivos porfídicos de andesita y basalto están hospedados en sedimentos de las Formaciones Berenguela y Abaroa y el miembro inferior de la Formación Mauri (Fig. 1). Sus texturas y mineralogía son idénticas a las de las lavas de la misma composición que también se encuentran intercalando en estas formaciones. Por otra parte, pórfidos dacíticos con hornblenda y/o biotita han formado algunos de los cuerpos intrusivos más grandes del área de estudio, en algunos casos en asociación con riolitas porfídicas. Uno de estos cuerpos en el prospecto La Española (Fig. 1) ha sido mineralizado y afectado por alteración hidrotermal. Las riolitas afaníticas forman diques y plugs o cuerpos de formas más irregulares. Diminutos cristales de biotita y cuarzo son a veces perceptibles en estas rocas. Una de estas intrusiones riolíticas aloja la mineralización de la antigua mina Dos Amigos (Capítulo IV-E, Fig. 1).

Intrusivos y domos dacíticos más jóvenes se han emplazado preferentemente en el lado occidental del Volcán Huaricunca (Fig. 1); un complejo de domos ha atravesado también los depósitos de avalancha de detritos del volcán Serkhe arrastrando rocas del substrato. Las características texturales de estas rocas son muy próximas a las de las lavas de estos volcanes sugiriendo una estrecha relación genética. Algunos de estos intrusivos han sufrido alteración hidrotermal pero no se conoce mineralización asociada a ellos.

El cerro Thola Kkollu, en el extremo occidental del área de estudio (Fig. 1), consiste en un complejo de domos de composición dacítica. Sus rocas no están datadas pero por sus características químicas éstas se asemejan a las que han intruido el Volcán Huaricunca.

GEOCRONOLOGIA

Once nuevas dataciones K-Ar de rocas de la región de Berenguela han sido hechas durante la presente investigación (Tabla 1, Fig. 2), las que conjuntamente a las otras diez realizadas por Evernden et al., (1977) y Lavenu et al., (1989) proveen de un buen soporte a las interpretaciones geológicas. Ocho de las nuevas dataciones fueron llevadas a cabo en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN) y las tres restantes fueron hechas por el U.S. Geological Survey.

Dos nuevas dataciones de 13.6 y 13.5 Ma (Tabla 1, muestras NJ-D2 y RHBQ-36) han confirmado la edad miocena media de las tobas ubicadas cerca al tope del miembro superior de la formación Mauri. Evernden et al., (1977) habían datado una muestra de estas tobas, recolectada en los alrededores de Achiri, en 10.5 Ma (Tabla 1, muestra IL). Otra toba de flujo no soldada, pero de la base del miembro superior de la formación Mauri, ha dado edades de 18.3±0,7 y 18.1±0.6 Ma (Tabla 1, muestras RHBQ-12 y RHBQ-18). Esta toba se depositó discordantemente tanto sobre el miembro inferior de la Formación Mauri, cuyas lavas fueron datadas en 25 Ma por Evernden et al., (1977) y Lavenu et al. (1989) (Tabla 1, muestras IO y BO3), como sobre la Formación Berenguela. Por lo tanto, la orogenia que dió origen a esa discordancia tiene una edad entre 25 y 18 Ma Sebrier et al., (1988) reconocieron una fase orogénica de similar edad en el sur del Perú que

Tabla 1.— *Edades radiométricas (K/Ar) de rocas volcánicas e intrusivas de la región de Berenguela. Incluye edades determinadas como parte de la presente investigación por el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN) y el U.S. Geological Survey 9USGS) y otras edades por Everden et al., (1977) y Lavenu et al., (1988).*

ANALISIS POR SERNAGEOMIN

MUESTRA	MINERAL	LOCALIZACION	LATITUD	LONGITUD	% K	Ar rad mol/g	% Ar Atm	EDAD Ma	FORMACION
F-5	Biotita	Volcan Huaricunca	17°13'02"	69°24'12"	7.126	1.582	74	5.7+/-0.7	F. Huaricunca
NJ-D2	Biotita	NE de Estancia Llamkheri	17°15'50"	69°14'30"	5.907	3.136	76	13.6+/-1.1	Toba, Mauri Sup.
L-31	Anfibol	Camino Catacora-Thola Khollu	17°11'46"	69°32'19"	0.794	0.348	87	11.2+/-2.4	Dique, Mauri Sup.
BHBQ-42	Biotita		17°20'16"	69°19'52"	6.588	1.263	76	4.9+/-0.6	Cuarzolatita
RHBQ-56	Biotita		17°25'22"	69°10'13"	6.321	3.616	42	14.7+/-0.8	Toba
RHBQ-12	Biotita		17°19'20"	69°11'19"	7.461	5.329	36	18.3+/-0.7	Toba
RHBQ-36	Biotita		17°18'11"	69°15'50"	7.183	3.729	53	13.5+/-0.6	Toba
RHBQ-18	Biotita				7.32	5.169	33	18.1+/-0.6	Toba

ANALISIS POR U. S. GEOLOGICAL SURVEY

MUESTRA	MINERAL	LOCALIZACION	LATITUD	LONGITUD	% K	Ar rad mol/g	40Ar* %	EDAD Ma	FORMACION
OF-105	Anfibol	Volcan Antacahua	17°06'29"	69°26'16"	0.846	9.499E-11	14	7.0+/-0.3	F. Antacahua
OF-107	Biotita	Cerca a Parachi	17°16'42"	69°28'38"	8.4	1.328E-10	35.2	10.9+/-0.3	Intrusivo Pokkerikollo
AH-5530	Alunita	Cerro San Geronimo			4.17	6.127E-11	60.3	10.3+/-0.3	Prospecto La Española

ANALISIS DE EVERNDEN et al., (1977)

IA	Feld. K		17°24'	69°24'	8.7	44		2.2	F. Pérez
IB	Biotita		17°24'	69°24'	6.64	75		3	F. Pérez
IL	Biotita	Cerro Hakokota	17°11'	69°10'	6.63	25		10.5	Toba Mauri 6
IO	Plagioclas		17°14'	69°08'	0.73	34		25.6	Lava Mauri 4
IT	Augita	SW Estancia Abaroa	17°32'	69°20'	0.023	88		14.6	Lava F. Abaroa

ANALISIS DE LAVENU et al., (1989)

BO3	Rx total	Estancia Kusima	17°14'28"	69°14'29"	4.28	58.4	3.488E-10	25.2+/-1	F. Mauri ?
LA 80.2	Plg.	Estancia Abaroa	17°33'14"	69°14'18"	4.3	89.7	2.901E-10	20.8+/-0.5	F. Abaroa
LA 80.4	Rx total	Cerro Lupijcala	17°33'54"	69°13'31"	2.68	69.2	1.172E-10	13.5+/-0.4	F. Abaroa
LA 82.2	Plg.	Ayo Ayo	17°07'42"	68°59'00"	1.3	58	1.2E-11	2.85+/-0.39	?
BO4	Plg.	Estancia Sacacani	17°25'05"	69°18'07"	1.015	33	1.88E-11	5.7+/-0.5	Lava F. Serke

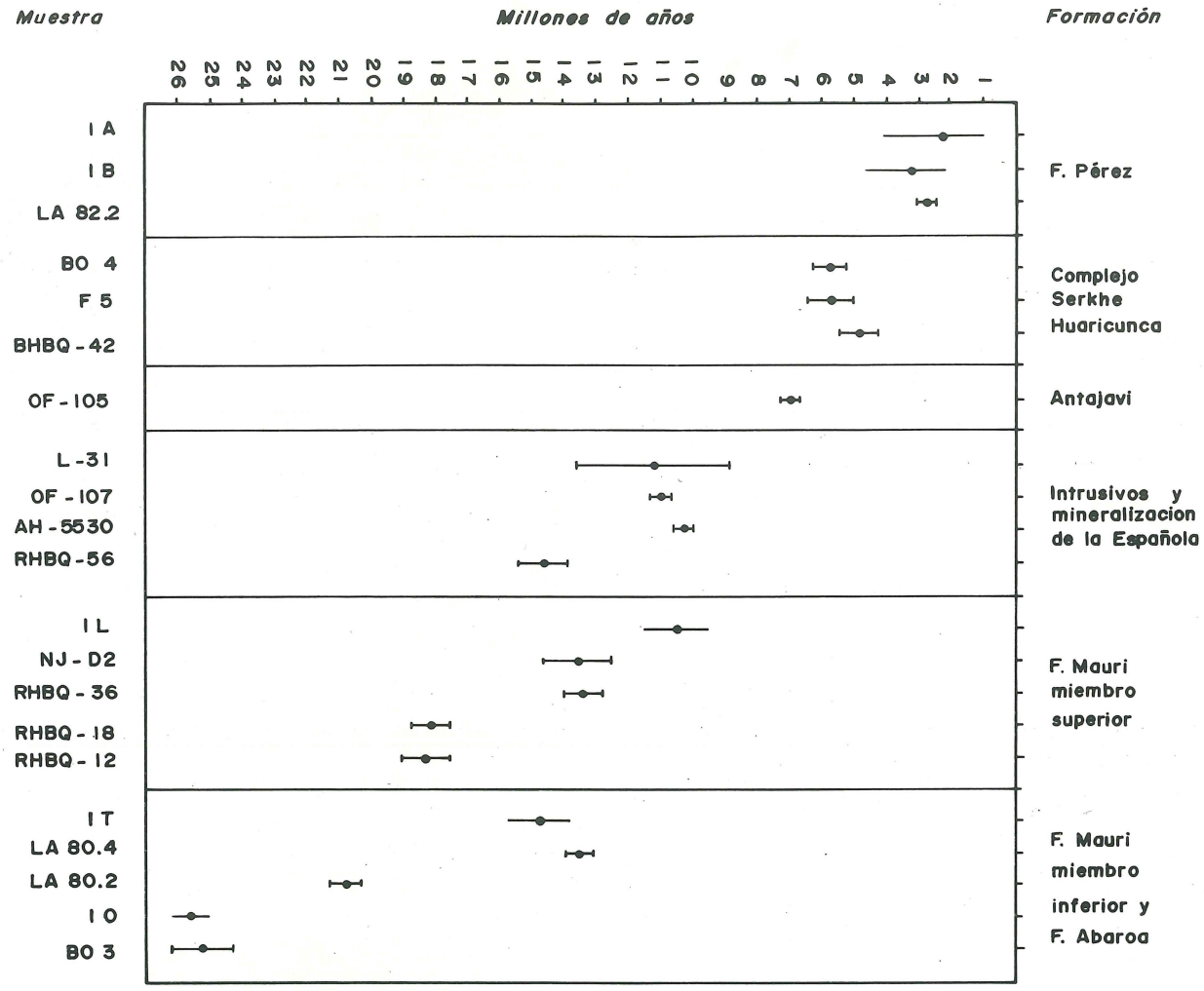


Figura 2.— *Edades radiométricas de las unidades estratigráficas de la región de Berenguela descritas en el texto.*

deformó a las rocas de la parte inferior del grupo Tacaza.

Las observaciones de terreno indican que la mayor parte de los intrusivos de composición dacítica y riolítica hospedados en las Formaciones Berenguela, Mauri, y Abaroa se han emplazado durante el Mioceno medio. Esta conclusión fue confirmada por dos dataciones de estas intrusiones en la parte occidental del área (Fig. 1). Un dique que intruye a la formación Mauri fue datado en 11.2±2.4 Ma (Tabla 1, muestra L-31), edad que está en acuerdo con otras dos de 11.2±0.7 y 11.8±0.8 Ma obtenidas en muestras del intrusivo que aloja la mineralización del prospecto La Española (Soria-Escalante y Terrazas, 1992). Otro intrusivo que aflora en el cerro Pokkerikollo, cerca a Parachi (Fig. 1), dió una edad de 10.9±0.3 Ma (Tabla 1, muestra OF-107).

Otras dos dataciones fueron obtenidas en muestras de las lavas de la cumbre de los cerros Antajavi y Huaricunca. La lava del cerro Antajavi dió una edad de 7.0±0.3 Ma (Tabla 1, muestra OF-105), mientras que la lava del cono del Huaricunca fue datada en 5.7±0.7 Ma (Tabla 1, muestra F-5), edad similar a la que Lavenu et al., (1989) reportaron para el Volcán Serkhe (Tabla 1, muestra BO4).

PETROLOGIA Y COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS IGNEAS

Basaltos y andesitas de la Formación Abaroa y del miembro inferior de la Formación Mauri tienen características similares. Una pasta de textura pilotáxica constituida principalmente por microlitos de labradorita envuelve fenocristales de augita, olivino, y plagioclasa labradorítica. En algunas muestras la augita y plagioclasa alcanzan tamaños de 1 y 2 cm, respectivamente, presentando bordes corroídos y, en ciertos casos, zonación prominente. Ocasionalmente se encuentran algunos cristales de nefelina. En las rocas más diferenciadas la oxihornblenda y la flogopita son minerales comunes.

Las tobas soldadas de la Formación Pérez y las no soldadas del miembro superior de la Formación Mauri y de la base del Complejo Huaricunca son bastante parecidas bajo el microscopio. En ellas se observan fragmentos de fenocristales de cuarzo, plagioclasa, y sanidina que muestran engolfamientos y fracturamiento intenso. Hojuelas de biotita se presentan en cristales prismáticos de pequeña dimensión, fino clivaje, y fuerte pleocroismo. La pasta es vítrica, con presencia de shards y esferolitas. Fragmentos de pómez, andesita, y roca precámbrica son también frecuentemente encontradas en las secciones delgadas.

Lavas e intrusivos de edad miocena media y superior, de composición dacítica y andesítica, están constituidos por fenocristales de hornblenda, biotita, y plagioclasa (oligoclasa y andesina) dispersos en una pasta microcristalina o vítrica. En algunas de estas rocas la augita puede llegar a ser el mineral máfico predominante, pero usualmente está presente en cantidades reducidas. El cuarzo y la sanidina, que aparecen ocasionalmente en las dacitas, son relativamente abundantes en las riolitas, presentándose con formas anhedrales. La pasta vítrica exhibe una estructura fluidal.

Por sus características químicas, dos grupos de rocas volcánicas se pueden reconocer en el área de Berenguela (Tabla 2): (1) Las lavas e intrusivos de composición basáltica a andesítica del Oligoceno superior al Mioceno inferior y medio que tienen afinidades shoshonítica y alcalina, y (2) las rocas andesíticas a riolíticas del Mioceno medio a superior y del Plioceno de carácter calcoalcalino rico en potasio. Las rocas del primer grupo (Tabla 2) contienen de 46 a 56 % de SiO_2 y son relativamente ricas en CaO, MgO, y álcalis, así como en TiO_2, Ni, Cu, y Sr. Muchas de éstas forman nefelina normativa (Fig. 3a) y por lo general son subsaturadas. En el triángulo AFM (Fig. 3b) no muestran más que una ligera tendencia al enriquecimiento en FeO*. De acuerdo con el diagrama total álcalis-sílice la mayor parte de estas rocas son traquibasaltos (Fig. 4).

Las rocas del segundo grupo tienen, por el contrario, un carácter químico de intermedio a ácido. El rango de SiO_2 varía entre 58 y 75 % (ver Fig. 4), correspondiendo a composiciones desde andesita o traquiandesita hasta riolita. Todas son saturadas en sílice, dando lugar a la formación de cuarzo normativo. Además, la aparición en la norma de una escasa cantidad de corindón en algunas de estas rocas indicaría algún grado de contaminación cortical. Como las del primer grupo, son también ricas en álcalis, aunque de carácter subalcalino (Fig. 3a, 3c), siendo perceptible un ligero incremento de estos

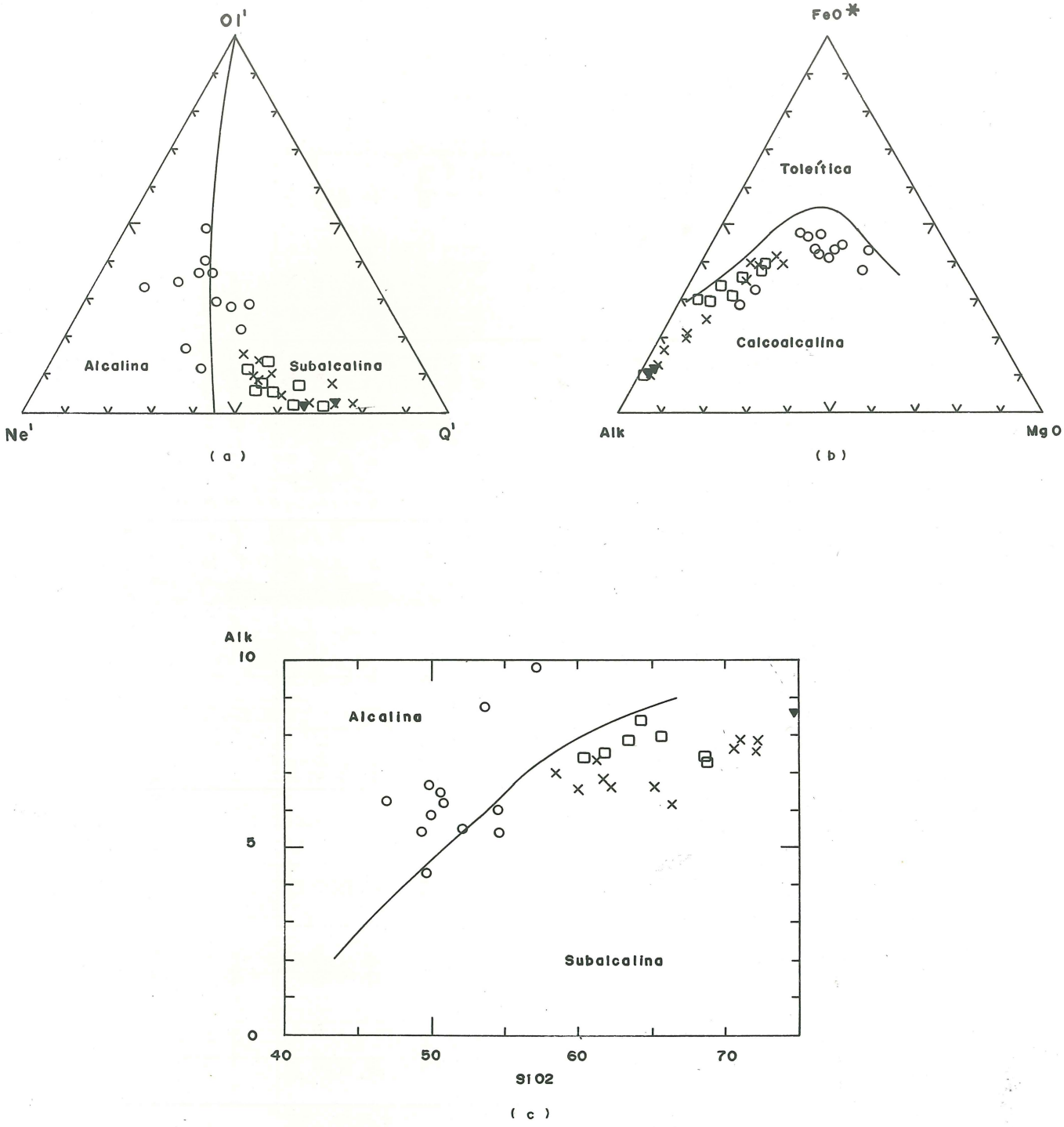


Figura 3.— *Diagramas (a) Nefelina-Olivino-Cuarzo normativos, (b) AFM, y (c) Sílice-álcalis, según Irvine y Baragar (1971). Círculos: rocas de la formación Abaroa y miembro inferior de la formación Mauri (Oligoceno superior a Mioceno inferior y medio); equis: rocas intrusivas y tobas del miembro superior de la formación Mauri (Mioceno medio); cuadrados: rocas del complejo Serkhe-Huaricunca y la formación Antajavi (Mioceno superior); triángulos llenos: tobas de las formaciones Pérez y Charaña.*

Tabla 2.— *Análisis químicos de rocas volcánicas seleccionadas de la región de Berenguela. Los análisis de elementos mayoritarios fueron hechos por fluorescencia de Rayos X, y los de elementos traza por ICP en los laboratorios canadienses KRAL y Bondar-Clegg.*

	MIOCENO INFERIOR			MIOCENO MEDIO			MIOCENO SUPERIOR			PLIOCENO
MUESTRA	NJ-32	NJ-35	NJ-311	L-24	ES-9	NJ-38	O-1	O-2	W-518	NJ-36
SiO2	53.40	49.40	48.70	58.80	62.00	74.90	62.40	72.40	57.80	73.80
TiO2	1.11	1.35	1.04	0.82	0.72	0.21	0.70	0.12	0.95	0.21
Al2O3	16.90	18.50	12.90	16.70	17.10	12.40	16.30	12.60	16.70	13.80
Fe2O3T	9.00	9.31	9.74	6.61	5.63	1.12	5.05	0.96	6.86	1.23
MnO	0.12	0.15	0.19	0.11	0.08	0.05	0.06	0.06	0.11	0.06
MgO	3.47	4.23	9.90	2.63	1.51	0.21	1.43	0.10	3.30	0.27
CaO	7.34	7.25	8.42	5.53	4.50	0.35	3.71	0.77	5.61	0.87
Na2O	2.88	3.15	2.45	3.63	3.36	2.05	3.96	3.06	3.90	3.93
K2O	3.11	2.84	3.29	2.79	3.03	6.99	3.42	5.45	3.00	4.55
P2O5	0.39	0.79	0.81	0.33	0.33	0.13	0.26	0.11	0.42	0.05
LOI	2.39	2.16		1.47	1.20	0.77	0.97	4.13	1.00	1.16
TOTAL	100.11	99.13	98.98	99.42	99.46	99.18	98.26	99.76	99.65	99.93
Cu	98	206	100	36	26	6	14	2	32	7
Zn	92	95	237	52	79	32	45	8	107	39
Sr	568	880	1,010	1,620	600	46	380	100	1,260	180
Ba	809	1,000	1,260	740	1,300	563	999	390	1,470	541

NJ-32 Lava, F. Mauri inferior
NJ-35 Lava, F. Abaroa
NJ-311 Lava F. Abaroa
L-24 Intrusivo, al norte del prospecto La Española
ES-9 Dique, prospecto La Española
NJ-38 Dique, al sud de la Estación Abaroa
O-1 Domo Chuquivakkollu, SE de Parachi
O-2 Toba Huaricunca
W-518 Lava, F. Antajavi
NJ-36 Toba, F. Perez

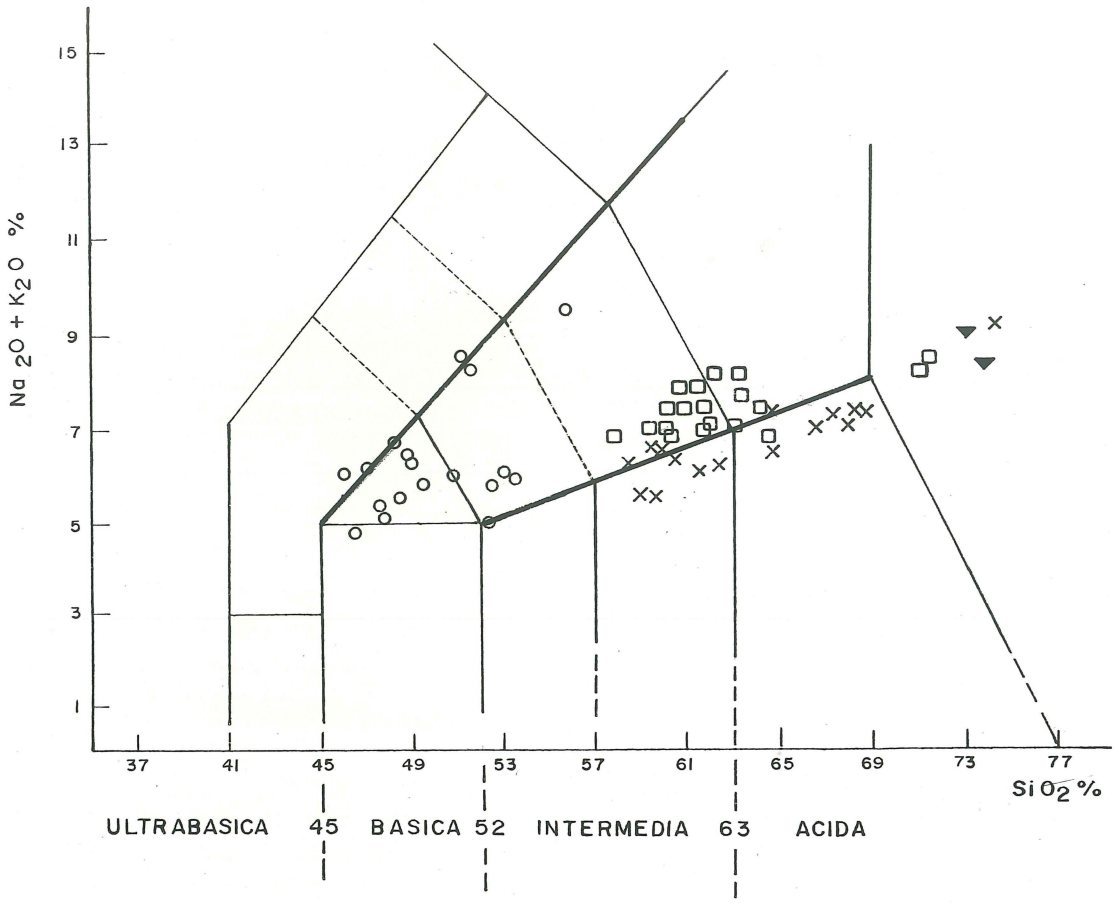


Figura 4.— *Clasificación de las rocas volcánicas de la región de Berenguela basada en el diagrama de Sabine (1989). Todos los símbolos son similares a los de la figura 3.*

elementos en las rocas del Mioceno superior con respecto a las del Mioceno medio. Por otra parte, sus contenidos en Cu y Ni son sensiblemente inferiores a los del grupo anterior.

Basaltos y andesitas shoshoníticos y alcalinos del Oligoceno superior al Mioceno inferior y medio del área de estudio parecen ser el resultado de bajos grados de fusión parcial de una fuente mantélica. Así se deduce de los contenidos relativamente elevados en elementos incompatibles que muestran estas rocas (K_2O, Rb, Ba, Sr). Un fraccionamiento de plagioclasa y olivino es también evidente a partir del comportamiento del Sr y Ni. La aparición de hornblenda y micas en las rocas más diferenciadas de este grupo implica un cambio en las condiciones de evolución de estos magmas desde un régimen anhidro a otro hidratado.

Las andesitas, dacitas, y riolitas calcoalcalinas ricas en potasio del Mioceno medio al Plioceno parecen haber evolucionado en cámaras de magma ubicadas a poca profundidad de la corteza. Probablemente derivaron de magmas parecidos a los del primer grupo por fraccionamiento de plagioclasa y hornblenda y algún grado de contaminación cortical. Las características químicas de ambos grupos sugieren que estas rocas se han generado en un ambiente de trasarco.

CONCLUSIONES

Las rocas de la región de Berenguela son el resultado de varios ciclos de sedimentación y actividad magmática que tuvieron lugar desde el Terciario inferior hasta el Plioceno. El magmatismo, que se inició en el Oligoceno superior, hace unos 25 Ma, exhibe un cambio composicional de shoshonítica-alcalina a calcoalcalina rica en potasio hacia los 11 Ma. Las rocas basálticas a andesíticas de filiación shoshonítica a alcalina del Oligoceno superior al Mioceno medio no albergan más que pequeños prospectos de cobre en el área de estudio. Por el contrario, las dacitas y riolitas calcoalcalinas de alto contenido de potasio del Mioceno medio y superior están geneticamente relacionadas a los principales depósitos de metales preciosos en la región de Berenguela. La edad de estos depósitos coincide con la edad de formación de la mayor parte de los yacimientos de la faja estañifera boliviana situada unos 200 km. al Este del área de estudio (Grant et. al., 1977; Schneider y Halls, 1985).

REFERENCIAS CITADAS

Evernden, J., Kriz, S., y Cherroni, C., 1966, Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplánica a base de edades absolutas determinadas por el método Potasio-Argón: Servicio Geológico de Bolivia, Hoja informativa Nº 1.

Evernden, J., Kriz, S., y Cherroni, C., 1977, Potassium-Argon ages of some bolivian rocks: Economic Geology, v. 72, p. 1042-1061.

Ferrey, C.J., 1970, Estudio geológico de la región de la Estación Ferroviaria de Eduardo Abaroa: Tesis de grado inédita, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, 70 p.

Grant, J.N., Halls, C., Avila, W. Snelling, N.J., 1979, K-Ar ages of igneous rocks and mineralization in part of the Bolivian Tin Belt: Economic Geology 74, p. 838-851.

Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.

Lavenu, A., Bonhomme, M.G., Vatin-Perignon, N, y De Pachtere, P., 1989, Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16ºS and 18ºS: Stratigraphy and K/Ar geochronology: Journal of South American Earth Sciences, v. 2, Nº 1, 35-47.

Lehmann, B., 1978, A precambrian core sample from the Altiplano/Bolivia: Geologische Rundschau, v. 67, p. 270-278.

Nuñez, R., 1964, Estudio geológico de la zona Charaña-Eduardo Abaroa-General Pérez: Tesis de grado inédita, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, 54 p.

Sabine, P.A., 1989, Setting standards in Petrology: The Commission on systematics in Petrology: Episodes, v. 12, No. 2, P. 84-86.

Schneider, A., Halls, C., 1985, Chronology of eruptive processes and mineralization of the Frailes-Karikari volcanic field,Eastern Cordillera, Bolivia: Comunicaciones 35, p. 217-224.

Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., y Soulas, J.P., 1988, Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present: Géodynamique 3 (1-2), p. 85-106.

Sirvas, J.F., 1964, Estudio geológico de la región Tambo Mauri-Berenguela. Provincia Pacajes del Departamento de La Paz, República de Bolivia: Tesis de grado inédita, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, 84 p.

Soria-Escalante, E., y Terrazas, R., 1992, La Española prospect in Geology and mineral resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia: U.S. Geological Survey Bull. 1975, p. 184-187.

Wallace, A.R., Hardyman, R.F., Tosdal, R.M., Jiménez, N., Lizeca, J.L., and Murillo, F., (en prensa), Cenozoic geology and mineral deposits of the Berenguela district, northwestern Bolivia, in Advances related to United States and international mineral resources--developing frameworks and exploration technologies, B.R. Berger and P.S. Detra, eds.: U.S. Geological Survey Bull. 2039.

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 75-85

B.— CRONOLOGIA Y ANALISIS ESTRUCTURAL DE LAS ROCAS CENOZOICAS EN LA REGION DE BERENGUELA

por Fernando Murillo S.
Servicio Geológico de Bolivia

Richard M. Tosdal
U.S. Geological Survey

INTRODUCCION

La cronología de los eventos tectónicos, de sedimentación y volcanismo en el Distrito de Berenguela junto al análisis estructural, fueron realizados para el mejor entendimiento de la distribución y carácter de las estructuras mineralizadas de este distrito. Un objetivo adicional de este estudio fue el de correlacionar los ciclos tectónicos y sedimentarios en el Distrito de Berenguela con ciclos similares reconocidos en la región norte central del Altiplano boliviano.

Las rocas del distrito de Berenguela descritas en la parte A de este informe, en general, pueden ser divididas en rocas sedimentarias continentales de edad eocena a oligocena y rocas sedimentarias continentales, volcánicas, volcanoclásticas e intrusivas de edad miocena a cuaternaria. Estas rocas fueron afectadas por los diferentes pulsos tectónicos que se sucedieron a lo largo de la historia geológica de la región.

MARCO TECTONICO REGIONAL

Como consecuencia de la actividad tectónica de deformación que se sucedió a lo largo de la historia cenozoica de la región de Berenguela, se formaron diferentes tipos de estructuras. Se ha establecido la presencia de dos fallas regionales, la Falla San Andrés y la Falla Límite Intra-Andina, las mismas que jugaron un papel muy importante en la geodinámica, no solo del área de estudio, sino también de toda la región altiplánica. La Falla San Andrés, definida como una falla de desgarre (strike-slip), se encuentra ubicada al este del pueblo de Berenguela. Según Martinez (1979), esta falla controló parte de la geodinámica de la región altiplánica y delimita dos importantes dominios estructurales (Fig. 1): (1) un dominio occidental, en general poco plegado y deformado que se desarrolla sobre un zócalo pre-cámbrico; y (2) un dominio oriental bien plegado y que se desarrolla sobre un substrato paleozoico. Estos dominios proporcionarán el marco de referencia

para una posible geocorrelación más adelante. La Falla Límite Intra-Andina se infiere a partir de los estudios estratigráficos realizados por Sempere et al. (1990), que determinaron la presencia de dos fajas de características estratigráficas muy diferentes, las mismas que se encontrarían limitadas por esta estructura. La traza de esta falla, según estos investigadores, atravesaría la zona de estudio (Fig. 1).

Se han reconocido dos generaciones de plegamiento particularmente conspicuos, los mismos que han sido diferenciados en base a la determinación de sus características geológicas y relaciones geocronológicas. Los ejes de pliegue de la primera generación se orientan en dirección E a N70°W, y se encuentran afectando moderadamente tan solo a los sedimentos de la Formación Berenguela. Los ejes de pliegue de la segunda generación se orientan en dirección N a N15°W, y se encuentran afectando tanto a los sedimentos de la Formación Berenguela como a los de la Formación Mauri (Fig. 2). La sobreposición de ambas generaciones de plegamiento ha determinado la formación del domo estructural de Berenguela.

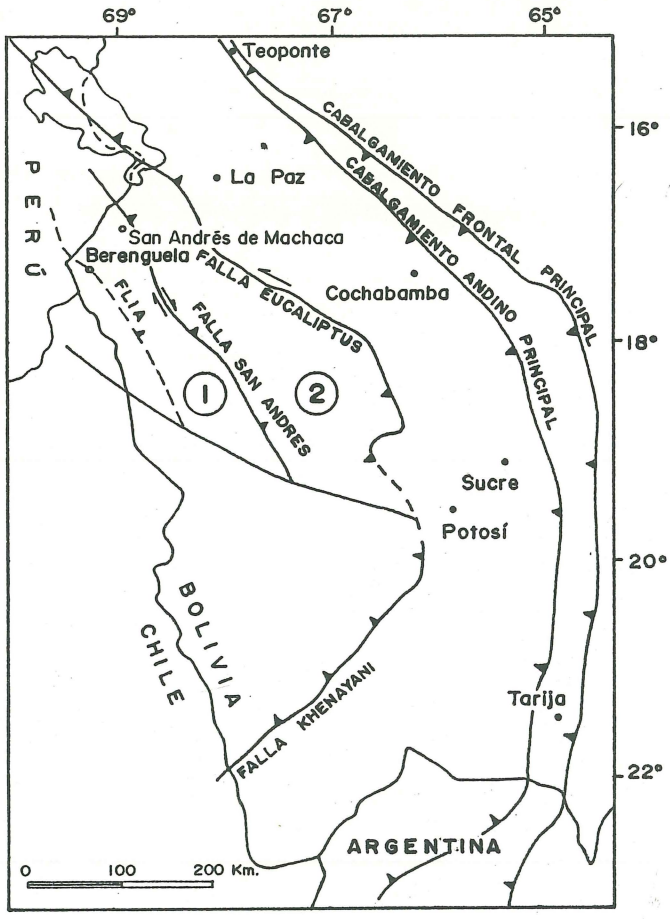


Figura 1.— Mapa tectónico simplificado de Sempere (1990), mostrando los elementos estructurales mayores de los Andes bolivianos y los dominios estructurales del Altiplano propuestos por Martinez (1979): (1) Dominio Occidental; (2) Dominio Oriental. FLIA -Falla Límite Intra-Andina.

ANALISIS DE LINEAMIENTOS

Como parte de los estudios relacionados con el marco estructural se ha preparado un mapa de los lineamientos (Fig. 3), en base a imagenes de satélite. De estos lineamientos se ha logrado identificar tres sistemas dominantes que son las siguientes: (1) N70°W a N35°W — un sistema más o menos paralelo a un importante sistema de fallas ubicado al sur del Volcán Serkhe; (2) N15°W a N20°E — un sistema más o menos paralelo a la Cadena Andina y al arco magmático de la Cordillera Occidental; las fallas San Andrés y Límite Intra-Andina forman parte de este sistema; y (3) N60°E a N90°E — sistema más o menos paralelo a un sistema de fallas que ocurren al oeste del Volcán Sinejavi (Fig. 3). Otros lineamientos, que no están relacionados a estos sistemas representarían, en parte, el fallamiento y fracturamiento debidos a la tumescencia generada por el ascenso de la cámara magmática, en razón a la disposición radial de estos lineamientos a lo largo del margen nororiental del domo estructural de Berenguela.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL DEL AREA DE BERENGUELA

En los alrededores de la población de Berenguela, ocurre un complejo sistema de fallas (Fig. 4), que afecta particularmente a las areniscas del tope de la Formación Berenguela y, en menor grado, a la secuencia del Miembro inferior de la Formación Mauri suprayacente. En general, estas fallas son de alto ángulo y de tipo normal. Sin embargo, las diferentes generaciones de estrías expuestas en los planos de falla, demuestran movimientos subverticales, oblicuos e incluso subhorizontales, generalmente normales,

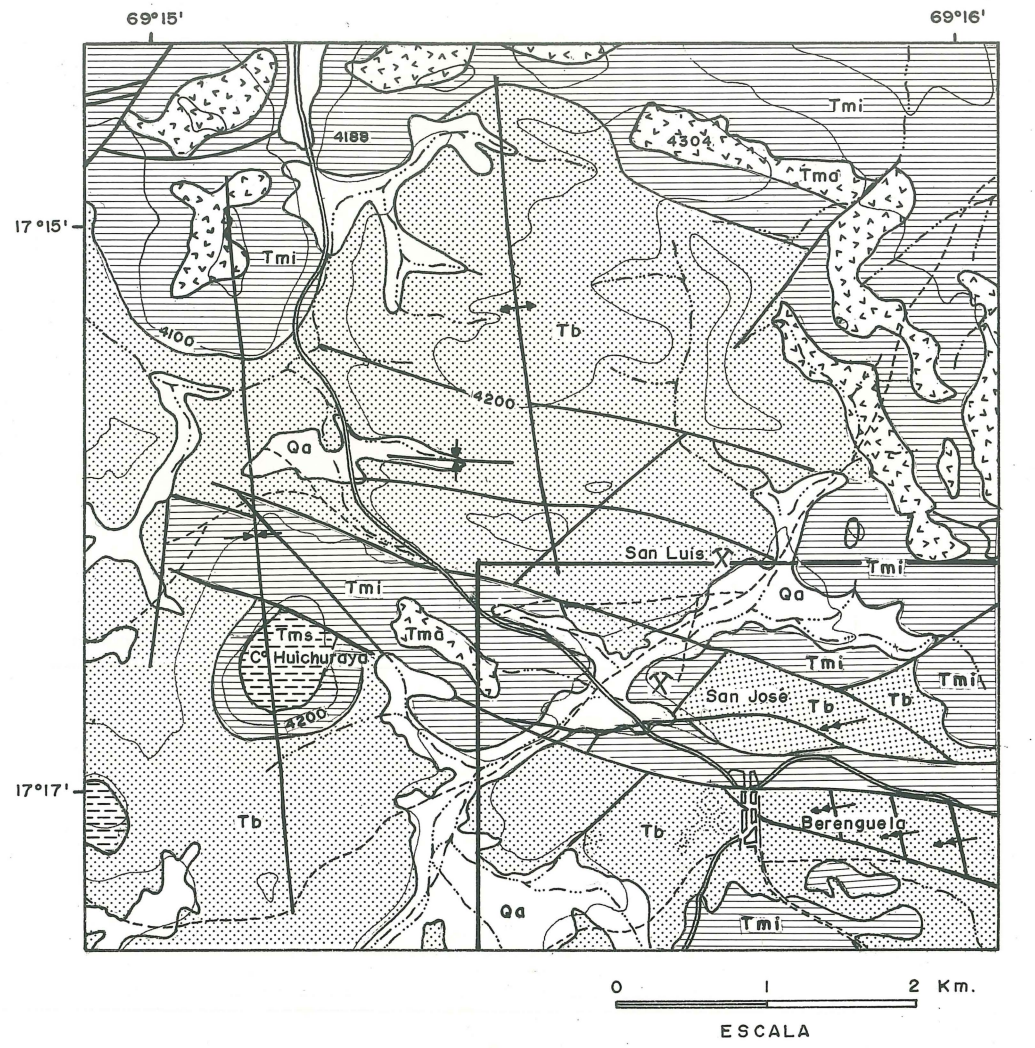


Figura 2.— Mapa geológico del área de Berenguela. Area en recuadro ubicación de la figura 3.

poniendo en evidencia una sucesión de pulsos tectónicos. Las fallas principales tienen rumbos de N85°W a N60°W, mientras que otras fallas de orientación N30°W a N10°W, se encuentran subordinadas a las anteriores. Las fallas principales se han constituido en el medio hospedante más favorable para la mineralización en Berenguela.

Localmente ocurren una serie de pliegues homoclinales "en-échelon", afectando las areniscas del tope de la Formación Berenguela (Fig. 4), que se formaron como consecuencia del movimiento de un bloque infrayacente (drape fault).

ANALISIS DINAMICO DE ESFUERZOS

El análisis dinámico de esfuerzos se ha fundamentado en el estudio de las relaciones geométricas y dinámicas de las macro-estructuras del área de Berenguela. En el presente estudio, el objetivo principal ha sido el de determinar las direcciones principales de deformación, durante los diferentes pulsos tectónicos. Tal información tiene el fin de posibilitar su correlación con aquellos pulsos tectónicos determinados en otras regiones en general y con aquellos reconocidos en la región del Altiplano norte central en particular (dominio oriental).

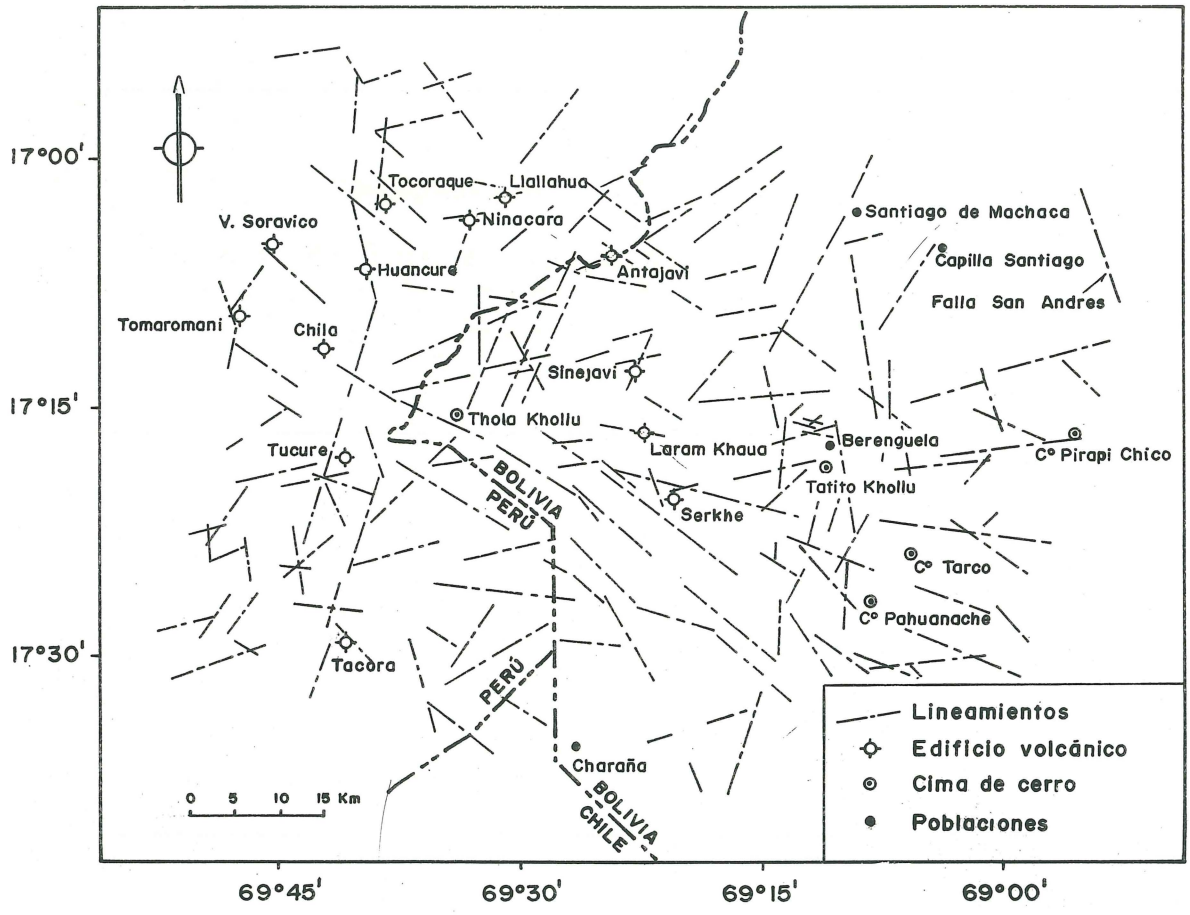


Figura 3.— *Mapa mostrando los lineamientos principales en la región de Berenguela. Interpretación de la imagen TM 002/072*

En primer lugar se ha realizado el análisis de los plegamientos regionales, pues se considera que estas estructuras se han formado como consecuencia de la actividad de dos de los pulsos tectónicos más intensos que afectaron la región. La orientación de los ejes de pliegue (Fig. 1) permitirán determinar aproximadamente la orientación de las direcciones principales de compresión ($\sigma 1$) y de extensión ($\sigma 3$). La orientación E-W a N70°W de los ejes de pliegue de la primera generación permite asumir que las direcciones principales de deformación del pulso tectónico responsable de su formación, habrían actuado de la siguiente forma: $\sigma 1$ = N10°E y $\sigma 3$ = N80°W, aproximadamente. La orientación de los ejes de pliegue N-S a N10°W de la segunda generación, permite asumir que las direcciones principales de deformación, durante la actividad tectónica, habrían actuado de la siguiente manera: $\sigma 1$ = N80°E y $\sigma 3$ = N10°W, aproximadamente.

Por otra parte se ha realizado el análisis geométrico y dinámico del sistema de fallas que afectan a las Formaciones Berenguela y Mauri, en base a un mapeo geológico-estructural a semidetalle del área de estudio (Fig. 3). El diseño anastomazado y la complejidad del sistema de fallas, sumado al carácter "en-échelon" de algunas estructuras y otras caraterísticas intrínsecas de los planos de fallas constituyen el reflejo, en superficie, de una falla de desgarre profunda. Las otras características incluyen los elevados ángulos de buzamiento de los planos de falla, y la disposición oblicua, subvertical y subhorizontal de diferentes generaciones de estrías.

Se ha comparado las relaciones geométricas del sistema de fallas de Berenguela y estructuras asociadas, con los modelos mecánicos denominados "cizalla pura" y "cizalla simple" (Fig. 5), por Sylvester (1988). De los dos modelos, el denominado cizalla simple, parece explicar en mejor forma las relaciones geométricas y dinámicas del sistema de fallas y estructuras asociadas que se han desarrollado en el área de estudio. Este modelo, la disposición de los ejes de pliegue, y la orientación y el movimiento relativo de algunos juegos de fallas sugieren que la falla de desgarre tendría un rumbo aproximado de N40°W. Durante el pulso tectónico pre-Formación Mauri, la falla de desgarre habría tenido un movimiento relativo de tipo dextral.

Durante el pulso post Formación Mauri y pre Sercke (Fig. 6), se habría producido la reactivación de la falla de desgarre con un movimiento relativo sinestral. Durante este pulso se formó una serie de pliegues homoclinales "en-échelon", que afectan principalmente al tope de la Formación Berenguela y que tipifican las manifestaciones superficiales de las fallas de desgarre profundas. Las relaciones dinámicas que el modelo determina en ambos casos, coinciden con las obtenidas mediante el análisis de los plegamientos regionales.

Finalmente, se ha realizado el análisis estadístico computarizado de los datos de campo obtenidos en los diferentes juegos de fallas que afloran en el área de estudio. El análisis consistió en la agrupación sistemática de los datos de campo en familias, en base a sus equivalencias dinámicas, proceso tras el cual se han determinado dos claras y significativas tendencias (Fig. 7). Una tendencia de compresión N80°E, posiblemente relacionada al pulso de deformación de edad Miocena superior (Quechua III, Fig. 6) y una segunda tendencia de extensión N-S, posiblemente relacionada a una fase tectónica del Plio-Pleistoceno (Lavenu, 1986).

CRONOLOGIA DE LOS PERIODOS TECTONICOS Y SEDIMENTARIOS

La secuencia cenozoica aflorante en el dominio occidental de la región de Berenguela, al igual que su equivalente estratigráfico en el dominio oriental del Altiplano norte central, fueron depositadas en una cuenca de antepaís continental. Esta cuenca fue desarrollada como consecuencia de un frente orogénico ubicado al oeste del territorio boliviano durante el Eoceno temprano (Sempere, 1990). A partir de entonces se suceden una serie de ciclos sedimentarios y pulsos tectónicos (Fig. 6), que en conjunto conforman la historia geológica del área de estudio y del Altiplano norte central.

Ciclo Eoceno-Oligoceno inferior (53-27 Ma)

En base a las relaciones crono-estratigráficas determinadas en el área de estudio, se concluye que la Formación Berenguela fue depositada durante el ciclo Eoceno-Oligoceno inferior. Su equivalencia estratigráfica en el dominio oriental, ha sido más o menos establecida mediante la perforación de un pozo exploratorio en las

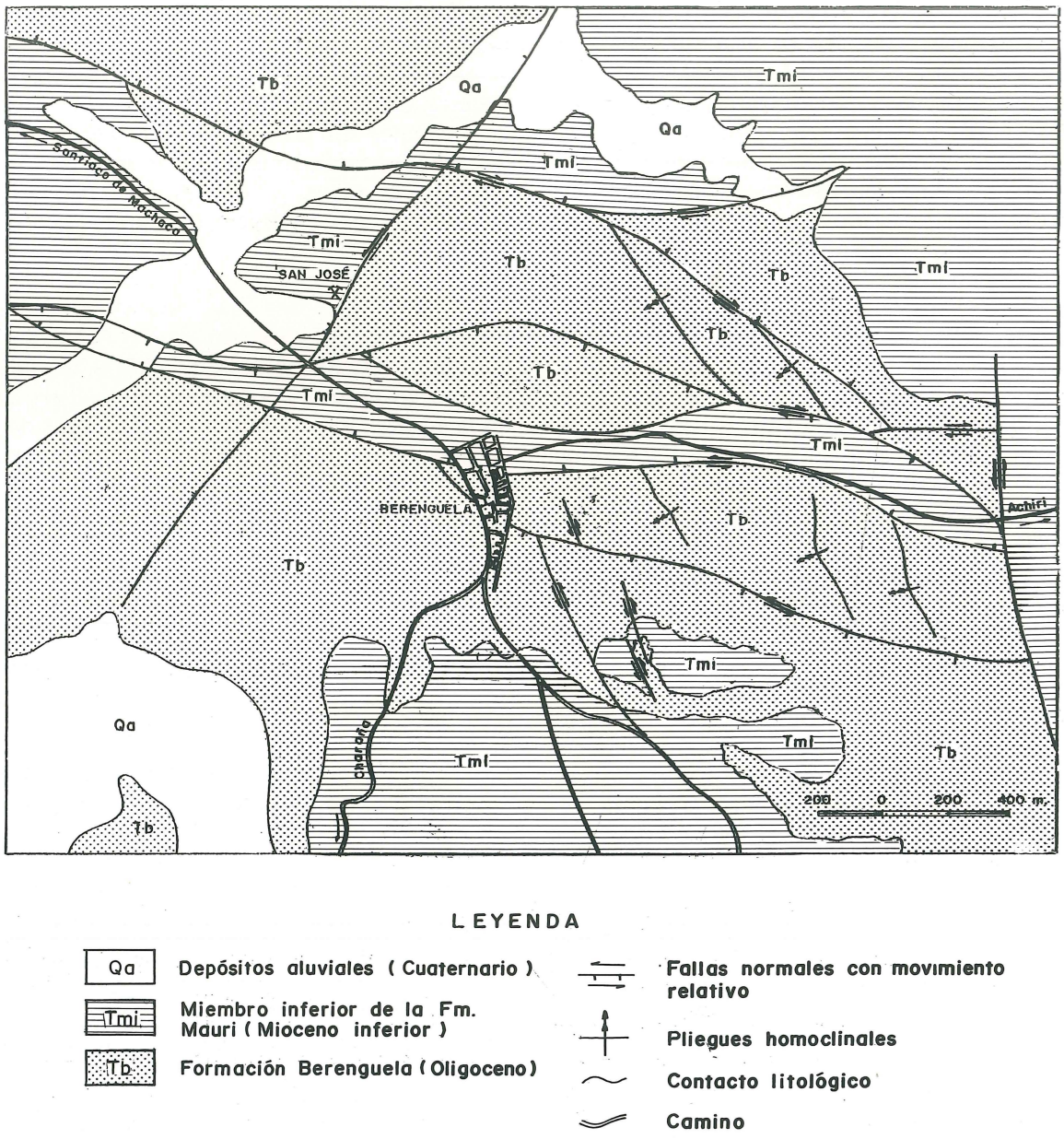


Figura 4.— Mapa estructural del distrito de Berenguela.

cercanías de la población de San Andrés de Machaca (Fig. 1) al noreste del pueblo de Berenguela. El análisis de los testigos de este pozo determinó la presencia de 80 m. de sedimentos de la Formación Bereguela, los mismos que suprayacen concordantemente a los sedimentos de la Formación Tiahuanacu, cuyo tope ha sido datado en 29.6 Ma (Swanson et al., 1987).

El ciclo sedimentario, en ambos dominios, fue interrumpido por una fase tectónica durante el Oligoceno superior. Como resultado de esta fase tectónica fue formada parcialmente la Cordillera Oriental y se produjo el aislamiento de la cuenca altiplánica entre la Cordillera Oriental y el Arco magmático de la Cordillera Occidental (Sempere, 1990). También, determinó el fallamiento y el moderado plegamiento de los sedimentos de la

Formación Berenguela. La edad de este evento, es anterior a un nivel de lava del Miembro inferior de la Formación Mauri, datado en 25 Ma (Everden et al., 1977)) y posterior a los 29.6 Ma (edad del tope de la Formación Tiahuanacu), que permiten correlacionarlo tentativamente a la fase Quechua-I (Lavenu, 1986) o fase Aymara (Fig. 6, Sébrier et al., 1988).

Ciclo Oligoceno superior-Mioceno inferior (27-18 Ma)

El ciclo Oligoceno superior-Mioceno Superior sucede a la fase tectónica oligocena. En la región de Berenguela, se deposita la secuencia areno-pelítica del Miembro inferior de la Formación Mauri, en discordancia angular sobre la Formación Berenguela. Durante este ciclo las condiciones de sedimentación, más o menos estables, fueron mantenidas hasta alrededor de los 18 Ma, momento en el que se inicia un importante periodo de solevantamiento y acortamiento tectónico. Esta fase tectónica se manifiesta por una discordancia erosiva entre los miembros inferior y superior de la Formación Mauri (Fig. 6), y en el cambio radical de las condiciones de sedimentación y fuentes de aporte, caracterizadas por una rápida sedimentación y su alternancia con periodos volcánicos explosivos. Un nivel de tobas de flujo que suprayace en discordancia erosiva sobre el Miembro inferior de la Formación Mauri, ha sido datado en 18.1 Ma (Capítulo IV-A, Tabla 1), mientras que un nivel similar cerca del tope del Miembro superior de esta formación ha sido datado en 10.5 Ma (Everden et al., 1977).

La historia geológica en el dominio oriental durante este mismo periodo fue bastante diferente. Posteriormente a la fase tectónica del Oligoceno se establece un prolongado aunque discontínuo periodo de acortamiento tectónico que se reflejaría en una serie de discordacias angulares intraformacionales en las formaciones conglomerádicas del Grupo Coniri (Martinez y Seguret, 1990). Esta fase tectónica habría culminado hacia los 18 Ma, dado que un nivel de toba retrabajada del tope de los Conglomerados Coniri, fue datada en 18.4 Ma (Swanson et al., 1987). Un nivel similar de la base de la Formación Kollu Kollu, que suprayace en discordancia angular sobre los conglomerados Coniri, fue datada en 16.6 Ma por Swanson et al., (1987). Las dataciones radiométricas y las relaciones geológicas, establecen que esta fase tectónica en el dominio oriental sería coetáneo a un pulso deformacional reconocido en el Altiplano peruano (Fig. 6, Bonhomme et al., 1985a). Su culminación coincidiría con el inicio del pulso tectónico instaurado en el dominio occidental.

Ciclo Mioceno inferior-Mioceno superior (18-8.5 Ma)

Posteriormente al inicio del periodo de solevantamiento en el dominio occidental, durante el Mioceno inferior se deposita la secuencia volcanosedimentaria del Miembro superior de la Formación Mauri. Este miembro consiste de capas groseramente estratificadas de conglomerados y arena volcanogénica y tobácea que sugieren condiciones de sedimentación rápida y alternancia de pulsos volcánicos explosivos. Estas condiciones de sedimentación se mantienen hasta el Mioceno superior temprano. La culminación de este ciclo de sedimentación se estima que ocurrió hacia los 8.5 Ma, cuando empezó una fase tectónica de deformación que pliega a los sedimentos de las Formaciones Mauri y Berenguela. La edad de esta fase tectónica se basa en la edad radiométrica de un nivel tobáceo ubicado cerca del tope del Miembro superior de la Formación Mauri datado en 10.5 Ma (Everden et al., 1977). Además ocurre un importante evento tectónico en el dominio oriental presumiblemente coetáneo.

Los eventos geológicos en el dominio oriental durante este ciclo se suceden en forma algo diferente. Posteriormente al evento tectónico Quechua I (Fig. 6) se establece un ciclo sedimentario durante el cual se depositan los sedimentos de la Formación Kollu Kollu, ciclo que fue interrumpido por un nuevo pulso tectónico de deformación alrededor de los 15 Ma. Esta edad se basa en las edades de rocas volcánicas del tope de la Formación Kollu Kollu datada en 16.6 Ma, y de la base de la Formación Caquiaviri datada en 14.2 Ma (Swanson et al., 1987) que descansa en discordancia angular sobre la Formación Kollu Kollu. La edad estimada de este evento tectónico bien representado en el dominio oriental, permitiría correlacionarlo tentativamente con la fase Quechua II (Fig. 6); Lavenu, 1986. En la región de Berenguela, este evento no se habría manifestado o lo habría hecho muy sutilmente.

Posteriormente al evento tectónico, los conglomerados y areniscas conglomerádicas de la Formación Caquiaviri y las lutitas yesíferas y areniscas de la Formación Rosa Pata fueron depositadas en el dominio oriental. La presencia de tobas en estas formaciones indican etapas de actividad volcánica explosiva. Durante el ciclo de sedimentación de la Formación Caquiaviri se sucede una serie de pulsos tectónicos de deformación, determinando la presencia de discordancias angulares intraformacionales (Martinez y Seguret, 1990). El ciclo sedimentario de la Formación Rosa Pata fue interrumpido por un pulso tectónico de deformación hacia los 8.5 Ma. Esta edad se basa en la edad de la denominada Toba Ulloma, que forma parte de la Formación Rosa Pata, datada en 9.1 Ma (Everden et al., 1977), y a la edad de 8.2 Ma (Everden et al., 1977), de la base de la Formación Umala que descansa en discordancia angular sobre la Formación Totora, que es equivalente estratigráfico de la Formación Rosa Pata (Everden et al., 1977). La edad estimada de este evento tectónico, asimilada para el evento que afectó al dominio occidental, permite correlacionarlo tentativamente con el pulso denominado Quechua III (Fig. 6; Lavenu, 1986).

Ciclo Mioceno superior-Plioceno inferior (8.5-3.5 Ma)

El ciclo Mioceno superior-Plioceno inferior, que sucede al evento tectónico deformacional Quechua III, empezó con una actividad magmática

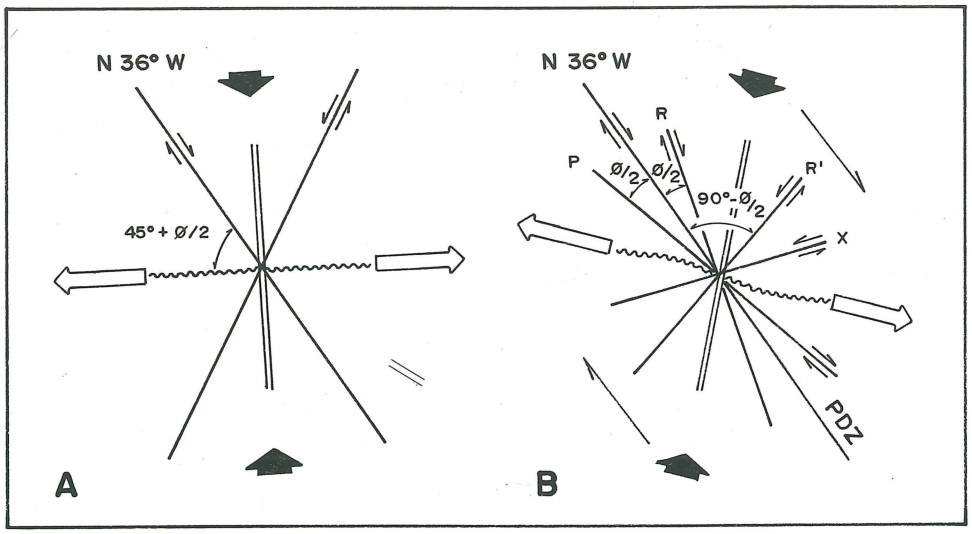


Figura 5.— Modelo de cizalla para una falla de desgarre de rumbo N36°W (Modificado de Aydin, 1984): (A) Modelo de cizalla pura ("Pure Shear", de Coulumb y Anderson, 1942, en Sylvester, 1988); (B) Modelo de cizalla simple ("Simple shear", de Riedel, 1929). Explicación: línea doble -orientación de fracturas de extensión; línea ondulada —orientación de los ejes de pliegue; P—fracturas sintéticas secundarias; R—fracturas sintéticas; R'—fracturas antitéticas; X—fracturas sintéticas rotadas; PDZ—zona de desplazamiento principal; Φ—ángulo de fricción interna; flecha negra—eje de compresión; flecha abierta—eje de extensión.

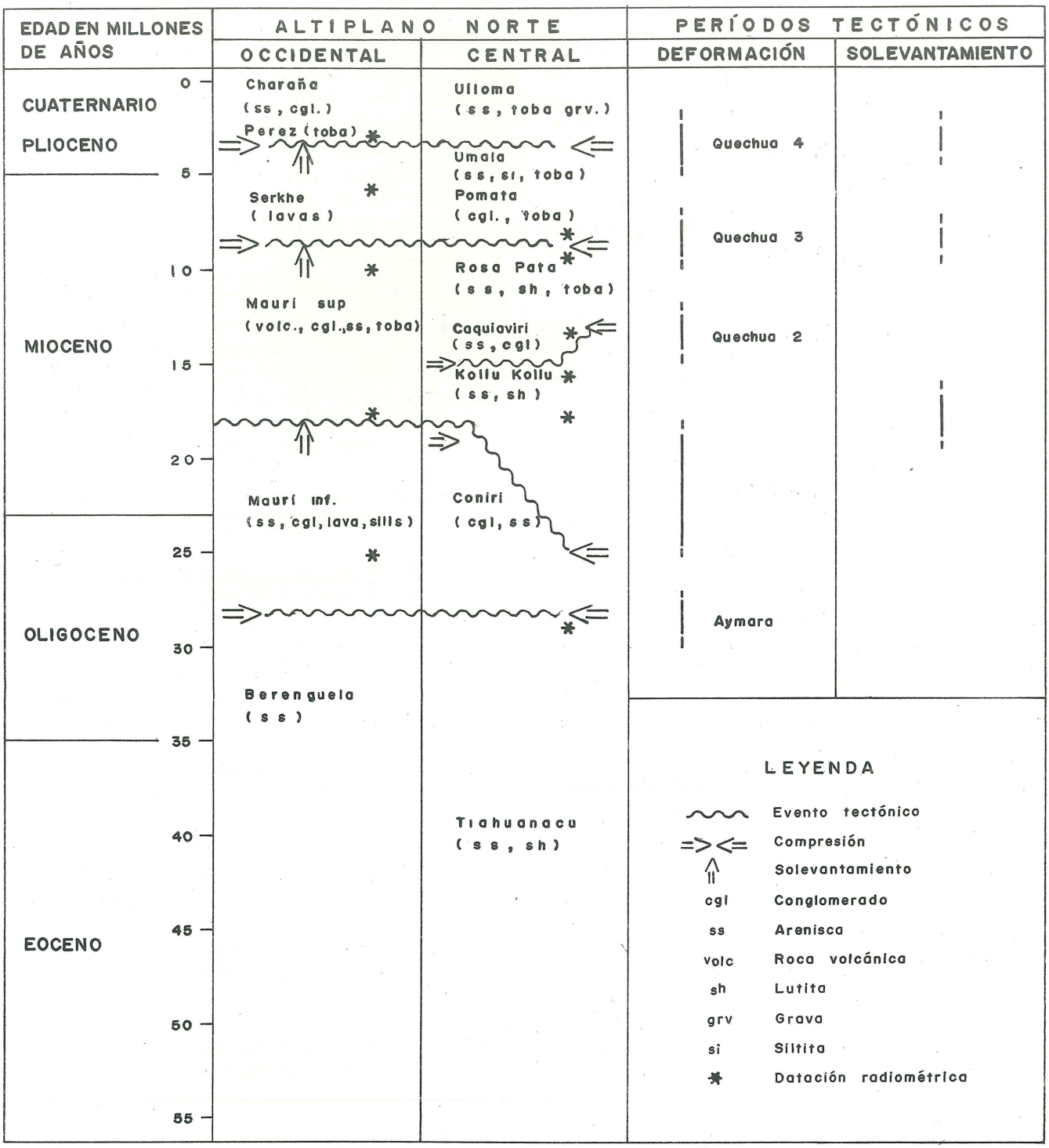


Figura 6.— Cuadro de correlación crono-estratigráfica de algunas formaciones cenozoicas del Altiplano norte de Bolivia. Según Sempere (1990), Martinez (1979), y Martinez y Seguret (1990).

intensa, particularmente en la región occidental del Atiplano. Fueron emplazados grandes complejos volcánicos como los estratovolcanes Serkhe y Huaricunca datados en 5.7 Ma (Everden et al., 1977; Capítulo IV-C, Tabla 1). Las lavas andesíticas y rocas volcanoclásticas del Volcán Serkhe, se depositan en discordancia angular y erosiva sobre diferentes niveles de las Formaciones Berenguela y Mauri.

En el dominio oriental, durante este mismo periodo, se establece un ciclo sedimentario durante el cual se depositan las secuencias conglomerádicas de la Formación Pomata y fluvio-lacustres de la Formación Umala. Ambas formaciones tienen abundantes niveles tobáceos que indican esporádicos pulsos volcánicos explosivos. Uno de estos niveles de toba en la base de Formación Umala fue datada en 8.2 Ma (Everden et al., 1977).

Un evento tectónico deformacional que se manifiesta en forma similar en ambos dominios, interrumpe el ciclo sedimentario hacia los 3.5 Ma. La edad de este evento en el dominio occidental ha sido estimada en base a la edad de los flujos de toba de la Formación Perez, datadas entre 2.2 y 3 Ma (Everden et al., 1977). Estas tobas suprayacen en suave discordancia angular y erosiva sobre las lavas Serkhe y diferentes niveles de las Formaciones Berenguela y Mauri. En el dominio oriental la edad de este evento tectónico ha sido estimada en base a la edad de la Toba Chijini, datada en 2.8 Ma, que forma parte de la secuencia que suprayace en discordancia angular sobre la Formación Umala. La edad estimada de 3.5 Ma para este evento tectónico permite correlacionarlo tentativamente con el pulso Quechua IV (Fig. 6, Lavenu, 1986).

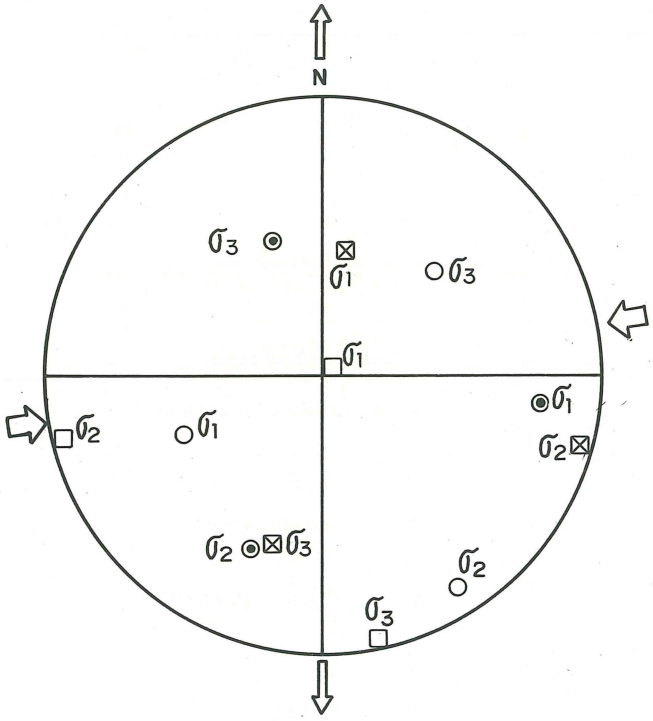


Figura 7.— *Diagramas de red de Wulf mostrando las direcciones principales de deformación en el distrito de Berenguela basadas en las orientaciones de los cuatro sistemas de fallas mostrados en la figura 3. (1) ⊖, N70 °E 70°N; (2) ○, N70°W 647N; (3) ⊠, N15°W 71°S; (4) □, N90°E 73°N. Los sistemas (1) y (2) indican un eje de extensión N-S.*

Ciclo Plioceno superior-Cuaternario

El ciclo Plioceno superior-Cuaternario sucede al evento Quechua IV con un cambio notable en las condiciones climáticas y de sedimentación en toda la región Altiplánica. En la región de Berenguela el ciclo se inicia con la ocurrencia de un importante pulso volcánico explosivo que dió origen a los extensos afloramientos de las tobas de flujo de la Formación Perez. Posteriormente se establecen condiciones climáticas tales que determinaron el depósito de los sedimentos lacustres de la Formación Charaña que suprayacen en discontinuidad sobre la Formación Perez. Durante este ciclo los sedimentos lacustres a fluvio-lacustres de la Formación Ulloma (Fig. 6) fueron depositados en el Altiplano norte central. Capas tobíferas, interestratificadas en esta formación, indican varios pulsos de actividad volcánica explosiva. Durante el Pleistoceno se habría producido un pulso tectónico de extensión en todo el Altiplano (Lavenu, 1986).

CONCLUSIONES

EL análisis estructural de la región de Berenguela ha permitido arribar a las siguientes conclusiones:

(1) La orientación de las dos generaciones de pliegues (Fig. 1) y sus relaciones geocronológicas indican dos importantes pulsos tectónicos de deformación, uno de edad Oligocena superior y el otro de edad Miocena superior temprana. Durante estos pulsos las direcciones principales de deformación habrían actuado, aproximadamente; de la siguiente manera: $\sigma 1$ = N80°W y $\sigma 3$ = N10°E, y $\sigma 1$ = N80°E y $\sigma 3$ = N10°W, respectivamente.

(2) El análisis de los sistemas de fallas en la región de Berenguela (Fig. 3), ha permitido determinar su asociación genética con una falla de desgarre profunda, mediante el modelo denominado "cizalla simple". Esta estructura tendría un rumbo de N40°W aproximadamente; durante el Oligoceno habría tenido un movimiento relativo dextral mientras que durante el Mioceno superior habría reactivado con un movimiento sinestral.

(3) El análisis computarizado de los rumbos de fallas y otras estructuras indican dos claras tendencias tectónicas, una de deformación o compresión N80°E, posiblemente relacionada al pulso de deformación mioceno, y la otra de extensión N-S, posiblemente relacionada a un tectonismo de extensión establecido durante el Plio-Pleistoceno (Lavenu, 1986).

(4) La determinación de las relaciones crono-estratigráficas de las formaciones cenozoicas que ocurren en el área de estudio, han permitido realizar un cuadro tentativo de correlaciones tectono-estratigráficas (Fig. 6). Este cuadro indica las relaciones de las formaciones cenozoicas y pulsos tectónicos que ocurrieron en los dominios occidental y oriental del Altiplano, estableciendo además una correlación tentativa de esos pulsos con las denominadas Fases Tectónicas más conocidas y regionalmente difundidas.

REFERENCIAS CITADAS

Aydin, A., and Page, B. M., 1984, Diverse Pliocene-Quaternary tectonics in a transform environment, San Francisco Bay Region, California: Geological Society of América Bull., v. 95, p. 1303-1317.

Bonhomme, M. G., Audebaud, E., y Vivier, G., 1985a, K-Ar of Hercynian and Neogene rocks along an east west cross section in southern Peru: Comunicaciones, v. 35, p. 27-30.

Everden, J.F.; Kriz, S.J., y Cherroni, C., 1977, Potassium-argon ages of some Bolivian rocks: Economic Geology, v. 72, p. 1042-1061.

Lavenu, A., 1986, Etude neotectonique de l'Altiplano et de la Cordilliere Orientale des Andes Boliviennes: Tesis de doctorado inédita Universite de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 434 p.

Martinez, C., 1979, Estructure et evolution de la Chaine Hercynienne et de la Chaine Andine dans le nord de la Cordilliere des Andes de Bolivia: Trabajos y documentos de ORSTOM, Informe 119, 352 p.

Martinez, C., y Seguret, M., 1990, Les bassins Tertiaires de l'Altiplano sont-ils des bassins intrachaine?: I International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble, p. 277-280.

Riedel, W., 1929, Zur Mechanik geologischer Bruchersheinungen: Zentral blatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie, Abhandlung B., p. 354-368.

Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., y Soulas, J. P., 1988, Tectonics and uplift in Central Andes (Perú, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present: Geodynamique v. 3, p. 85-106.

Sempere, T., 1990, Cuadros estratigráficos de Bolivia, propuestas nuevas: Institut Français de Rescherche Scientifique pour le Développment en Coopération, ORSTOM en Bolivie, Mission de la Paz, Informe 8-087 inédito, 26 p.

Swanson, K. E., Noble, D. C., McKee, E. H., Sempere, T., Martinez, C., Niccolle, C., y Cirbian, M., 1987, Major revisions in the age of rock units and tectonic events in the northern Altiplano basin of Bolivia [Abs.]: Geological Society of America Bull., v. 83, p. 456.

Sylvester, A., 1988, Strike-slip faults: Geological Society of America Bull., v. 100, p. 1066-1703.

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 86-92

C.— EVALUACION DEL POTENCIAL MINERO DE LOS CENTROS VOLCANICOS DEL MIOCENO SUPERIOR DE LA REGION DE BERENGUELA

por Oscar Flores B., Néstor Jiménez Ch., y José Luis Lizeca B.
Servicio Geológico de Bolivia

INTRODUCCION

El magmatismo del Mioceno superior de la región de Berenguela ha formado una faja volcánica de 40 km de largo y casi 20 km de ancho con dirección noroeste, paralela al rumbo de las estructuras regionales. En los volcanes que conforman esta faja no se conoce ningún depósito metalífero, aunque existen varios prospectos que fueron someramente investigados por empresas privadas.

Si bien los pequeños depósitos argentíferos y de metales base de la región de Berenguela, explotados intermitentemente desde la colonia, están alojados en rocas sedimentarias e intrusivos del Oligoceno y del Mioceno inferior y medio, era importante evaluar el potencial de las formaciones volcánicas más jóvenes. Con este objetivo, se ha realizado el levantamiento del mapa geológico de estos volcanes (Fig. 1) y el reconocimiento de las zonas de alteración hidrotermal asociadas.

LOS VOLCANES

La faja volcánica del Mioceno superior está compuesta por tres edificios volcánicos (Fig. 1) cuyas alturas máximas pueden superar los 5,000 m. En el extremo norte de esta faja se encuentra el Volcán Antajavi, por cuya cumbre pasa el límite fronterizo entre Bolivia y Perú. En la zona central se encuentra el Complejo Huaricunca-Laramkahua, y al sur el Volcán Serkhe. Las rocas que conforman estos volcanes se depositaron discordantemente sobre los depósitos volcano- sedimentarios más antiguos previamente afectados por una actividad tectónica de de deformación que tuvo lugar alrededor de los 8.5 Ma (Capítulo IV-B).

El Volcán Antajavi

El Volcán Antajavi está conformado por lavas andesíticas y dacíticas porfídicas y lahares, de gran espesor y extensión, depositados discordantemente sobre la Formación Mauri. En la secuencia de lavas, que sobrepasa los 500 m, de espesor se pueden notar cambios composicionales graduales desde andesitas augíticas en la parte inferior a dacitas hornbléndicas en la parte superior. Este es el Volcán más antiguo de los tres mencionados y también el más desmantelado. Este volcán ha sido datado en 7 Ma (Capítulo IV-A).

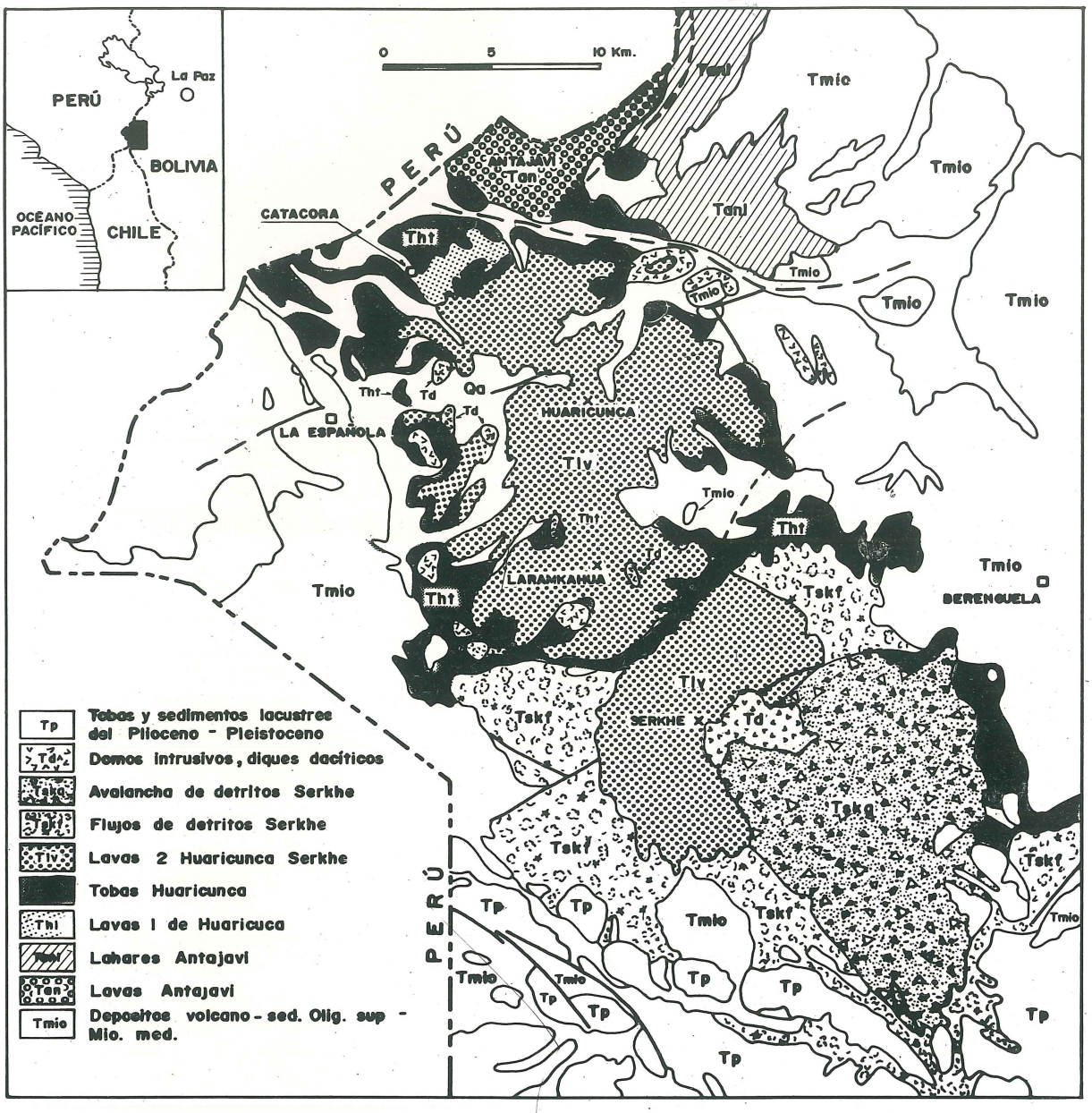


Figura 1.— Faja volcánica del Mioceno superior de la región de Berenguela

El Complejo Huaricunca-Laramkahua.

El Complejo Huaricunca-Laramkahua, relacionado con los centros eruptivos de los cerros Huaricunca y Laramkahua, es el edificio volcánico de mayor extensión areal y altura de la región. Es también el que tuvo la evolución más complicada pudiéndose reconocer cuatro etapas eruptivas diferentes. En la primera etapa, fueron eruptadas lavas de composición dacítica, que característicamente muestran un conspicuo bandeamiento de flujo y fuerte meteorización. Estas lavas fluyeron desde un centro eruptivo ubicado en la parte norte del complejo que luego fue sepultado por los depósitos volcánicos posteriores. Un pequeño afloramiento de estas lavas se encuentra cerca al pueblo de Catacora (Fig. 1) subyaciendo a tobas correspondientes a una segunda etapa eruptiva. Grandes cristales de hornblenda y plagioclasa le dan a estas lavas un aspecto porfídico, característica que las diferencia de las lavas que hicieron erupción en una etapa posterior.

En la segunda etapa, una actividad explosiva en el centro de erupción Huaricunca dió origen a espesos depósitos de tobas de flujo no soldadas de composición riolítica. Estas tobas son de color blanco a rosado claro, masivas, y ricas en pómez y litoclastos, pero pobres en cristales. Sus mayores espesores se encuentran en la base del edificio volcánico donde sobrepasan los 200 m. Afloramientos de menor potencia se encuentran hacia el sudeste, por debajo de los depósitos del volcán Serkhe. Esta rocas son muy parecidas a las tobas de la parte superior de la Formación Mauri con las que se confunden fácilmente. Sin embargo, tienen un mayor contenido de fragmentos de obsidiana y una posición horizontal que contrasta con la disposición débilmente plegada de las tobas de la Formación Mauri. Localmente, se encuentran depósitos de oleadas piroclásticas basales de unos 15m de espesor sobreyaciendo a areniscas tobáceas de grano grueso. La relación genética entre estas tobas y las lavas es incierta.

La tercera etapa de evolución de este complejo volcánico se caracterizó por la erupción de lavas de composición dacítica hornbléndica y biotítica, masivas y de gran espesor. Estos flujos lávicos desarrollaron una gruesa brecha basal. Cada derrame puede alcanzar los 20 m de espesor y, en algunos casos, fluyeron por una longitud de casi 5 km. Estas lavas fueron emitidas desde ambos centros de erupción, es decir desde los cerros Huaricunca y Laramkahua. Con excepción de las coladas de lava del cerro Laramkahua, donde el empuje de una intrusión parece haberlas basculado, en ningún lugar se ha visto a estas lavas con inclinaciones mayores a los cinco grados. El apilamiento de estos flujos casi horizontales le da al complejo un perfil de volcán en escudo. Una muestra obtenida de un nivel de lava de la cumbre del cerro Huaricunca dió una edad de 5.7 Ma (Capítulo IV-A).

La última fase de actividad magmática estuvo dominada por la intrusión y extrusión de domos dacíticos de diverso tamaño que se localizaron en el flanco oeste del Complejo. Estos cuerpos, al atravesar las tobas no soldadas de la base, las transformaron en vidrio volcánico oscuro y denso en una franja de medio metro de ancho. En otros lugares, los gases que se desprendían de estos domos e intrusivos provocaron una alteración fumarólica en las tobas que invadían.

El Volcán Serkhe

Al sur del Complejo Huaricunca se encuentra el Volcán Serkhe, un volcán relativamente pequeño y de forma típicamente cónica. Su formación fue precedida por la erupción de una toba dacítica de 3 m de espesor interestratificada en areniscas tobáceas. Las lavas que se derramaron encima, formando el cono, son dacitas porfídicas con hornblenda muy parecidas a las del Complejo Huaricunca. Salvo la exposición ocasional de algunas brechas, la secuencia de lavas es bastante monótona. La ocurrencia de un gran cráter y de un depósito de avalancha de detritos dispuesto en forma de abanico en el flanco orientado del edifico volcánico, indican que este cono fue destruido parcialmente por una gran explosión volcánica. Una muestra de la avalancha de detritos fue datada en 5.7 Ma por Lavenu et al., (1989).

La última fase de actividad magmática del Volcán Serkhe está representada por la extrusión de un complejo de domos, también de composición dacítica, emplazados en la parte central del edificio parcialmente destruido. Estos domos han atravesado el depósito de avalancha de detritos, y en su ascenso, asimilaron bloques de grandes dimensiones de la formación Abaroa que subyace en profundidad.

LAS AREAS DE ALTERACION HIDROTERMAL

Imágenes de satélite Thematic Mapper (TM)

Para la selección de blancos de exploración se prepararon dos imágenes TM, realzadas por computador, a escala 1:250,000 del segundo cuadrante de la imagen del Landsat TM P002/R072. En una imagen se combinaron las bandas 5,4,1 y en la otra los cocientes 5/7, 3/1, 4/3. Algunos detalles del procesamiento de estas imágenes fueron dados a conocer por Jiménez et al., (1991) y Re Kuhl y Eiswerth (1991). La imagen procesada con las bandas 5,4,1 ha permitido realzar las áreas con minerales de arcilla y otros que tienen como componente Al-OH. Además, esta combinación de bandas tiene la cualidad de proporcionar importante información litológica.

La imagen de razones 5/7, 3/1, 4/3 tiene como objetivo discriminar con mayor realce las áreas de alteración hidrotermal. Con esta combinación resaltan en color amarillo todas las áreas que contienen minerales de alteración hidrotermal tales como la alunita, illita y caolín, mientras que en tonalidades de verde aparecen las áreas donde predominan los hidróxidos de hierro. La vegetación altiplánica, muy abundante en la zona, aparece en color magenta.

Cinco áreas de alteración de diverso tamaño fueron identificadas por este medio en la faja volcánica del Mioceno superior (Fig. 2). Dos de ellas en el Volcán Antajavi, y las otras tres ubicadas respectivamente en la cumbre del Volcán Huaricunca, en el centro eruptivo Laramkahua y en el Volcán Serkhe. Todas ellas presentan un color amarillo verdoso que indica la presencia de arcillas e hidróxidos de hierro. Este color es algo diferente del amarillo brillante del prospecto La Española (ver capítulo IV-D) en el que la alteración sericítica, argilitizada por meteorización, es la más extendida.

Estas cinco áreas fueron revisadas en el terreno para evaluar su potencial minero. Pese a que gran parte de ellas eran de propiedad de diferentes empresas mineras desde tiempo antes de iniciar la investigación, la información previa era inexistente.

Prospectos del Volcán Antajavi

Prospecto El Norteño

El prospecto El Norteño se encuentra en la parte superior de los cerros Antajavi y Amani Sirca (Fig. 2), abarcando un área extensa en la que las rocas dacíticas fueron alteradas hidrotermalmente con formación de caolinita e hidróxidos de hierro. Una capa de coluvio, con abundante limonita, recubre parcialmente las rocas alteradas, cabe hacer notar la ocurrencia de vetas de cuarzo, cuyo espesor varía de pocos centímetros hasta casi 4 m. Por otra parte, existen rodados de brechas cuya matriz, impregnada de limonita y jarosita, envuelve clastos de roca silicificada y caolinizada.

Las escasas muestras geoquímicas de roca recolectadas en este prospecto han dado valores muy bajos de oro y plata (0.01 ppm Au y 0.5 ppm Ag). No obstante, es recomendable la prosecución de trabajos de exploración, especialmente para evaluar el potencial de las áreas cubiertas por coluvio.

Prospecto Aguas Claras

Una zona de alteración hidrotermal, denominada Prospecto Aguas Claras, se encuentra en las laderas de los valles de dos rios que han disectado el flanco oriental del Volcán Antajavi (Fig. 2). Su extensión es reducida, apareciendo en las imágenes TM como una pequeña mancha amarilla. Este prospecto está poco explorado.

Las rocas que fueron alteradas a sílice opalina en un amplio sector son lavas dacíticas biotíticas y lahares interestratificados. El corte hecho por el río revela que este tipo de alteración tiene forma de costra por debajo de la cual las rocas están cloritizadas en una zona relativamente extensa. En medio de la zona cloritizada se encuentra una serie de estrechas fracturas, algunas de las cuales presentan un halo central con cuarzo y pirita, que pasa a un halo de cuarzo-alunita, que a su vez pasa a un halo de cuarzo-caolinita. Aunque las muestras geoquímicas de roca analizadas no detectaron concentraciones de metales preciosos, por las características observadas en el terreno, esta zona de alteración debería ser estudiada con mayor detalle.

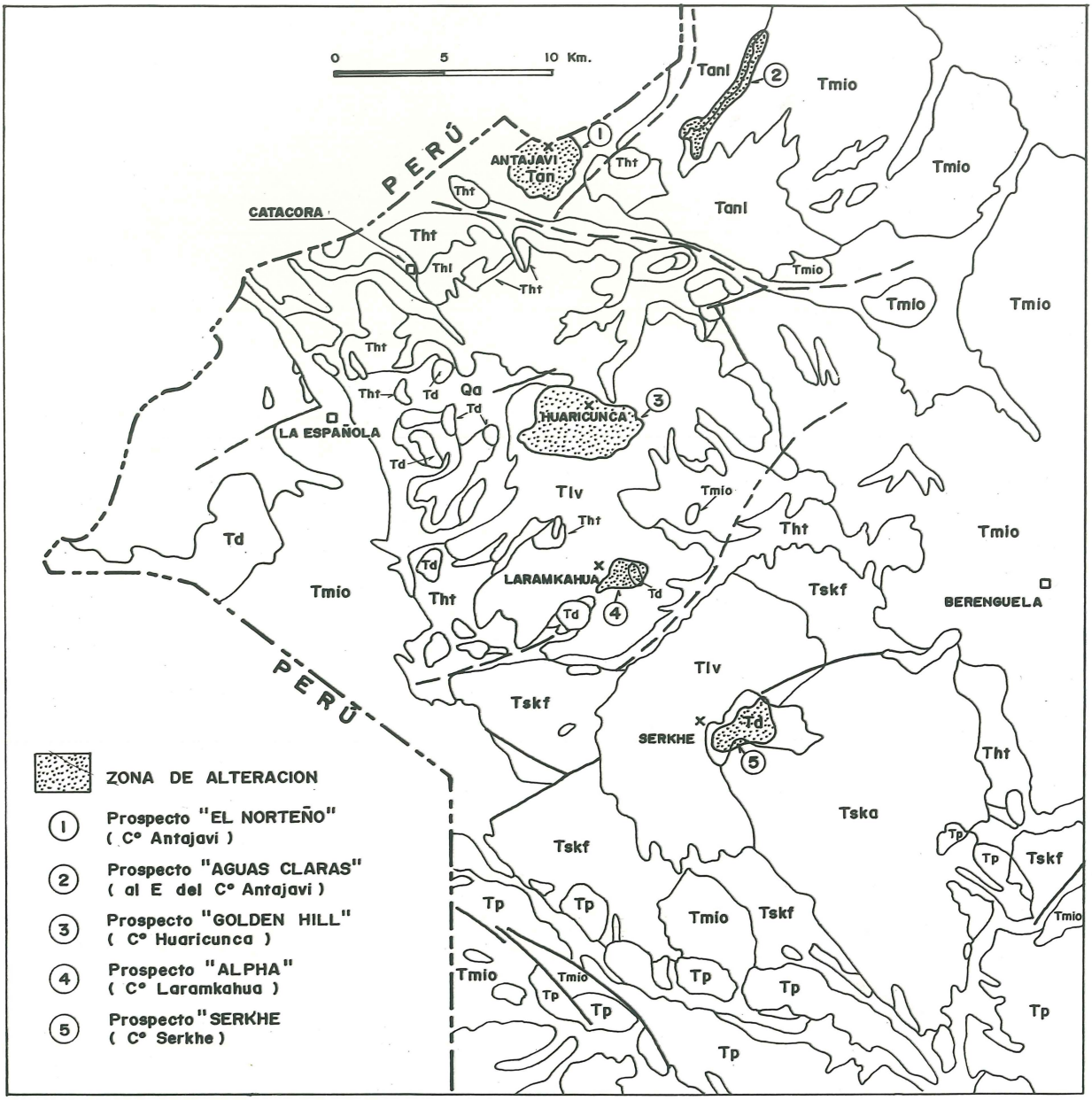


Figura 2.— *Zonas de alteración hidrotermal asociadas con los centros volcánicos del Mioceno superior de la región de Berenguela.*

Prospectos del Complejo Huaricunca-Laramkahua

Prospecto Golden Hill

El prospecto Golden Hill (Fig. 2) es el de mayor extensión de los revisados en esta investigación. Situado en la parte superior del Volcán Huaricunca, abarca un área aproximada de 10 km² fuertemente disectada por la erosión glacial. Una zona de alteración silícica en forma de costra, tal como en el prospecto Aguas Claras, ha afectado a las coladas de lava y sus brechas basales. Por encima, una capa de coluvio impregnada con hidróxidos de hierro y arcillas recubre en gran parte la roca silicificada y las laderas empinadas de los valles. La muestra datada en 5.7 Ma (ver capítulo IV-A) proviene de una colada de lava sin alterar sobrepuesta a esta zona alterada. Por debajo de la zona silicificada la roca parece estar sericitizada aunque los afloramientos son escasos. En uno de los valles se encontraron dos vetas de cuarzo de 4 m de espesor con pirita diseminada.

Los análisis geoquímicos de sedimentos de río dieron valores hasta de 0.3 ppm de oro y 56 ppm de plata. Las muestras de roca silicificada tienen contenidos de 0.01 ppm de oro y 0.4 de plata.

Prospecto Alpha

El prospecto Alpha se halla en el centro eruptivo Laramkahua, caracterizándose por presentar una amplia zona de alteración fíllica, con la asociación cuarzo-sericita-pirita, que ha afectado a las lavas dacíticas de este centro eruptivo y a un cuerpo intrusivo que aflora en el extremo este de la zona alterada. En los sectores fuertemente oxidados la arcilla y los minerales de hierro como la jarosita, limonita, y goethita toman el lugar de la sericita y pirita. Una alteración clorítica de forma irregular afectó a las rocas adyacentes pero fue atravesada por intrusivos más jóvenes no alterados. Los análisis de las muestras geoquímicas de roca no han detectado contenidos de metales preciosos.

Prospecto del Volcán Serkhe

El prospecto del Volcán Serkhe (Fig. 2) está constituido por una extensa área de alteración hidrotermal desarrollada en el complejo de domos del núcleo del volcán. Una estrecha zona silicificada pasa gradualmente a zonas irregulares de alteración sericítica débil, que en lugares, han sido intensamente caolinizadas. Un halo externo de alteración clorítica se ha extendido lo suficiente como para afectar la mayor parte del complejo de domos, en tanto que las lavas de las paredes interiores del cono semidestruido están impregnadas por hidróxidos de hierro.

Los análisis geoquímicos de roca no revelan contenidos de metales preciosos en este prospecto. Un pequeño socavón que exploró la zona silicificada no parece haber encontrado minerales metálicos en profundidad. Sin embargo, la mayor parte del área alterada está sepultada por una gruesa capa de detritos, siendo recomendable una exploración de estos sectores cubiertos.

EVALUACION DEL POTENCIAL MINERO

Por las características de los prospectos anteriormente descritos es evidente que los sistemas hidrotermales existentes en esta faja volcánica están poco erodados y, por lo tanto, expuestos sólo en su parte superior. Dos de ellos, los prospectos Golden Hill y Aguas Claras, exhiben rasgos de haber estado sometidos a flujo lateral, tal como lo prevé el modelo de terrenos volcánicos andesíticos de Henley (1985). Los otros tres, relacionados a intrusivos, domos, y lavas, parecen representar zonas algo más profundas del sistema donde se encuentran los estrechos conductos alimentadores de la silicificación superior.

Un modelo genético elaborado en base a los rasgos descritos en estos prospectos está esquematizado en la figura 3. En este modelo, las capas de alteración silícica de los prospectos Golden Hill y Aguas Claras se habrían formado en el nivel freático debido a la combinación de fluidos hidrotermales ascendentes y agua meteórica. Por debajo, vetas de cuarzo en medio de roca sericitizada y cloritizada podrían ser las prolongaciones superiores de cuerpos mineralizados residiendo en profundidad. Por lo tanto, pese a que los análisis geoquímicos de las muestras recolectadas en los prospectos estudiados no han encontrado contenidos apreciables de metales preciosos, las características

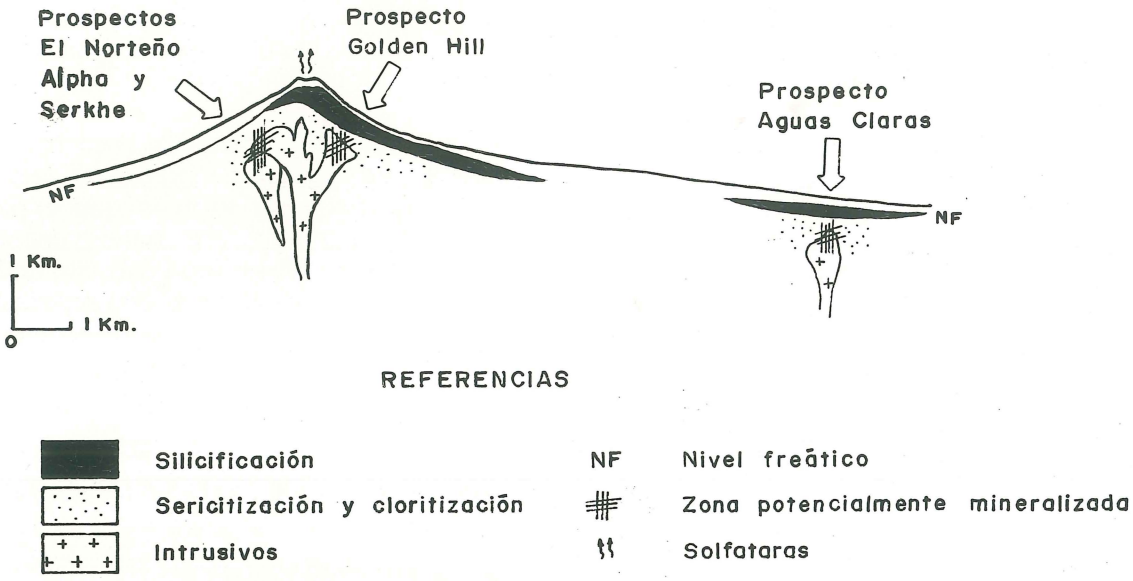


Figura 3..— *Modelo genético de los depósitos epitermales de la faja volcánica del Mioceno superior de Berenguela en base al modelo general de Henley (1985).*

geológicas observadas alientan trabajos de exploración en profundidad.

REFERENCIAS CITADAS

Henley, R. W., 1985, The framework of epithermal deposits, in Geology and geochemistry of epithermal systems, B. R. Berger and P. M. Bethke eds.: Reviews in Economic Geology, v. 2, p. 1-24.

Jiménez, N., Lizeca, J. L., Murillo, F., Sanjinés, O., Barrera, L., y Flores, O., 1991, Aplicación de métodos de percepción remota en el estudio geológico del área Berenguela-Charaña, Bolivia: Resúmenes del Seminario-Taller "Percepción Remota Aplicada a la Investigación Geológica", Agosto de 1991, La Paz, Bolivia.

Lavenu, A., Bonhomme, M. G., Vatin-Perignon, N., y De Pachetere, P., 1989, Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16°S and 18°S: Stratigraphy and K/Ar geochronology: Journal of South American Earth Sciences, v. 2, p. 35-47.

Re Kuhl, G., y Eiswerth, B., 1991. Exploración integral de minerales preciosos en Los Andes Centrales de Bolivia a través de imágenes satelitarias e información espectral: Actas del 6° Congreso Geológico Chileno, v. 2, Resúmenes expandidos, p. 298-301.

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 93-104

D.— GEOLOGIA DEL PROSPECTO LA ESPAÑOLA

por Luis Barrera I., Orlando Sanjinés V., Fernando Murillo S.,
Néstor Jiménez Ch., y José Lizeca B.
Servicio Geológico de Bolivia.

Albert H. Hofstra, y Richard F. Hardyman
U.S. Geological Survey

INTRODUCCION

El Prospecto La Española se halla localizado en la Provincia José Manuel Pando del Departamento de La Paz (17°13' de latitud S-69°32' longitud W), aproximadamente a 30 km al nor-noroeste del punto fronterizo tripartito entre Bolivia, Chile, y Perú, y a unos 187 km al sudoeste de la ciudad de La Paz (Fig. 1). El prospecto, forma parte del arco magmático Neógeno-Cuaternario de los Andes occidentales de Bolivia. En este prospecto se encuentran las minas Santa Rosa y Kollota, explotadas por plata durante la colonia española. Actualmente la empresa EXPROMIN S.A. propietaria del prospecto se encuentra realizando estudios de exploración, en las extensas zonas de alteración hidrotermal y mineralización tipo stockwork, donde se encuentran valores anómalos de oro y plata.

La información sobre este depósito, es escasa, y se restringe a estudios llevados a cabo por EXPROMIN, y otros realizados por el Proyecto TDP-USGS-GEOBOL (Soria-Escalante y Terrazas, 1992), y el Proyecto BID-USGS-GEOBOL (Barrera-Iriondo, 1992). El presente trabajo incluye el mapa geológico a escala 1:50,000, mapeo a semidetalle a esacala 1:10,000, y estudios de laboratorio que incluyen determinaciones petrográficas, petrológicas, mineralógicas, geocronológicas, geotermométricas, geoquímicos de elementos traza, y análisis de Rayos X. Estos estudios han contribuido a la elaboración de un modelo genético del Prospecto La Española.

MARCO GEOLOGICO

Las unidades litoestratigráficas que se desarrollaron en la región durante el Oligoceno superior - Mioceno medio, son el producto de períodos sucesivos de sedimentación continental alternados con períodos de actividad magmática. Las rocas más antiguas que afloran en el área, del prospecto conforman el denominado Miembro inferior de la Formación Abaroa, que es estratigráficamente equivalente al Miembro inferior de la Formación Mauri expuesto hacía el este en la región de Berenguela (Ver Capítulo IV-A, este informe). En su parte basal, este miembro esta constituido por areniscas arcósicas intruidas por sills andesíticos. Suprayacen conglomerados volcanoclásticos, groseramente estratificados con clastos de rocas volcánicas andesíticas, lahares, constituidos por clastos de rocas andesíticas en

una matriz volcanoclástica, intercaladas con canales de brechas de flujo y lavas andesíticas. Estas últimas contienen fenocristales de piroxenos, plagioclasas, nódulos y vetillas de calcita. Esta secuencia está afectada por diques riolíticos, ricos en cuarzo y biotita, los cuales por su distribución espacial parecen ocupar zonas de fracturas radiales relacionadas al emplazamiento de los cuerpos intrusivos (Fig. 2). Dataciones radiométricas obtenidas de diferentes niveles del Miembro inferior de la Formación Abaroa indican un rango de edad entre los 13.5 a 20.8 Ma (Everden et al., 1977; Lavenu et al., 1989).

El Miembro superior de la Formación Abaroa (Fig. 2), yace en discordancia erosiva sobre el Miembro inferior, y se encuentra constituida por lahares con bloques de rocas dacíticas, desde 2 cm a 5 m de diámetro, en una matriz volcanoclástica. Este miembro es estratigráficamente equivalente al Miembro superior de la Formación Mauri (Ver Capítulo IV-A, este informe). En el área del prospecto La Española los lahares están intruidos por múltiples cuerpos subvolcánicos de composición dacítica y textura porfídica, agrupados bajo la denominación de Complejo Intrusivo Dacítico, considerado como parte de este miembro.

La sucesión de los distintos cuerpos subvolcánicos, ha sido establecida en base a criterios geológicos, como tipo de roca incluida en otra más joven, tipo de alteración que las afecta, contenido mineralógico, relación matriz - fenocristales, y presencia de cavidades miarolíticas con cuarzo drúsico. A partir de estos criterios se ha logrado definir al menos cinco generaciones de cuerpos intrusivos (Tid 1-4, Tid-H, Fig. 2), y 2 generaciones de tapones ("plugs") y diques dacíticos (Tid 5-6, Fig. 2). Sin embargo, en muchos casos estos criterios no han sido posibles de aplicar, impidiendo de esta forma establecer las relaciones espacio - tiempo entre algunos cuerpos.

Edades radiométricas K/Ar fueron determinadas para dos de los cuerpos subvolcánicos. Una muestra tomada en la parte noroeste del Cerro Jichu Cunca analizada en biotita da una edad de 11.8 $\pm$ 0.8 Ma y otra en el Cerro Milluni, en hornblenda dió una edad de 11.2 $\pm$ 0.7 Ma (Reedwood and Macintyre, 1989 en Soria-Escalante y Terrazas, 1992).

Los eventos tectónicos reconocidos en Perú y Bolivia (Sebrier et al., 1988), pertenecientes al Ciclo Andino, han afectado a la Formación Abaroa. El primero de estos eventos corresponde a un solevantamiento, evidenciado por una importante ruptura del ciclo sedimentario del Miembro inferior de la Formación Abaroa, ocurrido alrededor de los 18 Ma (Ver Capítulo IV-A, este informe). Posteriormente, un segundo evento tectónico de deformación de mayor intensidad (Fase Quechua III) afectó al área de estudio provocando los plegamientos y fallamientos con rumbos noroeste y Este en las rocas de la Formación Abaroa. Este último evento tectónico también afectó al Complejo Intrusivo, provocando fallamientos de alto ángulo con rumbos Este y Norte.

PETROLOGIA DE LAS ROCAS IGNEAS

Los sills y flujos de lava se hallan constituidos por fenocristales de plagioclasas (andesina-labradorita), piroxenos (augita), cuarzo como mineral accesorio, y pirita, hematita, circon, apatito, epidota, calcita. La matriz se halla constituida por vidrio volcánico (traquitoidea). Los diques de composición riolítica, están constituidos por fenocristales de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico, piroxeno (augita), la matriz se halla devitrificada a microcristalitos de plagioclasa.

Las rocas ígneas del Complejo Intrusivo son pórfidos dacíticos, constituidos por fenocristales de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesina), hornblenda y biotita, con piroxeno como el mineral accesorio. La matriz se halla devitrificada a microcristalitos de plagioclasa, frecuentemente moteada por pseudomorfos de óxidos de hierro.

Los pórfidos andesíticos estan constituidos por cuarzo, plagioclasa (andesina), hornblenda y biotita, con pseudomorfos de óxidos de hierro, piroxenos (augita), en una matriz devitrificada a microcristalitos de plagioclasa.

De acuerdo a los resultados de análisis químicos de roca total, las rocas del Miembro inferior de la Formación Abaroa en el diagrama Total alcalis vs. sílice (Zanettin, 1984, Fig. 3), se hallan ubicadas en el campo de andesitas basálticas, traquiandesitas, y tefrita basanita. En cambio se puede observar la variación en la composición de las rocas del Complejo Intrusivo (Fig. 3), donde se hallan ubicadas en el límite entre

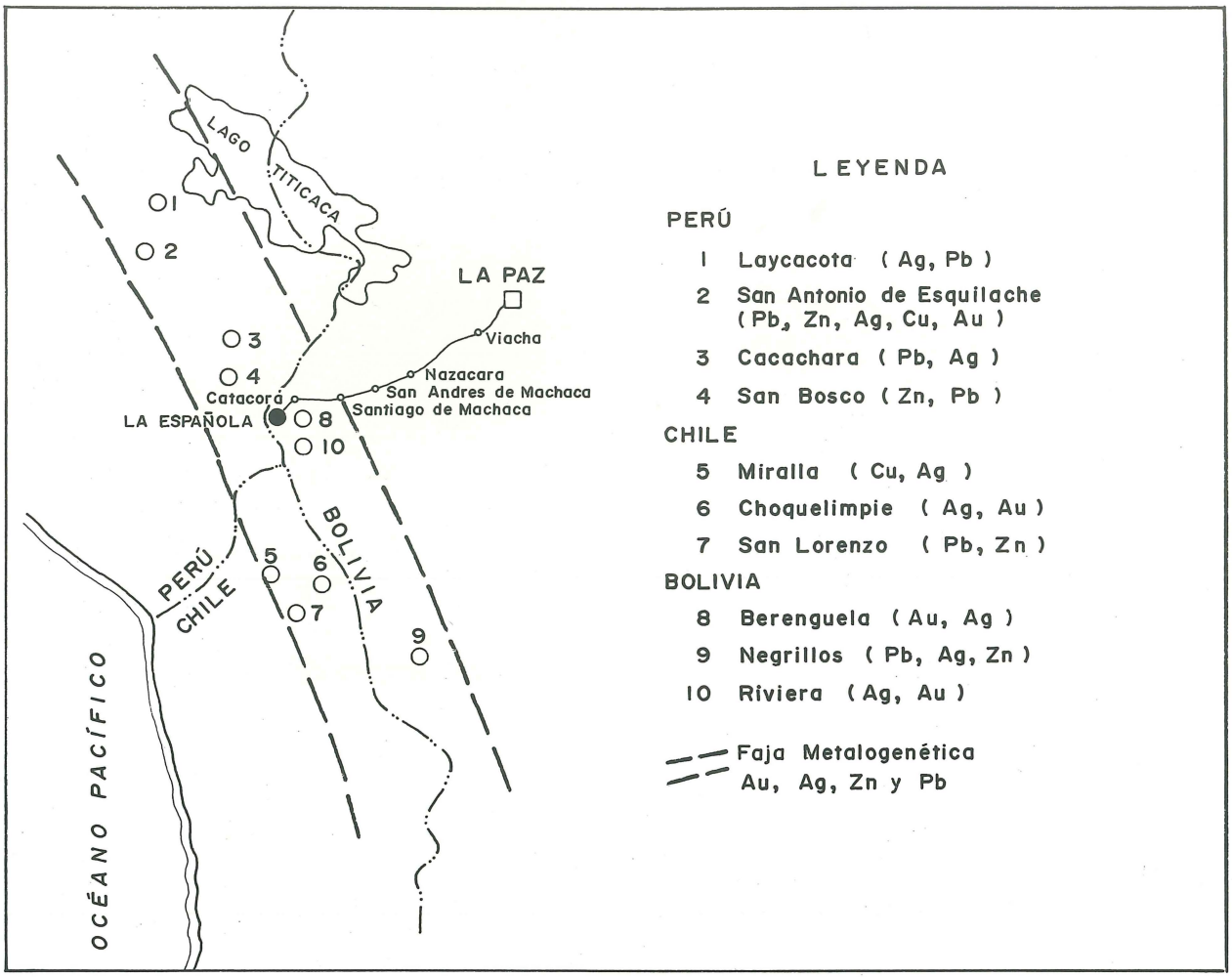


Figura 1.— *Mapa de ubicación del prospecto La Española.*

las traquiandesitas, traquidacitas, andesitas y dacitas. Estas rocas pertenecen a la serie calcoalcalina rica en potasio, característica de márgenes activos de subducción (Fig. 4), a diferencia de las rocas del Miembro inferior de la Formación Abaroa que pertenecen a la serie shoshonitica (Fig. 4).

La saturación en sílice del Complejo Intrusivo (59.4 a 65.2 % peso), se sustenta en los altos valores de cuarzo normativo (12.43 - 25.25 % volumen) y a los valores de Niggli Q^+ positivos (12.49 - 38.57 % volumen). Las características peraluminosas se pone de manifiesto por los altos valores de Al_2O_3 (15.3 a 17.2 % peso), expresados en la presencia de corindón normativo (0.01-3.96 % volumen), hecho que lo diferencia de las lavas andesíticas (Formación Abaroa Miembro inferior), poco saturadas en sílice (43.3 a 52.4 % peso), por los valores de cuarzo normativo obtenidos (3.88 - 17.55 % volumen).

La geoquímica de óxidos mayoritarios, indican que el proceso principal en la evolución del magma que originó las rocas del área de estudio fue la cristalización fraccionada controlada por la plagioclasa, biotita, hornblenda y piroxeno.

GEOLOGIA ECONOMICA

Alteración hidrotermal

En el Prospecto La Española se observan varios tipos de alteración hidrotermal, algunas de las cuales presentan características de sistemas tipo pórfido rico en Au, y sistemas epitermales tipo sulfato-ácido y sericita-adularia.

Alteración cuarzo-sericita-pirita (QSP)

Zonas de alteración cuarzo-sericita con abundante pirita (cuarzo-sericita-pirita), afecta a las rocas del Complejo Intrusivo Dacítico, en especial a los cerros San Gerónimo y Jichu Cunca (Fig. 5). Como producto de esta alteración, existe un reemplazamiento total de los fenocristales de minerales máficos y feldespato potásico y parcial de las plagioclasas, a sericita. La alteración QSP se encuentra formando estrechos halos, desarrollados a lo largo de zonas de fractura, observados en las minas Santa Rosa, Kollota y las Vetas Tarutani (Fig. 5).

En el sector de la Mina Kollota, la alteración QSP se presenta desarrollando halos de 10 a 25 m, limitando lateralmente al halo de alteración de sílice vesicular ("vuggy silica") y cuarzo-alunita. De manera similar en la Mina Santa Rosa, este tipo de alteración se encuentra en estrechos halos en las salvandas de las estructuras, mientras que en las Vetas Tarutani, las estructuras se hallan asociadas lateralmente a halos de alteración QSP de 4 a 10 cm de ancho, la misma que pasa gradualmente a una alteración propilítica.

La asociación QSP, ha sido confirmada mediante difracción de Rayos X, que además permitió identificar la presencia de yeso, caolinita y feldespatos potásicos. La presencia de yeso es posiblemente producto de la hidratación de la anhidrita primaria. Además la existencia de restos de feldespatos potásicos y yeso es característico de altas temperaturas correspondiente a zonas potásicas de sistemas porfídicos (Rose y Burt, 1979).

Alteración sulfato-ácido

Varias zonas de alteración de tipo sulfato-ácido se encuentran presentes en el tope del Cerro San Gerónimo (Fig. 5). Se han identificado dos tipos de alteración sulfato-ácido sobrepuesta a la alteración QSP. El primer tipo de alteración, de sílice vesicular ("vuggy silica"), consiste de sílice residual reemplazando en forma penetrativa a la matriz y a los minerales originales tras una intensa lixiviación de la roca original. El segundo, de cuarzo-alunita, esta caracterizado por una asociación mineralógica constituida por diminutos cristales de cuarzo, alunita y pirita.

En el sector oeste del Cerro San Gerónimo, se observan dos zonas afectadas por alteración sulfato-ácido. La zona de mayor importancia económica, se encuentra en la Mina Kollota (Fig. 5), donde la alteración ha afectado intensamente a las rocas dacíticas del Complejo Intrusivo, a lo largo de una zona de fracturación de rumbo general Este, con desarrollo de un halo de 2 a 4 m, de ancho. La segunda zona, ubicada en la cumbre y la ladera occidental del Cerro San Gerónimo, consiste de alteración de sílice vesicular ("vuggy silica"), que pasa abruptamente hacia alteración QSP. Ocasionalmente se observa un cambio gradual hacia una alteración de cuarzo-alunita. Determinaciones por difracción de Rayos X en muestras obtenidas tanto en la Mina Kollota como en la cumbre del Cerro San Gerónimo, indican la presencia de caolinita y pirofilita. Esta última sugiere temperaturas mayores a los 280°C (White y Hedenquist, 1990). Finalmente en la Mina de Santa Rosa, ubicada en el sector sud del Cerro Jichu Cunca, se observa una intensa alteración sulfato-ácido, caracterizada por silicificación a lo largo de fracturas de rumbo N45°E, y una brecha hidrotermal con fragmentos de rocas afectadas por alteración de sílice vesicular ("vuggy silica").

En síntesis, las características geológicas, la morfología de las zonas alteradas, y los productos de alteración, que incluyen la presencia de sílice vesicular ("vuggy silica"), cuarzo-alunita, caolinita y pirofilita, son diagnósticos de sistemas epitermales del tipo sulfato-ácido. Además la ausencia de sílice opalina y cuarzo calcedónico, que se encuentra habitualmente en la parte superior de los sitemas tipo sulfato-ácido, implica que el sistema fue afectado por una significativa erosión, observándose actualmente sólo la zona de cuarzo-alunita, ubicada a una relativa profundidad en el sistema tipo sulfato-ácido (Rye et al., 1991).

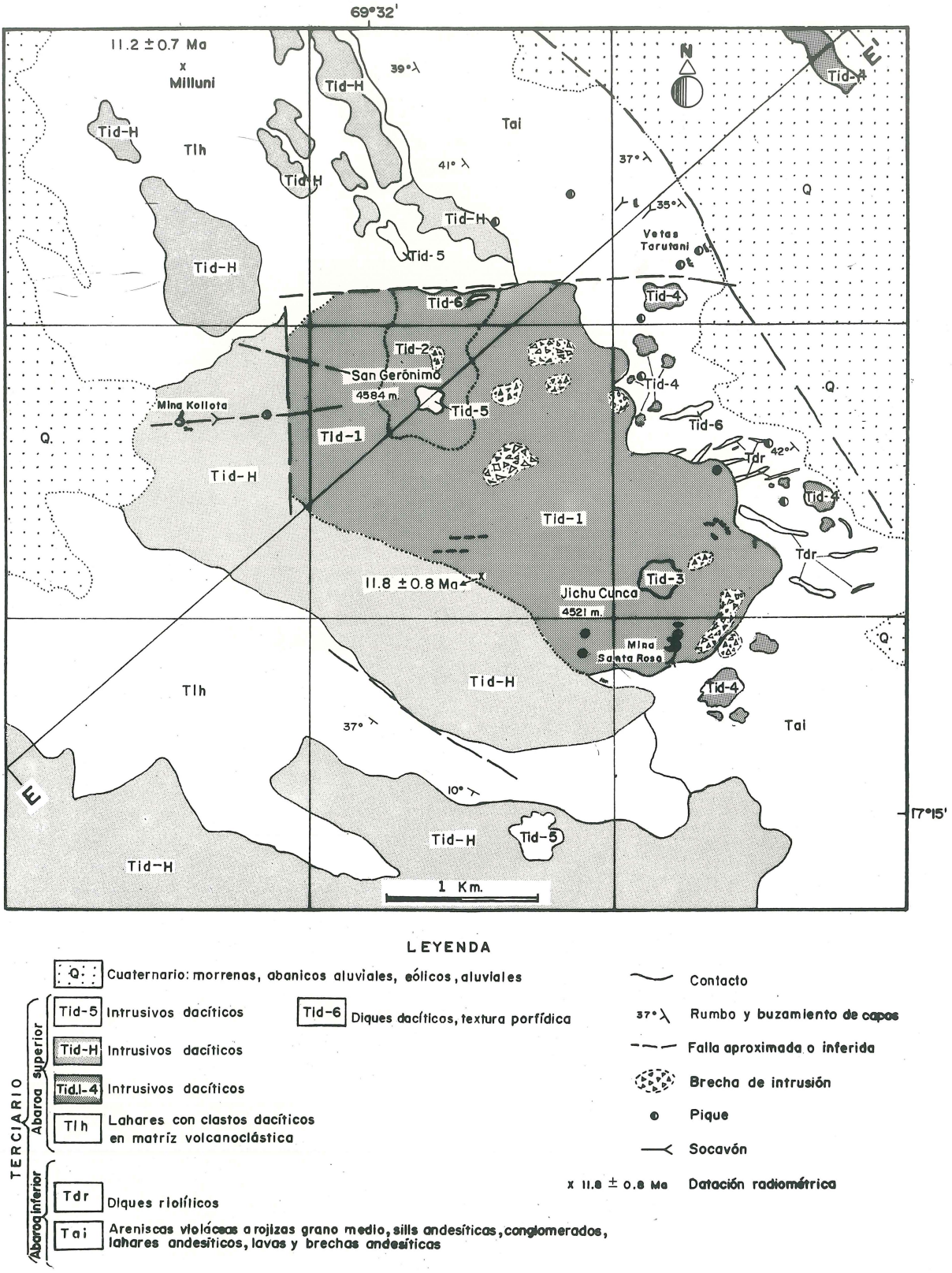


Figura 2.— Mapa geológico del prospecto La Española

Alteración propilítica

La alteración, propilítica se encuentra formando un amplio y bien desarrollado halo que bordea y limita a la alteración cuarzo-sericita-pirita, en los márgenes del Complejo Intrusivo del Miembro superior de la Formación Abaroa, y en las rocas de la Formación Abaroa Miembro inferior (Fig. 5). La asociación mineralógica de este tipo de alteración se halla caracterizada por la presencia de clorita-calcita-pirita-cuarzo-epidota. La clorita, calcita, y epidota se formaron por la alteración de los minerales máficos y plagioclasa de las rocas ígneas. Esta alteración se considera como débil, y su origen se debe principalmente al efecto de circulación de aguas metéoricas durante los procesos de alteración hidrotermal.

Descripción de los depósitos

La explotación minera del prospecto La Española data de la época de la colonia española, observandose diversas labores mineras como las minas Santa Rosa y Kollota. La mineralización está asociada a estructuras tipo stockwork, vetas y diseminación pertenecientes a sistemas porfídicos y epitermales de tipo sulfato-ácido y adularia-sericita.

Depósitos tipo stockwork

Durante los trabajos de prospección realizados por EXPROMIN S.A., se identificaron cuatro zonas con mineralización tipo stockwork, a las que se sumó una quinta, definida durante la presente investigación. Dos de estas zonas se encuentran en la ladera noreste del Cerro San Gerónimo y las tres restantes en las laderas noreste, este y oeste del Cerro Jichu Cunca, (Fig. 5), y todas ellas contienen interesantes concentraciones de oro. Estas zonas pueden ser divididas en dos grupos, el primero de los cuales esta constituido por vetillas de cuarzo con pirita diseminada, mientras que el segundo consiste unicamente de vetillas de cuarzo (ladera noreste del Cerro Jichu Cunca). Los espesores y la dirección de las vetillas son variables. Las concentraciones de oro en las estructuras parecen estar controladas por la cantidad de cuarzo introducido; es decir, que las vetillas más anchas contienen mayores concentraciones de oro. Además, muestreos de drenajes realizados por EXPROMIN, confirmaron la presencia de partículas de oro detrítico de hasta 3 mm, de longitud al pie de la ladera noreste del Cerro San Gerónimo. Esta ocurrencia sugiere que el oro en las zonas de stockwork es de grano grueso.

Análisis geoquímicos de muestras de roca y suelo en las zonas ubicadas en la ladera noreste del Cerro San Gerónimo, y en la ladera este del Cerro Jichu Cunca, determinaron valores de oro entre 50 y 1,700 ppb, siendo comunes los valores entre 200 y 700 ppb. Los valores de oro se correlacionan con la concentración de 0.5 a 20 ppm Ag, 0.16 % Cu, 146.8 ppm As y 30 ppm Sb.

El marco geológico, la mineralogía, y las características geoquímicas definidas en estas zonas, son muy similares a las descritas por Vila y Sillitoe (1991), para los sistemas de tipo pórfido ricos en oro de la región de Maricunga, Chile.

Mina Kollota

La Mina Kollota, que esta ubicada en la parte este del Cerro San Gerónimo, esta desarrollada a lo largo de una zona de fracturas con rumbo Este-Oeste (Fig. 5). Muestras de sílice vesicular ("vuggy silica"), no oxidadas, frecuentemente contienen cristales de pirita de hasta 1 mm de tamaño en forma diseminada, y ocasionalmente cristales de baritina de hasta 2 cm de tamaño, rellenando espacios abiertos. En muestras tomadas de los desmontes se observan restos de vetillas rellenadas por baritina y enargita. Análisis geoquímicos realizados por EXPROMIN S.A. determinaron concentraciones de oro de hasta 2 ppm.

Tanto por las características geológicas como por la asociación mineralógica, se distinguen dos etapas paragenéticas: una temprana representada por la alteración sulfato-ácido y la otra tardía de cuarzo - pirita $\pm$ baritina $\pm$ enargita $\pm$ oro, permitiendo clasificar al depósito como del tipo sulfato-ácido o de sistemas de alta sulfuración (Heald et al., 1987; Hedenquist, 1987).

Mina Santa Rosa

Esta Mina se halla ubicada en la parte sur del Cerro Jichu Cunca (Fig. 5), donde se observan labores mineras de la época de la colonia española. Los trabajos estan desarrollados a lo

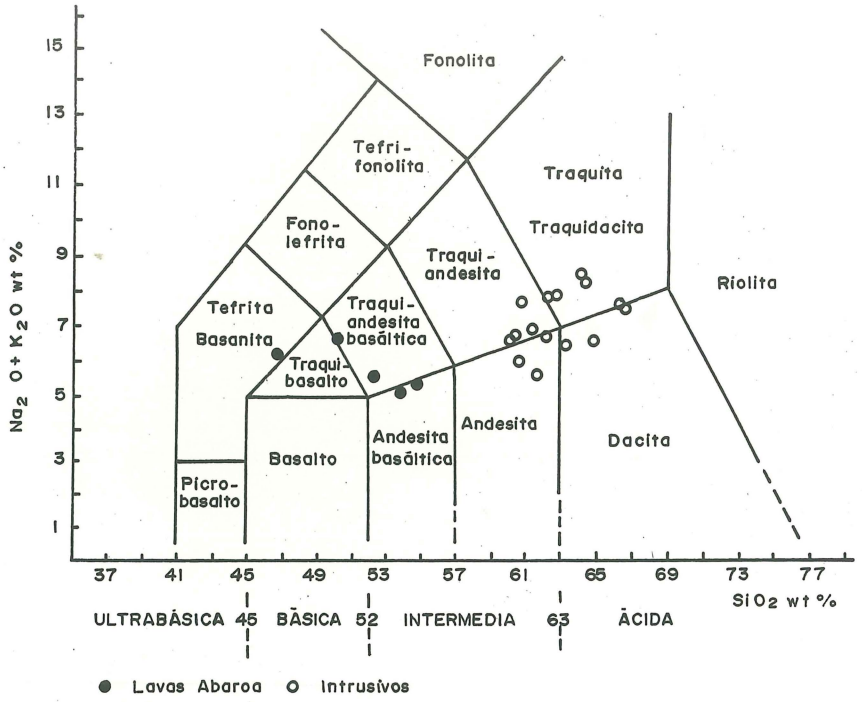


Figura 3.-- *Diagrama del total de álcalis vs. sílice (TAS). Según Zenettin (1984).*

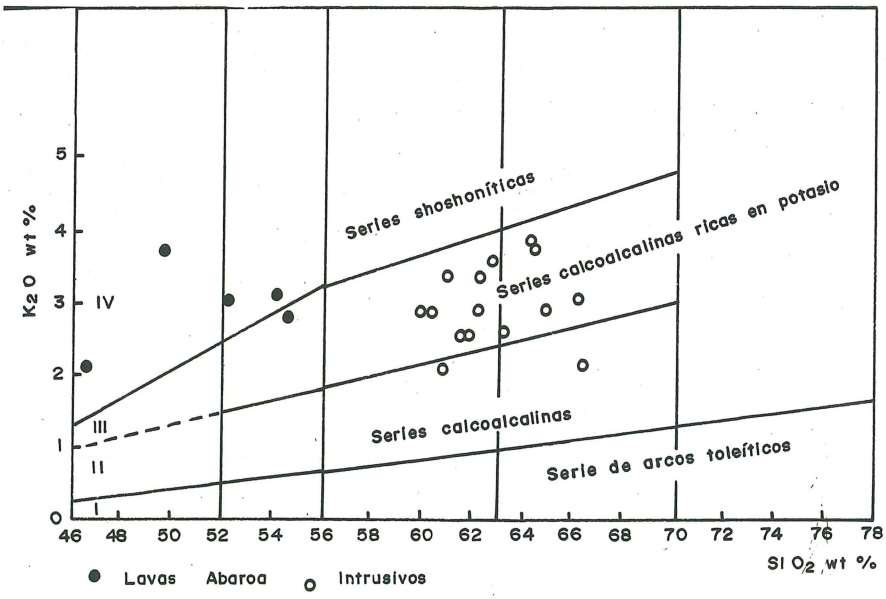


Figura 4.— *Diagrama de series magmáticas. Según Peccerillo y Taylor (1976).*

largo de fracturas donde se observan zonas silicificadas con diseminación de pirita. Estas estructuras tienen un rumbo aproximado N45°E, y estan ubicadas en la zona de alteración de cuarzo-sericita-pirita (QSP). La silicificación consiste de cuarzo calcedónico que localmente rellena espacios remanentes en brechas afectadas anteriormente a la alteración QSP, por lo tanto, los eventos de mineralización y silicificación de la Mina Santa Rosa, parecen ser más jóvenes que la alteración cuarzo-sericita-pirita (QSP). En muestras tomadas de los desmontes se observan brechas que contienen fragmentos de sílice vesicular ("vuggy silica"), cementados por granos finos, terrozos de cuarzo y pirita, y vetillas de esfalerita ± galena ± con presenciade cristales (<2 mm) de sulfosales gris oscuras de Pb-Ag-Sb, en una ganga de cuarzo, pirita y baritina.

Análisis geoquímicos multielementales de las muestras obtenidas de los desmontes de la Mina Santa Rosa, determinaron concentraciones de hasta 1.02 ppm Au y 25.6 ppm Ag.

La mineralización de la Mina Santa Rosa presenta características muy similares a la mineralización epitermal de tipo sulfato-ácido descrita en la Mina Kollota. Las diferencias más notables son el incremento en la silicificación, mineralización de metales base y la escasa presencia de alunita y caolinita en la Mina Santa Rosa. Es de notar que la intensa silicificación, abundante diseminación de pirita y presencia de cristales de baritina, son características importantes de sistemas epitermales del tipo sulfato-ácido, (Hofstra et al., en prensa).

Vetas Tarutani

Estas vetas se hallan ubicadas en el flanco noreste del Cerro San Gerónimo (Fig. 5). Estan emplazadas en las andesitas del Miembro inferior de la Formación Abaroa. Consisten de calcopirita, galena y esfalerita en una ganga de cuarzo y pirita. Los cristales de los sulfuros son de tamaños menores a los 5 mm, mientras que los cristales de cuarzo varían entre 1 y 3 cm.

Análisis geoquímicos multielementales, realizados en muestras obtenidas de estas vetas, indican concentraciones de hasta 0.06 ppm Au, 30.4 ppm Ag, y 1.3 % Cu. Si bien no se detectó la presencia de adularia en estas vetas, el tipo de alteración y mineralización presenta características muy similares al tipo adularia-sericita, comúnmente desarroladas en los márgenes de sistemas porfídicos (Margolis et al., 1991).

Edad de la alteración/mineralización.

Estudios geocronológicos realizados en el prospecto La Española, muestran que la edad de la alteración/mineralización es de 10.2 ± 0.3 Ma. Esta edad fue obtenida en una muestra de alunita de la cumbre del Cerro San Gerónimo. En consecuencia, los eventos de alteración y mineralización de La Española son sucesivos a la actividad intrusiva, existiendo un intervalo de aproximadamente 1 Ma entre la actividad ígnea y el episodio de alteración y mineralización.

Geotermometría

El método geotermométrico utilizado en el presente estudio fue el estudio de inclusiones fluidas en fenocristales de cuarzo, componente primario de las rocas ígneas que posteriormente fueron alteradas por procesos hidrotermales, y en cristales de baritina. Las muestras objeto del presente estudio fueron recolectadas de las diferentes zonas de alteración que ocurren en los cerros San Gerónimo y Jichu Cunca, y de una veta de baritina en la Mina Kollota.

Las inclusiones fluidas estudiadas, en general, corresponden al tipo genético denominado, inclusiones fluidas secundarias. En general, las inclusiones fluidas son de formas irregulares, sus dimensiones varían entre 30 y 90 micrones, y en algunos casos se encuentran afectadas por el fenómeno de estrangulamiento. Por otra parte estas inclusiones fluidas pueden ser agrupadas en inclusiones fluidas de dos fases (líquido-vapor) e inclusiones fluidas de tres fases (líquido-vapor-sólido). La fase líquida estaría constituda por agua incluyendo soluciones salinas, la fase vapor por vapor de agua, mientras que los minerales descendientes o fase sólida la constituirían cristales de halita.

Las medidas geotermométricas realizadas en 85 muestras dieron los siguientes resultados. En las inclusiones fluidas secundarias en cristales de baritina (Mina Kollota) se obtuvieron temperaturas de homogeneización en el rango de 303°C a 144°C. En las inclusiones fluidas secundarias en los fenocristales de cuarzo, de la Mina Santa Rosa se

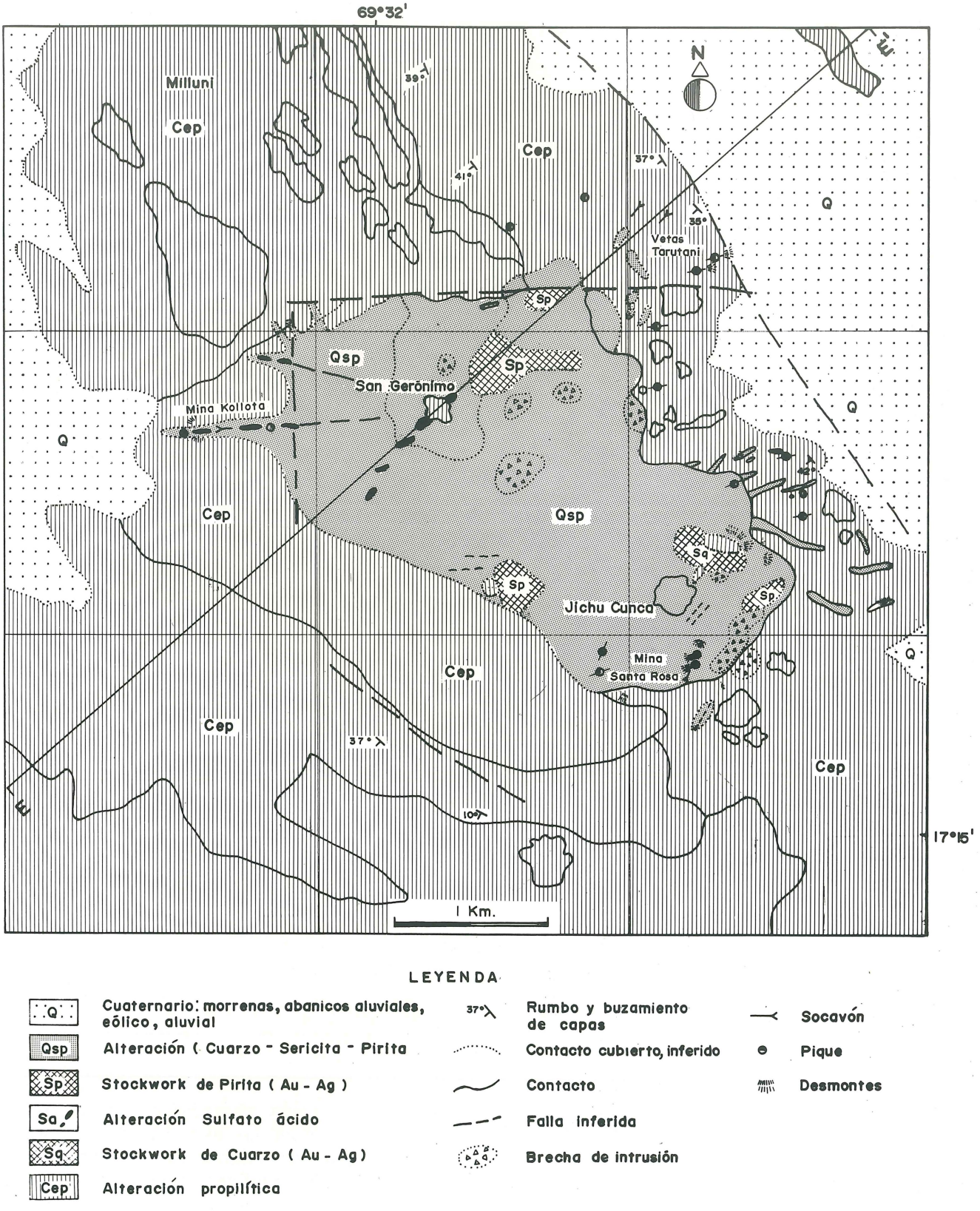


Figura 5.— *Mapa de las zonas de alteración hidrotermal en el área del prospecto La Española.*

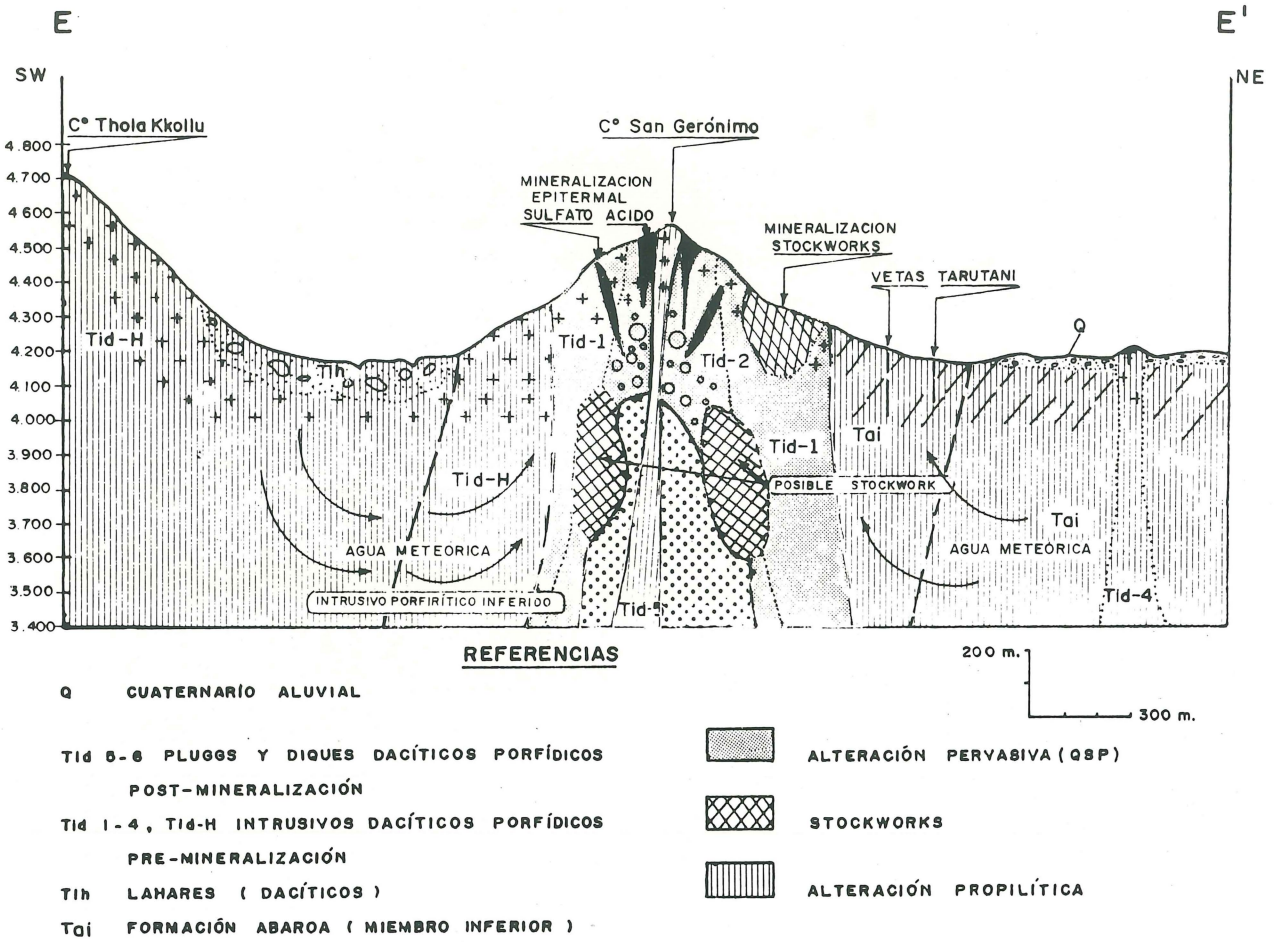


Figura 6.— *Modelo genético del prospecto La Española.*

determinaron temperaturas de homogeneización que varían en el rango de 225° a 215°C, con un promedio de 218°C. En las inclusiones fluidas secundarias en fenocristales de cuarzo de muestras de roca afectada por procesos de alteración hidrotermal de la zona de Vetas Tarutani se obtuvieron temperaturas de homogeneización que fluctúan entre los 315°C y 215°C. En las inclusiones fluidas en fenocristales de cuarzo, componente primario de las rocas afectadas por procesos de alteración hidrotermal en las zonas de stockwork del flanco este del Cerro San Gerónimo se determinaron temperaturas de homogeneización que fluctúan entre los 443°C a 249°C. Mediciones en inclusiones fluidas similares en muestras del stockworck del Cerro Jichu Cunca determinaron temperaturas de homogeneización entre los 550°C a 330°C.

MODELO GENETICO DEL PROSPECTO LA ESPAÑOLA

El modelo genético del Prospecto La Española se esquematiza en la figura 6. La evolución del depósito se inicia con una intensa actividad magmática, que dio lugar al emplazamiento de cuerpos intrusivos. Posteriormente, por efecto de fluidos hidrotermales circulantes, se produjo una alteración potásica acompañada de mineralización de pirita - calcopirita - oro, debido a la disminución de los fluidos magmáticos y mezcla con aguas meteóricas se produjo la alteración penetrativa de cuarzo-sericita-pirita, como un segundo evento. Las diferentes zonas con mineralización tipo stockwork se formaron a consecuencia de los diversos eventos de intrusión, en brechas de borde que acompañaron a las intrusiones del complejo dacítico.

El tercer evento es de alteración tipo sulfato-ácido desarrollada en la parte superior del sistema hidrotermal, dando lugar a alteraciones de sílice vesicular y cuarzo alunita. Este evento produjo una mineralización de enargita $\pm$ oro $\pm$ plata $\pm$ sulfuros de metales base, en una ganga de cuarzo, pirita y baritina en vetas de las minas Kollota y Santa Rosa.

Por otra parte, en base al modelo sulfato-ácido magmático (Rye et al., 1991), es posible inferir la presencia de una intrusión no expuesta en profundidad, que debería ser la fuente de origen de las soluciones magmáticas, las mismas que fueron responsables de las alteraciones y mineralización del sistema sulfato-ácido observado en superficie. Asociado a este cuerpo intrusivo puede existir en profundidad mineralización de tipo stockwork, similar a la observada en superficie (Fig. 6), probabilidad muy alentadora para el potencial de mineralización en el prospecto.

El Complejo Intrusivo Dacítico del Miembro superior de la Formación Abaroa, controló la circulación de agua meteórica que produjo la alteración propilítica extensamente difundida. Estos fluidos se localizaron a lo largo de fallas de alto ángulo, produciendo la alteración y mineralización tipo adularia-sericita, como en el caso de las Vetas Tarutani (Fig. 6). En este caso la predominancia de metales base y la ausencia de adularia, sugieren que la mezcla de fluidos fue el proceso predominante.

Posteriormente al enfriamiento de las intrusiones subvolcánicas (Miembro superior de la Formación Abaroa) y al colapso del sistema hidrotermal, se produjo un período de intrusión durante el cual se emplazaron numerosos tapones ("plugs") y diques dacíticos en la roca previamente alterada y mineralizada. Estas pequeñas intrusiones no desarrollaron sistemas hidrotermales o mineralización evidente.

En síntesis, los resultados de las investigaciones de campo y laboratorio indican que La Española representa la sobreposición de mineralización de un sistema epitermal tipo **sulfato-ácido** sobre otro temprano que corresponde a un sistema tipo **pórfido rico en oro**, con desarrollo de vetas tipo **adularia-sericita** en la periferie.

REFERENCIAS CITADAS

Barrera, L.,1992, Estudio geológico mineralógico del prospecto "La Española" de la cordillera Occidental. Provincia José Manuel Pando - Departamento La Paz. Universidad Mayor de San Andrés, tesis de grado, inédito, 170 p.

Everden, J.F., Kriz, S.J., and Cherroni, M.C., 1977, Potassium-argon ages of some Bolivian rocks: Economic Geology, v. 72, p. 1042-1061.

Heald, P.W., Foley, N.K., and Hayba, D.O., 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits acid-suphate and adularia-sericite types: Economic Geology, v. 82, p. 1-26.

Hedenquist, J.W., 1987, Mineralization associated with volcanic related hydrothermal systems. Transactions of the Fourth Circum-Pacific energy and mineral resources conference, August 17-22, 1986, Singapure, M.K. Horn, ed: Circum-Pacific Energy and Mineral Resoures, p. 513-524.

Hofstra, A., Hardyman, R., Barrera, L., and Sanjinés,O., en prensa, Gold and silver in acid-sulfate alteration and cuartz-sericite-pirite stockwork, La Española Prospect,

northwestern Altiplano, Bolivia: Economic Geology.

Lavenu, A., Bonhomme, M.G., Vatin-Perignon, N., and de Pachtere, P., 1989, Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16°S and 18°W: stratigraphy and K/Ar geochronology: Journal of Latin American Earth Science, v.2, p. 35-47.

Margolis, J., Reed, M.H., and Albino, G.V., 1991, Aprocess oriented classification of epithermal systems: Magmatic volatile-rich versus volatile - poor fluid paths. Geological Society of America. Abstracts with programs, v.23, No 5, p. A230.

Peccerrillo, A., and Taylor, S.R., 1976, calkalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 58, p. 63-81.

Redwood, S.D., and Macintyre, R.M., 1989, K-Ar dating of Miocene magmatism and related epithermal mineralization of the northeastern Altiplano of Bolivia: Economic Geology, v. 84, p. 618-630.

Rose, A.W., and Burt, D.M., 1979, Hydrothermal Alteration, in Geochemistry of Hidrothermal Ore Deposits: H.L. Barnes, ed: John Wiley and Sons, New York. p. 173-235.

Rye, R.O., Bethke, P.M., and Wasserman, M.D., 1991, The stable isotope geochemistry of acid-sulfate alteration and vein forming alunite: U.S. Geological Survey Open File Report 91-257, 58 p.

Sebrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., and Soulas, P., 1988, Tectonics and uplift in central Andes (Peru, Bolivia y Northern Chile) from Eocene to present: Geodynamique, v. 3, p. 793-802.

Soria, E., and Terrazas, R., 1992, La Española Prospect: en U.S. Geological Survey y Servicio Geológico de Bolivia 1992, Geology and Mineral Resources of the Altiplano and cordillera Occidental, Bolivia, with a section on Application of Economic Evaluations to Deposits Models by Donald I. Bleiwas and Robert G. Christiansen, U. S. Bureau of Mines: U.S. Geological Survey Bulletin 1975, p. 365.

Vila, T., and Sillitoe, R.H., 1991, Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile: Economic Geology, v.86, p. 1238-1260.

White, N.C., and Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization, variations and their causes, and guidelines for exploration: Journal of geochemical exploration, v.36. p. 445-474.

Zanettin, B. 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks: Episodes, v. 7, p. 19-20.

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 105-110

E.— ESTUDIO GEOLOGICO DEL PROSPECTO DOS AMIGOS, DISTRITO DE BERENGUELA

por José Luis Lizeca B.
Servicio Geológico de Bolivia

INTRODUCCION

La antigua mina argentífera Pacocahua fue explotada intensamente alrededor de los años 1550 y en forma discontinua en la época republicana hasta los años 30 del presente siglo, época en que cambió su nombre a mina Dos Amigos. Este yacimiento está ubicado 7 km al SW del pueblo de Berenguela, en el flanco sud del Cerro Pacocahua cuya cima alcanza una altitud de 4,280 m. Posiblemente debido a su pequeño tamaño, este depósito no ha sido objeto de muchas investigaciones. Se conoce sólo el trabajo de Schneider-Scherbina (1962) quien ha realizado un estudio completo del distrito de Berenguela dedicando un capítulo a la mina Dos Amigos.

MARCO GEOLOGICO

El cerro Pacocahua está formado por una serie de intrusivos y domos riolíticos emplazados en las areniscas continentales de la Formación Berenguela, la que se constituye en la unidad más antigua del sector. La Formación Berenguela presenta su mayor afloramiento en la parte sur del area estudiada (Fig. 1). En este lugar esta formación está constituida por areniscas cuarzosas masivas de color rojo ocre y de grano medio a grueso que parecen corresponder a la parte superior o tope de la formación. Por debajo es posible observar areniscas de grano fino a medio a veces intercaladas con delgados lentes de conglomerados finos. La estratificación no es muy notoria, pero hay bancos hasta de 1 metro de espesor que muestran cierta estratificación laminar.

Está estimado que la Formación Berenguela tiene una edad oligocena (Capítulo IV-A del presente informe) y ha sido correlacionada con las areniscas rojizas de la Formación Tiahuanacu datadas en 29 Ma (Swanson et al., 1987; Sempere et al., 1990). Las rocas riolíticas que cortan las areniscas de la Formación Berenguela en el Cerro Pacocahua incluyen tres cuerpos posiblemente coetáneos emplazados durante el Mioceno medio a superior (Fig. 2). Estas intrusiones están en parte cubiertas por material coluvial y no se observan sus dimensiones actuales, sin embargo, se diferencian por sus contenidos de feldespatos y minerales máficos. Uno de los cuerpos en el extremo suroeste del area estudiada se caracteriza por el bajo contenido de feldespatos y biotitas. Otro cuerpo, expuesto en la parte noreste del área tiene un notorio incremento de feldespatos y biotitas. El tercer cuerpo expuesto cerca de la terminación W de la veta Dos Amigos (Fig. 1), se caracteriza por el aumento de la cantidad y tamaño de las biótitas, las que se presentan en cristales hasta de 5 mm de

diámetro. Además hay otras intrusiones riolíticas en el area estudiada, incluyendo diques y el domo riolítico que se ve en la Figura 2.

A lo largo de la veta Dos Amigos, vertientes antiguas han depositado un sinter calcáreo que ha formado terrazas aisladas de travertina (Fig. 1) que alcanzaron por lo menos 10 m de espesor. En la actualidad vertientes similares aún se manifiestan a lo largo del rio Pacocahua de donde emanan aguas de baja temperatura muy ricas en carbonatos dando origen a nuevas terrazas aisladas de travertina.

GEOLOGIA ECONOMICA

Estructuras, vetas, y mineralogía

La veta Dos Amigos (Fig. 1), estructura principal del area, es una falla mineralizada que tiene un rumbo N 70° W y un buzamiento de 75° SW. Un dique riolítico emplazado a lo largo de esta falla forma una pared escarpada de aproximadamente 10 m de alto. En esta pared se pueden ver estrías de falla que indican que la misma ha estado sucesivamente activa, sufriendo movimientos relativos dextrales post-mineralización. Una brecha hidrotermal y tectónica se ha desarrollado a lo largo del plano de falla que se expone en la zona mineralizada. La extensión de la veta no sobrepasa los 400 m de longitud y no se observan en el terreno rasgos de una prolongación. Sin embargo, observaciones en imágenes de satélite sugieren la existencia de un lineamiento de mayores dimensiones que no aparece en la superficie.

Otras estructuras que ocurren profusamente tanto en la roca ígnea como en las areniscas son fracturas de cizalla conjugadas cuyo rumbos son N 65°W a N 75° W y buzamientos generalmente entre 60° y 75° SW. Estas estructuras, si bien presentan halos lixiviados, en su totalidad son estériles.

La veta Dos Amigos, consiste de una brecha mineralizada de 10 a 30 cm de ancho. Las características de esta brecha seran descritas mas adelante en este informe. Sílice, principalmente calcedónica y opalina, rellena las cavidades de la brecha y en partes rellena finas fracturas formando vetillas en la roca encajonante cerca de la veta. Los principales minerales metálicos observados en la veta son galena, esfalerita, calcopirita, tetraedrita/tennantita y arsenopirita; Schneider-Scherbina (1962), reporta tambien la presencia de pearsita. La ganga consiste de cuarzo baritina, rejalgar, siderita, y calcita. La oxidación ha dado origen a la formación de hematita, jarosita y otros óxidos de hierro, además de covelina y malaquita a partir de los sulfuros primarios de Cu. La esfalerita esta generalmente asociada a la calcopirita en diferentes sectores. Por otra parte, se ha desarrollado en la matriz silícea de la veta un fino vetilleo de cuarzo que rellena fracturas con escasa galena. La pirita y la calcopirita se encuentran finamente diseminadas en los clastos de roca riolítica y en la matriz de la brecha. Finalmente, la covelina se encuentra reemplazando a la calcopirita. El principal mineral de ganga es la calcedonia y ópalo que forma la matriz de la brecha hidrotermal, mientras que la baritina, tambien relativamente abundante, se encuentra rellenando fisuras y cavidades, y en partes forma cristales tabulares muy notorios. De igual manera, el rejalgar aparece en gránulos rellenando cavidades de la becha y en fracturas de la roca encajonante donde ha dejado manchas de color rojo anaranjado.

Alteración hidrotermal

Una zona de alteración hidrotermal esta estrechamente relacionada a la veta Dos Amigos. Análisis petrográficos y de difracción de rayos X han permitido distinguir una zonación horizontal de la alteración hidrotermal. A partir de la veta, donde hay una zona central de alteración silícica, pasa a una alteración argílica y luego a una amplia aureola de alteración cuarzo-sericita, y finalmente a una zona externa de alteración propilítica. Un estrecho halo de alteración argílica que no sobrepasa los 50 cm de ancho, ha afectado las paredes de la veta. En esta zona se han identificado caolín, sericita y pirita finamente diseminada.

Una zona más amplia de alteración cuarzo-sericita, se ha desarrollado a continuación de la zona de argilización. Esta zona, que puede alcanzar los 20 m de de ancho, ha afectado tanto a la matriz de las intrusiones riolíticas como a los fenocristales de feldespatos y biotitas, los que fueron totalmente reemplazados por cuarzo o sericita. Posteriormente, esta misma zona fue invadida por finas vetillas de cuarzo que aparecen sobreimpuestas a la alteración cuarzo-sericita.

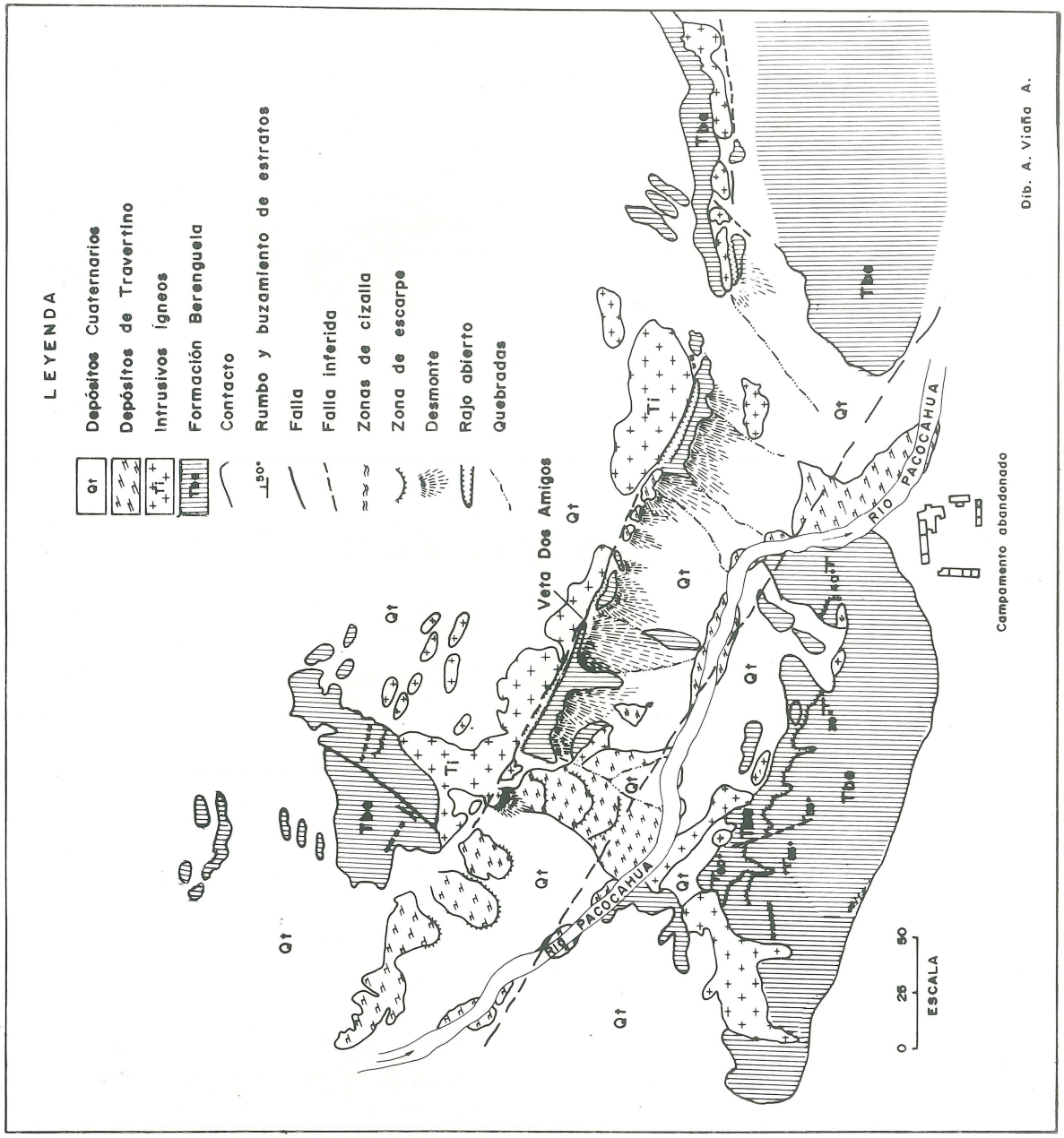


Figura 1.— Mapa geológico del área del prospecto Dos Amigos.

La zona de alteración propilítica, que forma un halo externo en torno a las anteriores zonas alteradas, se caracteriza por la presencia de pennina, formados a partir de la biotita, acompañada de algo de sericita y carbonatos.

Brecha en la veta

La brecha que se encuentra rellenando la falla en toda su extensión y, que forma la veta Dos Amigos, incluye a una brecha de falla y una brecha hidrotermal formada por explosiones freáticas. El espesor de ésta no sobrepasa los 30 cm de ancho y se ha formado al menos en tres etapas sucesivas con una notoria variación en la matriz silícea y el tamaño de los clastos que la conforman. En la primera etapa fue formada una brecha monolíctica de clastos de roca riolítica envueltos por una matriz silicea blanquesina de cuarzo calcedónico. Los clastos han adquirido formas angulares a subredondeadas con tamaños que alcanzan hasta los 10 cm de diámetro, aunque en muchos casos han sido triturados dejando fragmentos menores a 1 cm. La presencia de algunas estructuras de flujo dejan entrever la movilidad de las soluciones a través de los conductos donde se ha formado esta brecha. Una segunda etapa de brechamiento se caracteriza por estar constituida de una matriz silícea de color gris que envuelve clastos que alcanzan hasta los 6 cm de diámetro. Estos clastos que tambien son angulares, provienen de la roca encajonante y de la brecha anterior.

Finalmente, como una última fase, se ha formado otra brecha caracterizada por tener escasos clastos de tamaños reducidos de las brechas anteriores y silíce formando una matriz oscura de cuarzo opalino. Esta sílice oscura presenta cavidades donde ha precipitado con preferencia los minerales de la veta; la misma sílice también ha sido depositada en delgadas fracturas de la roca encajonante.

Geoquímica

Muestras de astillas (chip samples), recolectadas en cortes transversales de aproximadamente 3 metros de ancho a través de la veta Dos Amigos y roca encajonante, confirman que la mineralización más importante se encuentra confinada a la brecha. La roca encajonante ha sido escasamente mineralizada y solamente algo de mineral ha precipitado en un fino vetilleo que se ha formado cerca de la veta. Todas las muestras obtenidas en la brecha mineralizada tienen valores anómalos de plata, plomo, zinc, arsénico y mercurio. El Pb y el Zn se presentan con valores relativamente altos, alcanzando hasta 2,800 y 1,300 ppm respectivamente, al igual que el As que tiene valores que llegan a 3,380 ppm. Por otra parte, el Cd disminuye notoriamente en relación a las vetas alojadas en las areniscas de Berenguela, y el valor más alto alcanza apenas a 19 ppm. El Hg es otro elemento escaso con valores anómalos de 4 ppm. La plata es el metal precioso más importante que se ha encontrado en este depósito y que justifica los trabajos realizados en la mina Dos Amigos, los valores allí encontrados oscilan entre 47.2 a más de 100 ppm, mientras que el oro, apenas alcanza a 0.025 ppm. Otras muestras que se tomaron en zonas de fracturas adyacentes a la veta han dado valores bajos que denotan una ausencia de mineralización en la roca encajonante.

Muestras geoquímicas de las capas de travertina depositadas por la reciente actividad de manantiales a lo largo de la veta Dos Amigos revelaron que tienen valores anómalos de zinc y arsénico, con valores que alcanzan a 2,400 ppm para el Zn y 3,000 ppm para el As. Otros metales que ocurren en las travertinas del prospecto Dos Amigos muestran solamente valores de background..

Isótopos de plomo

Isótopos de plomo analizados en galena y roca riolítica alterada del prospecto Dos Amigos indican que un basamento cristalino Proterozoico predomina en el origen del plomo de la veta (Tosdal et al., 1992). En suma, la composición de los isótopos de plomo de la veta Dos Amigos es distinta de aquellas vetas de Pb, Ag, Zn, y Cd que se encuentran cortando las areniscas de las Formaciones Berenguela. Esta diferencia composicional es interpretada por Tosdal et al., (1992) para indicar que el origen o la combinación de orígenes del plomo en los dos tipos de vetas son distintas. El plomo alojado en la veta de la roca riolítica, está claramente relacionado a las intrusiones riolíticas huespedes, y puede no haber derivado de las areniscas (Tosdal, 1992, comunicación escrita). Mientras que el plomo de las vetas hospedadas en las areniscas, es interpretado como el reflejo de un origen de mezclas, con la existencia de componentes detríticos clásticos en las areniscas de la Formación

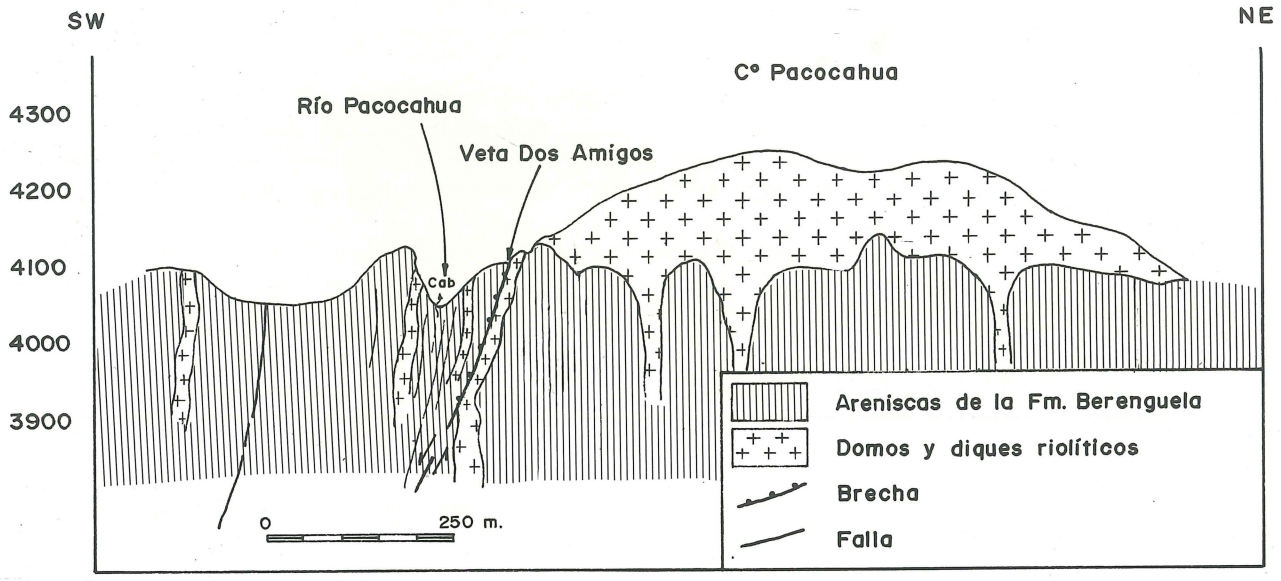


Figura 2.— *Corte esquemático del Cerro Pacocahua.*

Berenguela y de la existencia del basamento Proterozoico, el cual presumiblemente se encuentra a una relativa escasa profundidad debajo de la Formación Berenguela (Tosdal et al., 1992; Capítulo IV-A, este informe).

CONCLUSIONES

El depósito de la mina Dos Amigos consiste de una veta simple y angosta de aproximadamente 400 m de longitud que se ha formado a lo largo de una falla que corta un complejo de intrusiones riolíticas del Mioceno superior en las areniscas oligocenas de la Formación Berenguela. La veta consiste principalmente de una brecha hidrotermal de 10 a 30 cm de ancho en la cual metales base portadores de plata junto a minerales de ganga fueron depositados como relleno de cavidades de brecha. Los principales minerales que allí se encuentran son la galena, esfalerita, calcopirita, y tetraedrita/tennantita que es el portador principal de plata. La ganga consiste principalmente de cuarzo calcedónico. Tambien estan presentes pequeñas cantidades de covelina, barita, calcita, siderita, rejalgar, opalo, y pirita. Los análisis geoquímicos de material de la veta tambien muestran valores anómalos para mercurio, pero mineral de mercurio no fue observado.

La veta de la mina Dos Amigos fue explotada inicialmente a mediados de los años 1500, y subsecuentemente fue trabajada de forma esporádica por plata, plomo, zinc y cobre hasta mediados de los años de 1930. La explotación se realizó a rajo abierto y la profundización de los trabajos probablemente fue impedida por la emanación de gases tóxicos como el CO_2, muy común en el distrito minero de Berenguela. La cantidad de mineral extraido es desconocida pero a juzgar por el volumen de desmontes, estos no fuéron de gran envergadura. Sin embargo, considerando que el promedio de la veta es menos de 30 cm de ancho, sus contenidos de metal tienen que haber sido relativamente altos. La mineralización evidentemente fué confinada a la veta Dos Amigos, la cual se constituye en una falla o estructura de veta aislada en esta área, y si bien puede mantener sus valores a profundidad, es poco probable que pueda constituirse en un depósito de interés. Esto mismo ocurre con otros antiguos depósitos del distrito de Berenguela.

REFERENCIAS CITADAS

Tosdal, R.M.,Robin M.B., et.al., 1992, Lead isotopic compositions as tracers in ore deposits in the central Andes of Peru, Bolivia, and Chile, en Seminario Taller de "Procesos Formadores de Metales Preciosos": Servicio Nacional de Geología y Minería, (Chile), p. 29-36.

Sempere, T., Herail, G., Oller, J., and Bonhomme, M. G., 1990,Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia: Geology, v. 18 p. 946-949.

Schneider-Scherbina, A, 1962, Los yacimientos polimetálicos de Berenguela: La Paz, Informe No. 39 de la Misión Geológica Alemana en Bolivia, 163 p.

Stacey, J.S., and Kramers, J.D., 1975, Aproximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: Earth and Planetary Science Letters, v. 26, p. 207-221.

Swanson, K. E., Noble, D. C., McKee, E. H., Sempere, T., Martinez, C., and Cirbian, M., 1987, Major revisions in the age of rocks units and tectonic events in the northern Altiplano basin of Bolivia: Geological Society of América Abstracts with Programs, v. 19, p. 456.

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 111-115

F.— GEOLOGIA DEL PROSPECTO TATITO KKOLLU, DISTRITO DE BERENGUELA

por José Luis Lizeca B. y Fernando Murillo S.
Servicio Geológico de Bolivia

INTRODUCCION

El Prospecto Tatito Kkollu se encuentra ubicado en la parte superior del cerro del mismo nombre (Fig. 1), localizado a 2 Km al sud de la población de Berenguela. Los estudios realizados en este prospecto revelaron características mineralógicas, texturales, y estructurales algo diferentes a aquellas que caracterizan las vetas polimetálicas de Berenguela, sugiriendo que la mineralización del mencionado prospecto tuvo su origen en una fuente distinta respecto de estas vetas polimetálicas.

MARCO GEOLOGICO

El zócalo sedimentario, sobre el cual se suceden las diferentes unidades litológicas que conforman el Cerro Tatito Kkollu, se encuentra constituido por las areniscas arcósicas, rojizo rosáceas, de la Formación Berenguela (Figs. 1 y 2). En discordancia angular, sobre la Formación Berenguela, suprayace una secuencia areno-pelítica de color violácea, con entrecruzamiento, que corresponde al Miembro inferior de la Formación Mauri. Esta secuencia localmente fue intruida por una serie de pequeños stocks andesíticos a veces autobrechados.

Suprayaciendo a estas formaciones sedimentarias, se encuentra una secuencia volcano-sedimentaria que corresponde al Miembro superior de la Formación Mauri, cuya mejor exposición se encuentra en el flanco este del cerro. La base de esta secuencia es un nivel conglomerádico de 10 m de espesor, que tiene clastos y rodados de andesitas, dacitas, y areniscas violáceas y rojizas en una matriz arenosa. Suprayace a este conglomerado una unidad de unos 35 m de espesor de tobas de flujo riolíticas, blanquecinas, poco soldadas, moderadamente compactada y pumícea, rica en líticos y pobre en cristales. En contacto transicional suprayace una secuencia de unos 350 m de espesor, constituida por niveles de material tobáceo retrabajado, sedimentos volcanoclásticos, y brechas epiclásticas hacia el tope. Posteriormente a estas tobas fueron emplazados pequeños stocks y diques riolíticos caracterizados por presentar un marcado bandeamiento de flujo.

La actividad tectónica, que ha afectado la región de Berenguela, se encuentra relacionada a importantes pulsos que se sucedieron durante el Neógeno (Lavenu, 1986). La primera deformación ocurre durante el Oligoceno y se manifiesta plegando y fallando los sedimentos de la Formación Berenguela. Posteriormente al depósito de los sedimentos del Miembro inferior de la Formación Mauri, se inicia un periodo tectónico de solevantamiento que acompaña el depósito del Miembro superior de esta misma Formación. Esta misma fase

tectónica reactivó el sistema de fallas pre-existentes, formando un nuevo sistema de fallas orientadas principalmente con una dirección N 80° E, que afectan parte del Miembro superior de la Formación Mauri. Las mismas fallas posteriormente fueron el principal control para el emplazamiento de las vetas polimetálicas de Berenguela.

Durante el Mioceno superior se establece la actividad de un segundo pulso tectónico de deformación que se manifiesta por el plegamiento de los sedimentos tanto de la Formación Mauri como de la Formación Berenguela. También las fallas pre-existentes fueron reactivadas, y se formaron nuevos grupos de fallas y fracturas, que en el Cerro Tatito Kkollu se disponen con direcciones predominantes entre N 5°W y N 20°E. Este grupo de fallas y fracturas se constituyó el principal control para la mineralización del prospecto Tatito Kkollu.

GEOLOGIA ECONOMICA

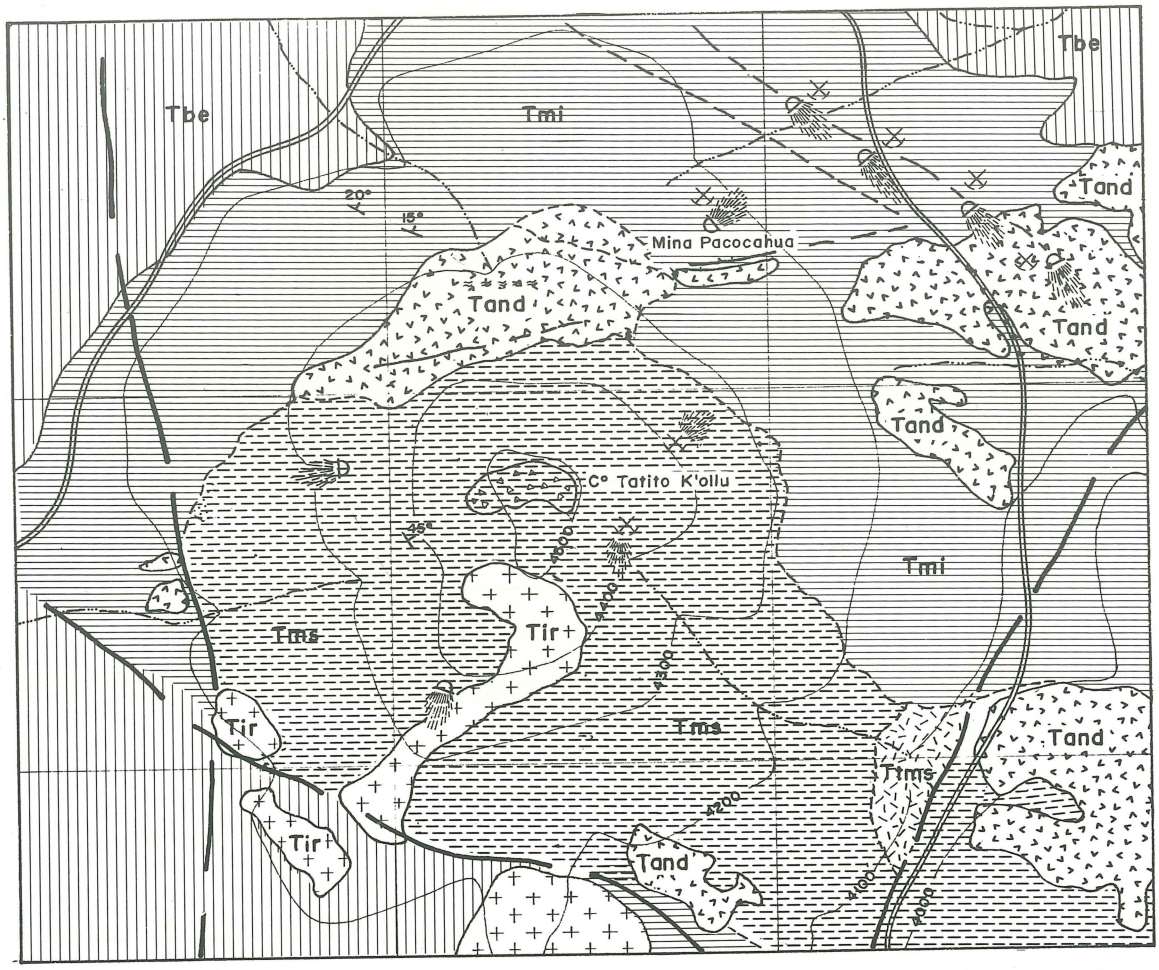
Características de las vetas

Las vetas en el cerro Tatitu Kkollu fueron controladas por dos juegos de fracturas principales, una de dirección N 80°E y otra perpendicular, de dirección N, ambas con buzamientos verticales a sub-verticales. A excepción de la antigua mina Manco Kapac (Fig. 1), ubicada en la falda norte del cerro, todas las estructuras mineralizadas que se encuentran en la parte media y alta son por lo general fracturas en zonas de cizalla de mediana extensión. Este control estructural, junto al litológico, ha dado origen a dos sistemas de vetas que tienen características propias. Un sistema de vetas preferentemente alojadas en intrusiones andesíticas del Mauri inferior y otro en rocas volcanoclásticas del Mauri superior. Las vetas alojadas en las rocas del Mauri inferior son polimetálicas pobres en metales preciosos, y caracterizadas por la presencia del mineral de cadmio, grenockita. En cambio, las vetas alojadas en las rocas superiores de esta formación, están caracterizadas por la presencia de oro y plata, sulfuros de metales base, y ausencia de grenockita.

La veta polimetálica principal se encuentra en la mina Manco Kapac (Fig. 1). Esta veta se encuentra rellenando una falla de rumbo N 85°E. Los principales minerales presentes en esta veta son la blenda y la galena; grenockita y tetrahedrita/tenantita ocurren en menores cantidades en delgadas vetillas y bolsoneras que alcanzaron hasta 30 cm de ancho (Schneider-Scherbina, 1962). Vetas similares ocurren también en rocas sedimentarias de la Formación Berenguela.

Las vetas que ocurren en el prospecto Tatito Kkollu están mayormente en rocas volcano-sedimentarias del Miembro superior de la Formación Mauri, en el frente norte y en el sector sudoeste de la parte alta del Cerro Tatitu Kkollu. En el frente norte, existe una zona de fracturas subverticales con rumbos entre N 5°W y N 60°W que cortan a las areniscas tobáceas y a la brecha epiclástica. A lo largo de estas fracturas se encuentran brechas mineralizadas acompañadas de un fino vetilleo restringido a sus paredes laterales. Los principales minerales son cuarzo, baritina, y escasa pirita; además de minerales de metales básicos como la esfalerita, galena, y tetrahedrita/tennantita argentífera. Es muy común tambien encontrar en este sector vetas de calcita conteniendo galena y esfalerita en forma bandeada y ocasionalmente rellenando cavidades en forma de drusas. En este sector ocurre una zona de fracturas con alto contenido de plata.

En el sector sudoeste del Cerro Tatito Kkollu se presenta una zona de oxidación envolviendo otra zona de fracturas mineralizadas en rocas volcano-sedimentarias. El rumbo general de estas fracturas es N 20°E con un buzamiento de 70°W. Brechas asociadas a estas fracturas están mineralizadas, pero en escasas vetillas siendo observables solamente en sectores adyacentes a las fracturas principales. Sin embargo, la diseminación de sulfuros como la pirita en la roca encajonante posiblemente asociada a metales preciosos como el oro, habría determinado la formación de una zona geoquímicamente anómala en este metal. Los minerales en este sector son galena, esfalerita, y muy escasa tetrahedrita/tennantita las mismas que se presentan en drusas y rellenando cavidades en la brecha. Tambien se pueden advertir ciertas vetillas que contienen minerales metálicos y que proliferan en la roca encajonante en las inmediaciones de las fracturas. Los minerales de ganga, relativamente abundantes, son el cuarzo, baritina, pirita, y arsenopirita finamente diseminada. El rejalgar tiene escasa presencia. La limonita y la jarosita son óxidos abundantes que se encuentran como relleno de fracturas y como cemento de las brechas.



LEYENDA

- Tir — Intrusiones y diques riolíticos
- Brecha epiclástica en la Fm. Mauri superior
- Tms — Fm. Mauri (Miembro superior)
- Tand — Intrusiones Andesíticas de la Fm. Mauri inferior
- Tmi — Fm. Mauri (Miembro inferior)
- Ttms — Tobas de la Fm. Mauri inferior
- Tbe — Fm. Berenguela
- Contacto
- Contacto inferido
- Fallas inferidas
- 45° — Rumbo y buzamiento de estratos
- Veta
- Zona de cizalla
- Mina o prospecto
- Desmontes
- Camino carretero
- Quebradas

Figura 1.— *Mapa geológico del área del Cerro Tatito Kkollu.*

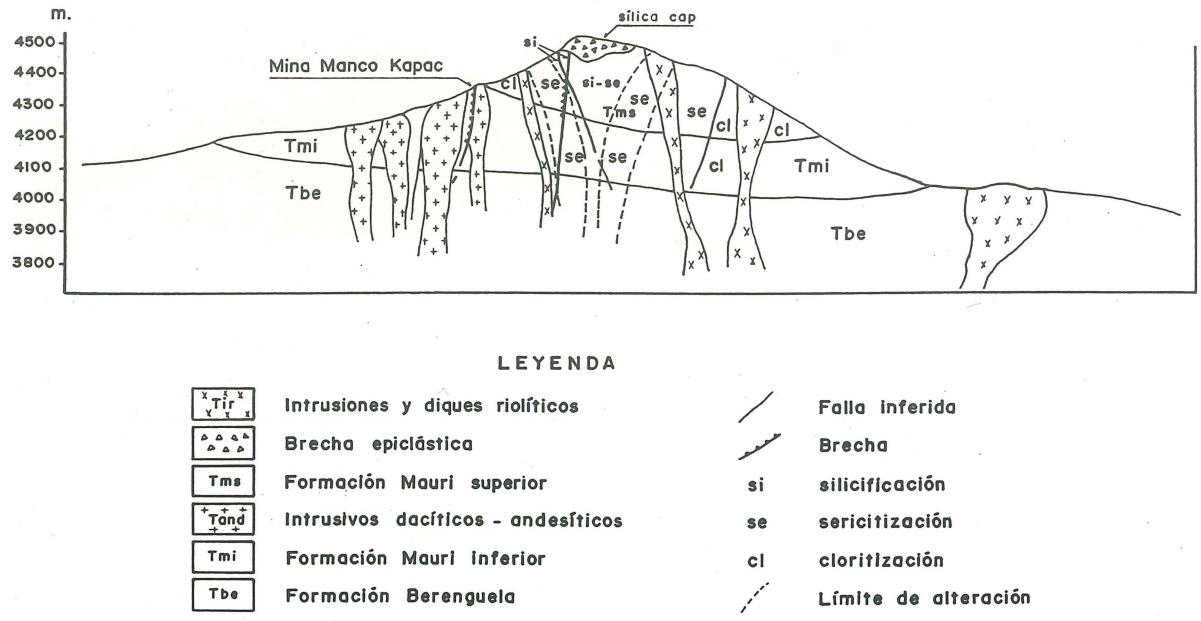


Figura 2.- *Corte geológico esquemático del cerro Tatito Kkollu.*

Análisis geoquímicos fueron hechos en muestras de astillas (chip samples) obtenidas transversalmente a las principales vetas y en áreas afectadas por alteración hidrotermal. Los resultados de los análisis; han dividido a este prospecto en dos zonas: una con valores anómalos de plata y otra con valores anómalos de oro. La zona de plata contiene más o menos 100 ppm Ag, 2% Zn, y 0.2-0.4 Pb y Cu, respectivamente, 1.5 ppm Hg, y 104 ppm As. Otros elementos como el oro y el cadmio han dado valores extremadamente bajos (0.1 ppm y 40 ppm, respectivamente). Las muestras de la zona de oro tienen valores que oscilan entre 0.5 ppm y 2 ppm de Au, mientras que la plata, apenas alcanza a los 20 ppm. Por otra parte, metales bases como el Pb y Zn sólo tienen un débil enriquecimiento en ciertos cuerpos de la brecha y en algunas estructuras menores, al igual que el Cd, Hg y As.

Alteración hidrotermal

Las alteraciones hidrotermales que han sido diferenciadas según el predominio de los minerales existentes son la silicificación, argilización intermedia, sericitización, y propilitización. Su distribución, tanto vertical como horizontal, ha sido controlada por fracturas y diaclasas que ocurren en diversos sectores del

Cerro Tatitu Kkollu (Fig. 2). Se ha desarrollado en la cima del cerro una zona silicificada o "silica cap" que afectó a la brecha epiclástica de la parte norte del Cerro Tatitu Kkollu (Fig. 2). Por debajo de éste "silica cap", la silicificación se localiza a lo largo de fracturas con brechas, formando halos hasta de 20 m de ancho. La intensidad de la silicificación disminuye gradualmente a medida que se aleja de las estructuras. Una zona de argilización intermedia se ha desarrollado por debajo del "caping" silíceo (Fig. 2) que se encuentra limitando lateralmente las estructuras mineralizadas o a las brechas que se encuentran en la parte alta del prospecto. Los principales minerales de alteración detectados mediante rayos X son la caolinita y la illita.

En el sector norte del prospecto Tatito Kkollu se encuentra una alteración tipo cuarzo-sericita que se ha desarrollado a lo largo de las estructuras mineralizadas y brechas limitando, lateralmente las zonas de argilización intermedia. La alteración cuarzo-sericita ha afectado fuertemente a la roca encajonante, ocasionando localmente un completo reemplazamiento por cuarzo y sericita. Hacia el SW del prospecto, la sericitización es moderada y está subordinada a otros tipos de alteración como la argílica. Sin embargo, en las zonas donde existen estructuras mineralizadas o brechas, por lo general, aumenta la intensidad de sericitiación desarrollando halos poco extensos.

La alteración propilítica tuvo un desarrollo poco intenso, a pesar de que se encuentra conformando halos de mayor amplitud que las precedentes. Esta alteración se presenta en la parte media y baja del prospecto se caracteriza por el parcial reemplazamiento de piroxenos y biotitas por clorita y/o calcita.

SUMARIO

Dos tipos de vetas epitermales están presentes en el Cerro Tatito Kkollu: (1) las vetas del prospecto Tatito Kkollu, en la cima del cerro, que son vetas polimetálicas de metales base con valores anómalos de Au y Ag pero pobre en Cd, y (2) las vetas en la mina Manco Kapac, en el flanco norte del cerro, que son vetas polimetálicas de metales base ricas en Cd pero carecen de valores significativos de Au y Ag. Además, algunos sectores del prospecto Tatito Kkollu muestran valores elevados de Au pero valores bajos de Ag (flanco sud-oeste) y otros valores elevados de plata pero bajos de Au (frente norte).

Las vetas ricas en Cd, las cuales se encuentran ampliamente difundidas en el distrito, son más antiguas que las vetas que muestran valores anómalos de Au y Ag que ocurren en la parte superior del Cerro Tatito kkollu, alojadas en las rocas volcanoclásticas del Miembro superior de la Formación Mauri. Los principales minerales de metales base en ambos tipos de vetas son galena y esfalerita; grenockita es el único mineral de cadmio que ha sido identificado. La tetrahedrita/tennantita es el principal mineral portador de plata. No han sido identificados minerales de Au. Análisis geoquímicos de algunas muestras de vetas muestran valores anómalos de Hg. Debido a las significativas diferencias en los contenidos metálicos de los dos tipos de vetas y sus edades diferentes, es muy probable que la fuente de ambos depósitos sea distinta.

REFERENCIAS CITADAS

Lavenu, A., 1986, Etude Neotectonique de L'altiplano et de la Cordillerre Orientale des Andes Boliviennes: These Por obteneir La titre de DOCTEUR Es-Sciencices. Universite de Paris-sud. Centre de Orsay. 433 p.

Schneider-Scherbina, A., 1962, Los yacimientos polimetálicos de Berenguela: La Paz, informe No. 39 de la Misión Geológica Alemana en Bolivia, 163 p.

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 116-122

G.— MARCO GEOLOGICO DEL DISTRITO MINERO DE LAURANI

por Néstor Jiménez Ch., José Luis Lizeca B., Fernando Murillo S.,
Orlando Sanjinés V., Luis Barrera I., Oscar Flores B.
Servicio Geológico de Bolivia

INTRODUCCION

La Mina Laurani (Fig. 1) situada a unos 127 km al sudeste de la ciudad de La Paz, es el único depósito con vetas epitermales del tipo sulfato ácido que fueron explotadas en Bolivia. Conocido desde tiempos coloniales, en la primera época de la mina se extrajeron de sus zonas oxidadas menas de oro y plata con leyes bastante altas. Posteriormente, y de manera discontinua, se explotaron las zonas de sulfuros por minerales de cobre, plomo y zinc que también contenían importantes concentraciones de metales preciosos.

Pese a la larga historia de la mina y a la proximidad a los centros de actividad económica y cultural más importantes del país, este distrito no fue estudiado sino en forma esporádica y generalmente sólo con el objeto de evaluar sus reservas. Trabajos de investigación que describan sus características y permitan la comprensión de la génesis de la mineralización fueron escasos y generalmente compendiados en informes internos de las empresas que explotaron la mina. Schneider-Scherbina (1961) y Ahlfeld y Schneider-Scherbina (1964) son los que en forma más detallada describieron la mineralogía y determinaron la paragénesis de las vetas. Un esbozo del ambiente geológico del depósito también fue hecho por estos autores. Navarro (1986) efectuó un mapeo regional preliminar de la serranía que hospeda la mina y aportó los primeros datos de inclusiones fluidas de la mena. McBride (1977) y Redwood y Macintyre (1989) fecharon la roca intrusiva que aloja la mineralización empleando el método K-Ar. Las edades obtenidas para esta roca por ambas investigaciones son muy parecidas (alrededor de 8 Ma).

En el presente trabajo se reinterpreta toda la información existente en base a nuevos datos de campo y de laboratorio. Un énfasis especial ha sido puesto en el mapeo tanto de las zonas de alteración hidrotermal como de las rocas volcánicas que conforman la serranía. Pese a que en anteriores trabajos se denominó a este conjunto de colinas como "macizo volcánico" (ver por ejemplo Redwood y Macintyre, 1989) rocas sedimentarias de distintas edades predominan en éste. Por esta razón, en el presente trabajo se empleará el nombre de Complejo de Laurani para hacer referencia a este conjunto.

MARCO GEOLOGICO

El complejo de Laurani (Fig. 1) está compuesto por rocas paleozoicas marinas, sedimentitas

continentales del Paleógeno y Neógeno, y rocas volcánicas e intrusivas neógenas. Este conjunto heterogéneo forma una aislada serranía de 15 km de largo por 11 km de ancho que en planta tiene forma ovalada con su eje mayor orientado hacia el noroeste, paralelo al rumbo general de las estructuras en esta parte de los Andes. Su cumbre más alta (Cerro Capaja) alcanza los 4,362 m, sobresaliendo unos 500 metros sobre el nivel general del Altiplano que en este lugar tiene una altitud promedio de 3,800 m. La desigual erosión que han sufrido las rocas de este complejo ha dado origen a una topografía muy abrupta y variable.

Estratigrafía

Unidades paleozoicas

Las rocas más antiguas que se encuentran en el complejo son rocas sedimentarias de edad silúrica (Paleozoico) que se encuentran restringidas a la parte nororiental donde afloran en forma esporádica y limitada (Fig. 1). Una importante falla inversa pone en contacto a estas rocas con unidades sedimentarias más jóvenes. Navarro (1986) distinguió tres formaciones paleozoicas, Llallagua, Uncía y Catavi.

La Formación Llallagua está constituida por cuarcitas masivas, de grano fino, y de color café claro, con intercalaciones locales de algunas capas de limolitas y lutitas. Las cuarcitas rara vez exhiben estratificación, presentándose en el terreno en afloramientos de rocas fuertemente diaclasadas que forman pequeñas elevaciones topográficas debido a su mayor resistencia a la erosión. Sus exposiciones están limitadas a lo largo de la falla inversa que ha hecho cabalgar a estas rocas sobre las terciarias. El espesor medible de esta formación es de alrededor de 60 m.

Por encima de la Formación Llallagua se encuentra la Formación Uncía, que esta compuesta por lutitas micáceas finamente estratificadas con algunas intercalaciones locales de bancos de areniscas de 50 a 5 cm de espesor. Debido a su escasa resistencia a la erosión los afloramientos de esta unidad forman relieves bajos con poca pendiente. Sin embargo, su mayor espesor, que Navarro (1986) estimó en 200 m, ocasiona que sus exposiciones sean algo más extensas que aquellas de la formación Llallagua.

La Formación Catavi está expuesta mucho más restringidamente que las dos anteriores formaciones. Los únicos afloramientos inequívocos de esta unidad son los que se encuentran al noreste del complejo, muy próximos a la población de Sica Sica (Fig. 1). Sin embargo, algunos rodados que se encuentran al este del cerro Yaca Silla sugieren que esta formación subyace a la gruesa cubierta cuaternaria de ese lugar. La Formación Catavi está compuesta por areniscas muy micáceas de color verde a café claro dispuestas en bancos de 10 a 60 cm de espesor. Una buena estratificación, en ciertos lugares entrecruzada, es un rasgo distintivo de esta formación. El contacto inferior con la Formación Uncia no está expuesto.

Unidades terciarias sedimentarias

En el presente estudio se replantea completamente la estratigrafía del Terciario reconociéndose dos unidades sedimentarias. La más antigua se denomina Formación Chuquichambi y la más joven Formación Kollpana. La Formación Chuquichambi (Fig. 1) está compuesta por arcillas poco consolidadas y deleznables de apariencia masiva y por areniscas de grano fino, algo arcillosas, y generalmente lenticulares. Todas ellas son de color rojo a marrón. En el único estudio regional disponible, efectuado por Navarro (1986), se había diferenciado otra unidad, denominada Huayllamarca, por encima de esta formación. Su litología fue descrita como areniscas y lutitas. Pero sobre el terreno se comprueba que todo el conjunto es mayoritariamente arcilloso con intercalaciones poco frecuentes de areniscas en todos los niveles. Por lo tanto, no se justifica esa división.

Se denomina Formación Kollpana a un conjunto sedimentario compuesto por flujos de barro y conglomerados fluviales que afloran extensamente en la parte noroeste del complejo y en la parte sudeste del area mapeada (Fig. 1). Esta formación fue descrita originalmente por sus afloramientos en la región de Caracollo, unos 50 km al sudeste del área de estudio (Lizeca, 1989). En esta región, la formación está bien expuesta y presenta excelentes cortes que permiten determinar sus relaciones con las unidades infra y suprayacente. Los clastos de la Formación Kollpana son cuarcitas paleozoicas con formas variables entre subangulares y subredondeadas.

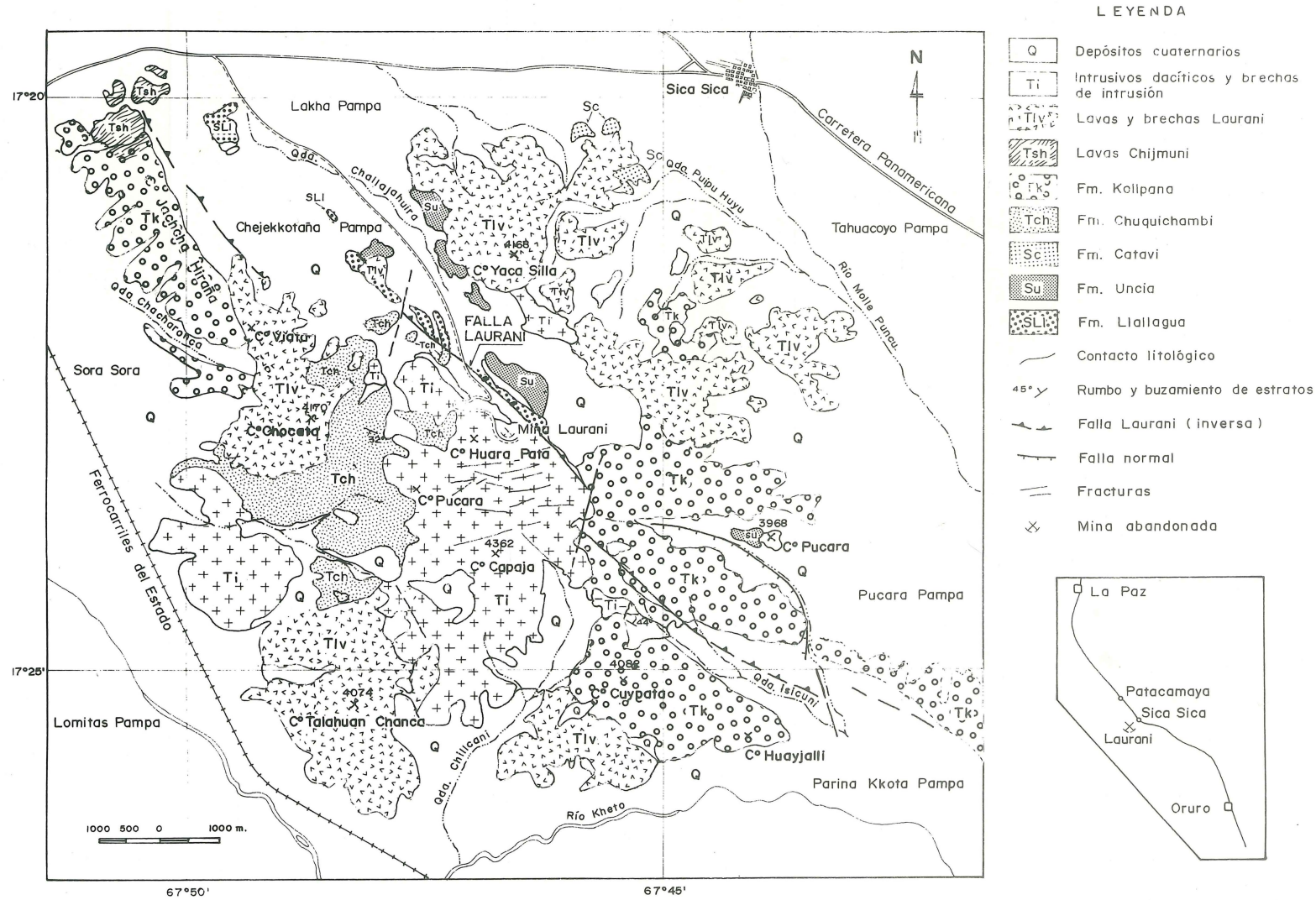


Figura 1.— *Mapa geológico de la región de Laurani.*

Sus diámetros pueden alcanzar los 50 cm. Muchos de ellos están fracturados o deformados por esfuerzos tectónicos posteriores a la depositación de la formación. Una parte de la formación fue depositado como flujos de barro, y tiene una abundante matriz arcillo-limosa de color rojo-naranja. Otra parte consiste de conglomerados fluviales con escasa matriz de carácter areno-arcilloso.

Lizeca (1989), que interpretó la Formación Kollpana expuesta en la región de Caracollo, señala que es el producto de la erosión de las rocas paleozoicas a lo largo de la falla inversa que las hace cabalgar sobre sedimentos terciarios. En el área de estudio, Navarro (1986) las confundió con morrenas.

Rocas ígneas

Las rocas igneas de Laurani pertenecen a una faja formada por pequeños centros volcánicos e intrusivos que se encuentran en el borde oriental del Altiplano, unos 100 km más al interior del continente que la cadena volcánica principal situada en la frontera con Chile y Perú. La edad de las rocas de esta cadena varía de Miocena media a Pliocena, y sus composiciones son generalmente intermedias, dacitas y andesitas, aunque existen también riolitas. En Laurani, las rocas igneas son de composición andesítica, dacítica, y riodacítica. Se han reconocido tres unidades en base a la composición, textura y al modo de emplazamiento: (1) lavas andesíticas Chijmuni, (2) lavas y brechas autoclásticas dacíticas a riodacíticas, y (3) intrusivos de dacita y riodacita. Las dos primeras unidades fueron denominadas como lavas Chijmuni y lavas y brechas Laurani, respectivamente.

Lavas andesíticas Chijmuni.

Pequeños afloramientos de las lavas oscuras andesíticas Chijmuni se encuentran en el extremo noroeste del complejo de Laurani (Fig. 1), conformando colinas de poca elevación. Restos en forma de rodados de otros afloramientos han sido encontrados un poco más al sur, sobre el Cerro Jachcha Hiraña. Las lavas tienen pequeños y muy escasos fenocristales de piroxeno y anfiboles en una matriz afanítica. Todas ellas están fuertemente fracturadas y se encuentran discordantemente emplazadas por encima de rocas paleozoicas y los sedimentos de la Formación Kollpana. Su espesor puede alcanzar los 50 m.

Redwood y Macintyre (1989) encontraron lavas similares en la región de Vila Vila-Caracollo donde por su composición química fueron denominadas shoshonitas. Su edad varía de 13 a 11 Ma según las dataciones de estos autores. La misión francesa ORSTOM dató una de las rocas del área de estudio de Laurani en 8.1 Ma (informe no publicado). Sin embargo, esta edad es considerada muy joven, probablemente producto de la influencia del emplazamiento de los cuerpos intrusivos de Laurani (G. Hérail, comunicación oral, 1992).

Lavas dacíticas y riodacíticas Laurani.

Lavas y brechas volcánicas de composición dacítica y riodacítica (Fig. 1) se encuentran al noreste, sudoeste y sur del complejo de Laurani, formando parte de algunos de los cerros más elevados del área. Sus afloramientos son relativamente extensos y por su disposición anular en torno a un núcleo constituido por un cuerpo intrusivo, han sido interpretados como el resto de un estrato-volcán muy desmantelado (Redwood y Macintyre, 1989). Las lavas son porfídicas, con grandes fenocristales de plagioclasa, sanidina, biotita, hornblenda y cuarzo incluidas en una pasta afanítica de color gris marrón. Un bandeamiento de flujo bien desarrollado es característico para la mayor parte de los afloramientos. Sin embargo, en el Cerro Viata al sur del Cerro Jachcha Hiraña, las lavas se presentan muy masivas. Las brechas volcánicas autoclásticas relacionadas a las lavas adquieren gran espesor en las exposiciones del noreste en tanto que en el lado occidental del complejo tienen una presencia muy subordinada. El espesor tanto de las lavas como de las brechas puede alcanzar los 200 m, y se encuentran claramente discordantes sobre todas las unidades sedimentarias ya descritas.

Intrusivos de Laurani.

Intrusivos dacíticos y riodacíticos se han emplazado en el núcleo del complejo de Laurani conformando un gran cuerpo que abarca unos 12 km^2 (Fig. 1). Intrusivos más pequeños en forma de diques y stocks se encuentran en el lado noreste, principalmente a lo largo de la falla inversa que

pone en contacto a rocas paleozoicas y terciarias. Todas las intrusiones son porfídicas con fenocristales de plagioclasa, sanidina, biotita, cuarzo, y en menor proporción, hornblenda. Los cristales cuadráticos de sanidina son espectaculares por su tamaño que en algunos casos alcanza los 6 cm por lado. Las rocas son generalmente masivas, aunque existen algunas con bandeamiento de flujo que son dificiles de diferenciar de las lavas.

De una manera general, se pueden reconocer dos etapas de intrusión, una pre-mineralización y otra post-mineralización. Los intrusivos pre-mineralización están generalmente alterados por la acción de soluciones hidrotermales y se presentan como cuerpos de roca masiva de gran volumen, a veces envueltos por un grueso carapacho de brecha. Los intrusivos post-mineralización son de pequeño tamaño, con forma de stocks o de diques, y a menudo con un bandeamiento de flujo muy conspicuo. No se advierten diferencias petrográficas entre las intrusiones de ambas etapas.

Petrografía.

En el microscopio las lavas andesíticas exhiben una matriz microlítica constituida de pequeños cristales de plagioclasa (andesina) orientadas. En medio de ella se encuentran fenocristales de plagioclasa, augita, y horblenda. Xenocristales de cuarzo, que se presentan como drusas visibles a simple vista, se han encontrado en una muestra de estas rocas. Por su parte, las lavas e intrusivos dacíticos tienen mineralogía similar entre ellos. Fenocristales de plagioclasa (oligoclasa), cuarzo, biotita, hornblenda y sanidina se encuentran en diversas proporciones en estas rocas. Una pasta microcristalina caracteriza a los intrusivos en tanto que en las lavas esta pasta es vítrea.

Geoquímica de roca total

Las rocas ígneas de Laurani tienen composiciones intermedias, con contenidos de SiO_2 que varían de 57 a 67 %. Debido al elevado contenido de álcalis, en el diagrama TAS, plotean en los campos de traquiandesitas y traquitas (Fig. 2). Aunque la relación K_2O/Na_2O es usualmente próxima a 1 en el diagrama de K_2O/SiO_2 (Fig. 3), la mayoría de las muestras de este complejo permanecen en el sector de la serie calcoalcalina rica en potasio, incluyendo las lavas Chijmuni (Fig. 3). El Ba se encuentra usualmente en cantidades de 1,200 a 1,700 ppm, pero en muestras con algún grado de alteración puede alcanzar los 3,000 ppm. Los contenidos de Sr varían entre 400 y 1,100 ppm, con tendencia a disminuir a medida que el SiO_2 aumenta. El Rb exhibe la tendencia contraria, incrementando desde 77 ppm a 130 ppm junto con el aumento de SiO_2. Ambos comportamientos sugieren que el principal proceso de diferenciación en estas rocas es la precipitación de plagioclasa.

Geología estructural

El distrito de Laurani esta limitado hacia la parte oriental por una mega-estructura conocida con el nombre de falla Coniri que se prolonga a lo largo del borde oriental altiplánico. Esta falla ha generado una zona tectónica que, según Martinez y Tomasi (1978), estuvo activa desde el Oligoceno hasta el Plioceno. Los sucesivos movimientos de esta falla han originado fallas longitudinales paralelas. Una de esas estructuras es la falla Laurani (Fig. 1) que disecta el complejo Laurani con un rumbo aproximado N 130° e inclinación de 70°-60° NE. Esta falla es de carácter inverso y ha hecho cabalgar sedimentos paleozoicos sobre terciarios con una vergencia occidental. Los efectos colaterales de su permanente reactivación se observan en la parte central y al noroeste y sudeste del complejo de Laurani. En la parte central ocasionó la formación de una red de fracturas y diaclasas transversales en los intrusivos dacíticos alli expuestos. Mientras que hacia los extremos noroeste y sudeste, esta falla ha deformado los conglomerados de la Formación Kollpana, creando una discordancia progresiva cubierta por abundantes clastos fracturados y/o punzonados.

CONCLUSIONES

La actual configuración geológica del área de Laurani es una consecuencia de la actividad

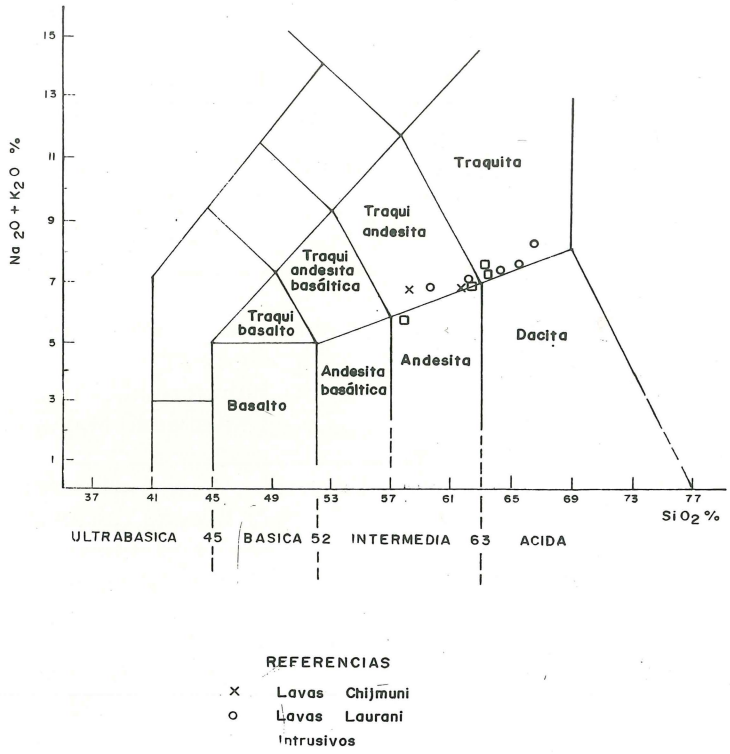


Figura 2.— *Diagrama total álcalis vs. sílice (TAS). Según Sabine (1989).*

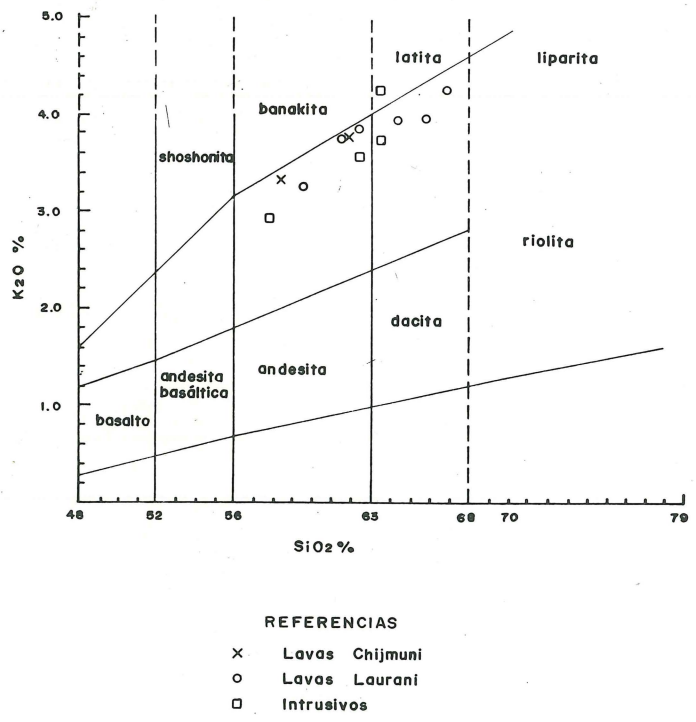


Figura 3.— *Diagrama K_2O vs. SiO_2. Según Peccerrillo y Taylor (1976).*

tectónica y magmática a lo largo de la falla del mismo nombre. Esta falla, que se generó probablemente en el oligoceno superior, hizo cabalgar las rocas paleozoicas sobre las de edad terciaria dando origen a los depósitos sedimentarios sintectónicos de la Formación Kollpana. Durante el mioceno medio y superior esta estructura sirvió de conducto para el ascenso y emplazamiento de cuerpos magmáticos que, en algunos casos, fueron mineralizados posteriormente. La composición petrográfica y química de las rocas igneas de Laurani es similar a la de las rocas del Mioceno medio a superior del área de Berenguela descritos en la parte A de este informe. Este hecho sugiere procesos parecidos en la generación y ascenso de los magmas hasta niveles corticales superiores.

REFERENCIAS CITADAS

Ahlfeld, F., y Schneider-Scherbina, A., 1964, Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia: Departamento Nacional de Geología, Boletín No. 5 (Especial), 381 p.

Lizeca, J.L., 1989, Geodinámica y distribución de oro aluvial en una cuenca altiplánica, región de Caracollo Soledad, Departamento de Oruro: Tesis de Grado inédita, Uiversidad Mayor de San Andrés, 86 p.

Martinez, C., y Tomasi, P., 1978, Carte structurale des Andes septentrionales de Bolivie a 1/1,000,000: Notice Explicative No. 77. ORSTOM-GEOBOL

McBride, S., 1977, A K-Ar study of the Cordillera Real, Bolivia, and its regional setting: Unpublished Ph. D. Thesis, Kingston, Canada, Queen's Univ., 230 p.

Navarro, G., 1986, Génesis del stock de San Gerónimo y tipos de alteración hidrotermal: Tesis de Grado inédita, Universidad Mayor de San Andrés, 53 p.

Peccerillo, A., y Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: Contrib. Mineral. Petrol, v. 58, p. 63-81.

Redwood, S.D. y Macintyre, R.M., 1989, K-Ar dating of Miocene magmatism and related epithermal mineralization of the northeastern Altiplano of Bolivia: Economic Geology, v. 84, p. 618-630.

Sabine, P.A., 1989, Setting standards in Petrology, The Comission on Systematics in Petrology: Episodes, v. 12, p. 84-86.

Schneider-Scherbina, A., 1961. El Yacimiento argentífero de cobre de Laurani-Sica Sica, Bolívia: Informe de la Misisón Geológica Alemana en Bolívia, inédito, 54 p.

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 123-130

H.— GEOLOGIA, ALTERACION, Y MINERALIZACION DEL DEPOSITO MINERAL TIPO SULFATO-ACIDO DE LAURANI, ALTIPLANO NORTE DE BOLIVIA

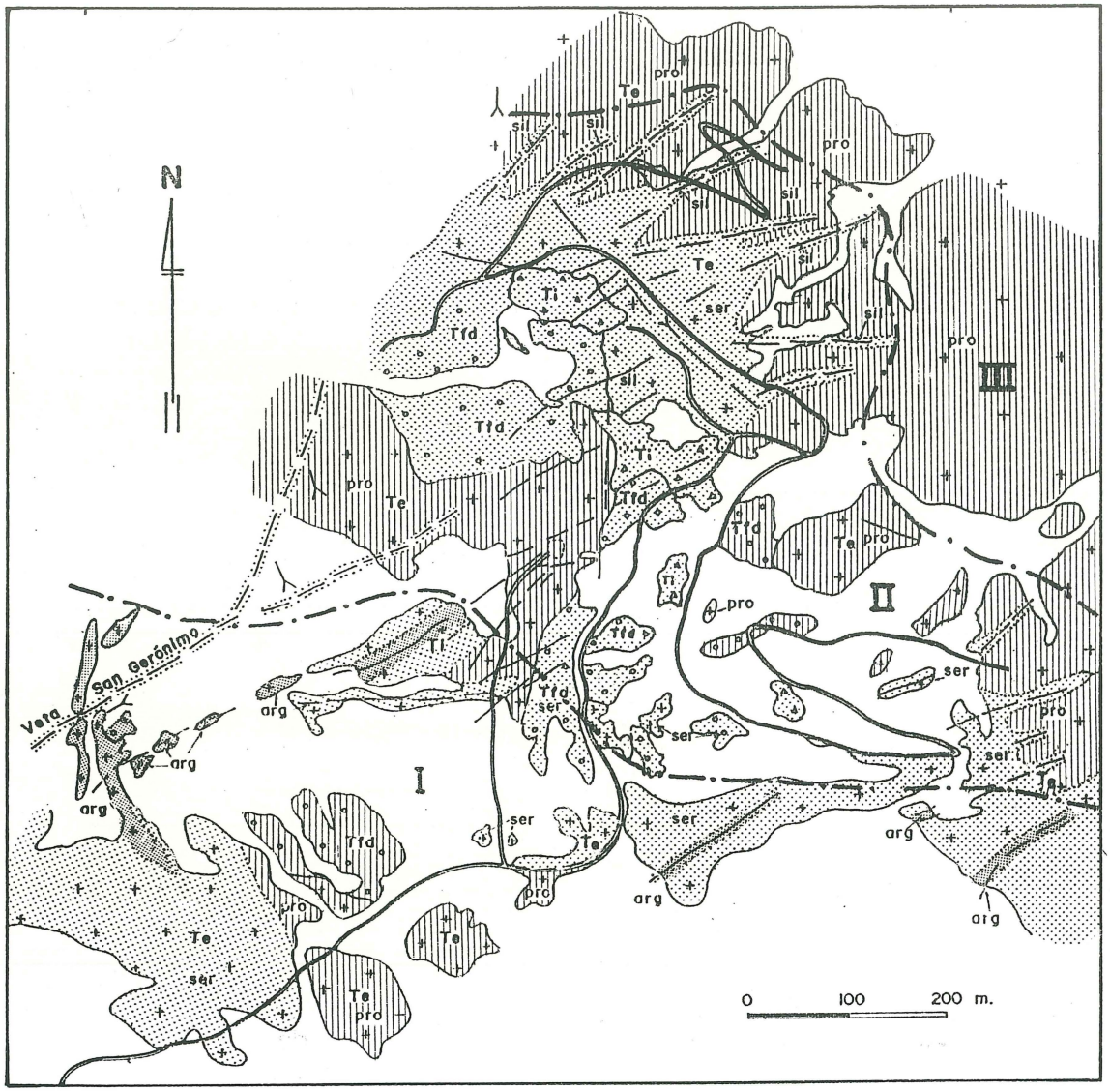
por Fernando Murillo S., Orlando Sanjinés V., Luis Barrera I.,
Néstor Jiménez Ch., José Luis Lizeca B., y Oscar Flores B.,
Servicio Geológico de Bolivia

Albert H. Hoffstra, Richard M. Hardyman y Thomas J. Nash
U.S. Geological Survey

INTRODUCCION

El yacimiento de Laurani, conocido desde la época de la colonia, consiste de una serie de vetas, stockworks, y diseminaciones emplazadas en rocas volcánicas y volcanosedimentarias de edad terciaria (Fig. 1). La mineralización de Cu-Ag-Au del yacimiento se encuentra asociada a una alteración argílica avanzada. Las vetas inicialmente fueron explotadas por plata y oro de la zona de oxidación, las mismas que se desarrollaron en más de 300 rajos abiertos, piques de más de 50 m de profundidad, y alrededor de 4,000 m de labores subterráneas entre corridas y recortes. Posteriormente se iniciaron laboreos de reconocimiento, con un socavón de 180 m de longitud denominado San Carlos (Fig. 2), labores que permitieron atravesar la roca volcánica hasta alcanzar el contacto con la lutita. En el año 1932 se fundó la Compañía Minera Laurani de Bolivia, S.A., que realizó trabajos de rehabilitación de labores antiguas y la preparación de un clavo de 200 m de longitud sobre la veta San Jerónimo (Fig. 2). Estas labores permitieron la explotación de unas 15,000 toneladas de mineral bruto. En 1938 fueron adquiridas la totalidad de las acciones por José Soria Fernández, actual propietario del depósito, constituyendose la "Corporación Minera Laramcota". A partir de entonces se explotaron algunas de las zonas más ricas con abundantes vetillas mineralizadas entre los socavones Intermedio y San Carlos (Fig. 2). Por medio de la selección manual de la mena los concentrados alcanzaron contenidos de 20%-25% Cu, 1,500-2,000 g/t Ag, y hasta 20 g/t Au. La producción durante años fluctuó entre las 60 y 80 toneladas métricas mensuales, manteniendose más o menos constante hasta su total paralización en el año 1970, debido a una drástica caída en las cotizaciones del cobre en el mercado mundial.

En la década de los años 80 se han realizado trabajos de exploración y prospección para evaluar el potencial del yacimiento. Entre estos se destaca el trabajo realizado por la empresa MINTEC, que efectuó un muestreo geoquímico sistemático a lo largo de canaletas sobre un total de 1,800 m en superficie, 385 m en subsuelo y desmontes, muestreo que fue complementado por un programa de perforación de 23 pozos y un total de 2,035 m perforados. Estos trabajos permitieron estimar reservas del orden de 2.3 millones de



LEYENDA

- Cuaternario
- Flujo de detritos (Tfd)
- Intrusiones y extrusiones dacíticas (Ti, Te)
- Contacto litológico
- Socavón
- Camino
- Límite de alteraciones
  - Local
  - General
- Fallas y fracturas mineralizadas

TIPO DE ALTERACIÓN

- arg — Argilítica avanzada
- ser — Sericítica
- pro — Propilítica
- sil — Silicificación

Figura 1.— *Mapa geológico del depósito de Laurani, mostrando los tipos y zonificación de alteración hidrotermal: (I) Zona interna, caracterizada por la alteración argílica avanzada; (II) zona intermedia, caracterizada por el predominio de la sericitización; (III) Zona externa, caracterizada por el predominio de la propilitización.*

toneladas, con un promedio de 2.41 g/t Au y 169 g/t Ag, en vetas polimetálicas de 1 - 4 m de espesor. Actualmente (1993) la empresa RTZ - COMSUR, está realizando un trabajo de detalle geológico, geoquímico, y nuevos sondeos.

MARCO GEOLOGICO

El yacimiento de Laurani se emplaza en un conjunto de rocas ígneas denominado Complejo Volcánico de Laurani (Capítulo IV-G, este informe), el mismo que emerge en forma aislada en el margen oriental del Altiplano. Este complejo se encuentra constituido por domos volcánicos, y cuerpos intrusivos subvolcánicos de composición dacítica, y flujos de lava andesítica. Los domos y cuerpos intrusivos se emplazaron durante pulsos magmáticos pre- y post-mineralización. Según algunos autores (Redwood y Macintyre, 1989), las rocas volcánicas del complejo, serían los remanentes de un antiguo edificio volcánico intensamente erodado, debido a que estos investigadores consideraban a las rocas volcánicas que conforman los domos como flujos de lava. Sin embargo criterios de campo, como se describe en el Capítulo IV-G, desvirtuan tal aseveración. El complejo se emplaza sobre un zócalo sedimentario conformado por una secuencia sedimentaria areno-pelítica de origen marino y de edad silúrica y red-beds de la Formación Chuquichambi de edad miocena (Capítulo IV-G, Fig. 1).

En el área que comprende el depósito de Laurani aflora un cuerpo ígneo de composición dacítica y textura porfirítica (Capítulo IV-G, Fig. 1). Esta roca ígnea consiste de fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y hornblenda en un matriz afanítica a microcristalina. Así mismo el cuerpo ígneo presenta una zona interior que incluye fenocristales de sanidina de hasta 10 cm de tamaño, los mismos que van dismunyendo gradualmente hacia la periferie y partes superiores del cuerpo. Brechas de intrusión están presentes en varias partes del cuerpo.

Una secuencia volcano-sedimentaria constituida por flujos de detritos que alternan con niveles de areniscas arcósicas, aparentemente se encuentra suprayaciendo a la roca ígnea. Los flujos de detritos están constituidos por clastos subredondeados de cuarcitas y rocas dacíticas de hasta 30 cm de diámetro en una matriz detrítica areno-arcillosa. Estos sedimentos se disponen en bancos gruesos y groseramente estratificados. Las areniscas arcósicas son de grano medio a fino e intercalan con esporádicos niveles lutíticos, dispuestos en bancos delgados y bien estratificados. La presencia de esta secuencia volcano-sedimentaria, que forma parte del complejo volcánico y que aparentemente suprayace a la roca ígnea, determina un ambiente muy superficial sugiriendo que el cuerpo ígneo representa la raíz de un domo volcánico cuya parte superior habría sido erosionada.

En el área de Laurani, ocurren tres juegos de fracturas mineralizadas que según su grado de desarrollo e importancia económica son N50°E°-N70°E, N5°E-N20°E, y N60°W-N50°W (Fig. 2). El juego de fracturas N50°E-N70°E, que en general buzan 70-80° NW, son las mejor desarrolladas. Su importancia radica en el hecho de que a lo largo de estas fracturas se han emplazado las principales vetas del depósito y son las de San Jerónimo, Santo Cristo, Nueva, Negra, y el conjunto de vetillas en el Sector de Carnavalito (Fig. 2). El segundo juego de fracturas, de rumbo N5°E-N20°E, en general buzan subverticalmente al NE. Las estrías expuestas en los espejos de falla en algunas de estas fallas, muestran movimientos de tipo normal y laterales de tipo dextral. A lo largo de estas fracturas se han emplazado las vetas San Carlos, Paralela, y Toro (Fig. 2). Su importancia económica es secundaria en relación al primer juego. El tercer juego de fracturas, de rumbo N60°E-N50°E en general buza en forma subvertical al NE y las vetas muestran un menor desarrollo en relación a los dos primeros. A lo largo de estas fracturas se han desarrollado vetas de menor importancia económica, siendo la más representativa la denominada veta Agua Dulce (Fig. 2).

Los tres juegos de fracturas, guardan estrecha relación dinámica con el plano de cizallamiento regional denominado Falla Laurani (Fig. 2). La traza de esta falla atraviesa la parte central del complejo (Capítulo IV-G, Fig. 1), y ha sido definida como una falla de desgarre con un movimiento principal de tipo sinestral. Su rumbo general es de N45°W y buzamiento de 65° NE, y pone en contacto la dacita, que hospeda las vetas de Laurani, con los red-beds terciarios. Las relaciones dinámicas y geométricas entre la Falla Laurani y los juegos de fracturas mejor desarrollados sugieren que el sistema se formó como consecuencia de un fenómeno de cizalla simple, cuyo modelo

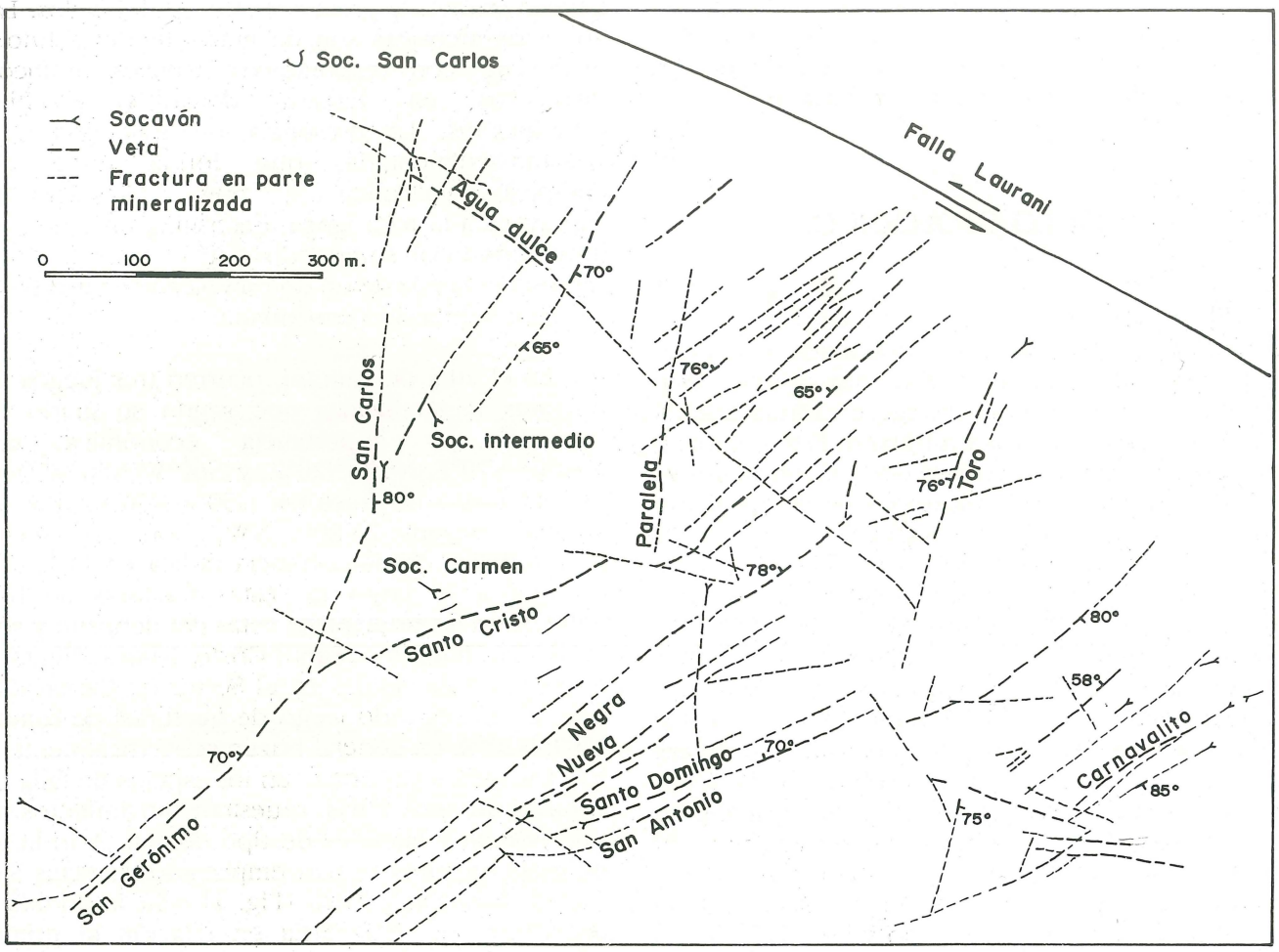


Figura 2.— *Vetas y fracturas mineralizadas en el depósito de Laurani.*

mecánico es ilustrado en la figura 5 del Capítulo IV-B. Según el modelo, las fracturas de rumbo N50°E-N70°E, casi corresponderían a fracturas de extensión, mientras que los juegos de rumbo N5°E-N20°E y N60°W-N50°W, corresponderían a fracturas secundarias antitéticas y sintéticas, respectivamente.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal que ha afectado las rocas que hospedan la mineralización del depósito de Laurani, fue discutida por Redwood (1986), Cunningham et al., (1991) y Ludington y du Bray (1992). Quienes reconocieron un patrón de alteración muy bien definido, consistente de una zona central o interior de vuggy-silica y cuarzo-alunita (argílica avanzada), que pasa a una alteración argílica intermedia muy restringida, luego a una zona de sericitización de mayor extensión, y finalmente a una zona propilítica hacia la periferie. En el presente estudio, en base a observaciones detalladas de campo y estudios de laboratorio se confirma la distribución areal de estas zonas de alteración (Fig.1) y la asociación mineralógica de las mismas. Para fines descriptivos se consideran dos tipos de zonación de alteración, una que corresponde a la que ocurre en las salvandas de las vetas (Fig. 1) y la segunda corresponde a una zonación generalizada del yacimiento (Fig. 1).

Alteración argílica avanzada

La alteración argílica avanzada, que se encuentra en las zonas interior y central del yacimiento de Laurani (Fig. 1), se caracteriza por la presencia de alteración vuggy silica y cuarzo-alunita. La alteración vuggy-silica se caracteriza por la destrucción o lixiviación de gran parte de los minerales componentes originales de la roca con excepción del cuarzo, y por el completo reemplazamiento de la matriz por sílice. La alteración cuarzo-alunita se caracteriza por la abundante distribución de la alunita rellenando las cavidades dejadas por los minerales originales lixiviados, y en menor porcentaje reemplazando parte de la matríz silicificada. La asociación mineralógica de este tipo de alteración se encuentra conformada por cuarzo y alunita principalmente, la pirita se presenta como diseminación de diminutos cristales.

La alteración argílica avanzada se encuentra muy bien difundida en el Sector de San Gerónimo (Fig. 1), ocupando la parte central de las vetas principales. Además, un relicto del "capping" de vuggy-silica y cuarzo-alunita corona la cima del Cerro Huara Pata (Capítulo IV-G, Fig. 1), a manera de cuerpos semicirculares a elipsoidales de diámetros entre 50 y 100 metros (Garzón, 1990). La zona dentro la cual se presenta la alteración argílica avanzada está alargada de E-W, ya que en ésta orientación alcanza una extensión que sobrepasa los 1,000 m, debido a que esta alteración todavía se encuentra en el flanco este del Cerro Pucara (Capítulo IV-G, Fig. 1). En sección transversal con orientación N-S su extensión no sobrepasa los 700 m.

Alteración argílica intermedia

La zona de alteración argílica intermedia se encuentra limitando lateralmente la zona de alteración vuggy-silica y cuarzo-alunita, y donde esto no ocurre, ocupa las salvandas de las vetas. En esta zona de alteración, los minerales primarios de las rocas ígneas y volcano-sedimentarias, a excepción del cuarzo, han sido completamente alterados a caolinita y otras arcillas. Este tipo de alteración tiene un desarrollo lateral muy reducido, que generalmente varía desde algunos centímetros hasta los dos o tres metros de extensión.

Alteración sericítica

La alteración sericítica se encuentra limitando lateralmente la zona de argilización intermedia a lo largo de las vetas. En esta zona de alteración los minerales primarios de las rocas ígneas y volcano-sedimentarias, a excepción del cuarzo, han sido completamente reemplazados por sericita y en mucho menor proporción por caolinita. La pirita está presente como cristales finamente diseminados. La alteración sericítica alcanza a cubrir áreas relativamente extensas debido a la presencia de stockworks. Este tipo de alteración parece predominar en los sectores donde las soluciones hidrotermales sufrieron un aumento del pH y un descenso de temperatura, como efectos de un mayor aporte de aguas meteóricas.

Alteración propilítica

La alteración propilítica se encuentra limitando el halo de alteración sericítica a lo largo de las vetas, sobreponiéndose, junto a los otros tipos de alteración, a una débil alteración clorita-sericita de naturaleza deutérica. La alteración propilítica involucró la generación de clorita, calcita, sericita, y probablemente epidoto por la alteración de plagioclasa, biotita, y hornblenda primaria. Su extensión lateral no es posible de identificar, en razón a que en la periferie se confunde con la propilitización deutérica.

GEOLOGIA ECONOMICA

Las vetas del depósito de Laurani se formaron principalmente por procesos de relleno de fisuras y reemplazamiento metasomático a lo largo de las fallas y fracturas. En general se han reconocido los siguientes tipos de depósitos (1) vetas en fallas normales, que en sectores se ramifican conformando estructuras tipo cola de caballo; (2) stockworks, principalmente en el sector de Carnavalito donde se han detectado los mejores tenores de oro y plata (comunicación verbal de Garzón, D.); y (3) diseminacion en la roca encajonante, de escaso desarrollo en relación a los dos anteriores.

Schneider-Scherbina (1961) destaca los siguientes aspectos descriptivos de las principales vetas y zonas mineralizadas. Entre las vetas principales destaca la denominada veta San Jerónimo, cuya longitud es de 1,200 m con una potencia variable entre 0.8 a 10 m y un promedio de 3 m. En 1938 se abrieron 2 clavos paralelos, con una longuitud aproximada de 200 m y un descuelgue de 33 m. Con leyes promedio de 2.95% Cu, 200 g/t Ag y 2.1 g/t Au para reservas de 63,500 toneladas de mineral positivo. Le sigue en importancia la veta Santo Cristo que se constituye en la continuación de la veta San Jerónimo. Esta veta tiene una longitud de casi 800 m, a lo largo de la cual la mineralización se presenta en forma de lentes de 50-60 cm de potencia. La reserva mineral de la veta, entre los niveles Intermedio y San Carlos, fue calculada en 23,000 t con una ley promedio de 4% Cu y 600 g/t Ag. El resto de las vetas, en general, han sido reconocidas en longitudes que varían entre los 100 a 150 m, con potencias que oscilan entre los 0.2 a 0.5 m y leyes promedio de 8% Cu y 500 g/t Ag. Excepcionalmente algunas de las vetas alcanzan potencias tan apreciables como de 4 m (veta Agua Dulce) o de tan solo 5 cm (veta San Antonio).

La mineralización tipo stockwork se encuentra desarrollada en el sector Toro-Carnavalito (Fig. 2), a manera de mallas anchas donde la frecuencia de las tres direcciones de fracturamiento principales son similares, aunque con ligera predominancia de las fracturas de rumbo NE. El relleno mineral de las fracturas raras veces sobrepasa los 10 cm. En promedio la mena tiene leyes de 3% Cu, 600 g/t Ag, y 2.6 g/t Au. Los minerales diseminados en la roca encajonante, que se encuentra asociada a las vetas relacionadas a la alteración argílica avanzada, consiste de sulfuros, principalmente pirita.

La fase de mineralización siguió a la fase de alteración hidrotermal, por lo tanto esta se encuentra relacionada a un segundo pulso hidrotermal. Los estudios y observaciones mineralógicas realizadas en los diferentes sectores del yacimiento, complementados por estudios mineralógicos realizados por Schneider-Scherbina (1961), determinan la presencia de más de veinte especies mineralógicas. Las relaciones paragenéticas indican tres fases de mineralización sucesivas que son las siguientes (Fig. 3): fase I—pirita-oro-casiterita; fase II— sulfosales de Cu-As-Ag, sulfuros de Pb y Zn, y oro nativo (?); y fase III—sulfosales de Cu-Sb-Pb-Ag y sulfuros de Cu, Pb, y Zn.

De todos los estudios realizados se define una notable zonación mineralógica en el yacimiento, cuyo centro correspondería al sector de la Veta San Jerónimo, a partir del cual se reconocen las siguientes zonas (Fig. 4): (I) zona interior con pirita aurífera, enargita, y bornita; (II) zona central con enargita, tetrahedrita, tenantita, y otros minerales de cobre; y (III) zona periférica con predominio de galena argentífera, sulfosales de Pb-Ag-Zn, y sulfuros de metales base. Entre los minerales de ganga comunes en las tres zonas se encuentran la baritina, cuarzo, pirita, marcasita, siderita, jarosita, y arcillas, con notable abundancia de alunita y baritina en la zona interior y de siderita y marcasita en la zona periférica.

Por todas las observaciones anotadas se define que Laurani es un depósito epitermal tipo sulfato-ácido, debido al ambiente volcánico subaéreo en el que se encuentra emplazado, y a su asociación con una notable alteración hidrotermal tipo argílica avanzada. Las zonaciones de la alteración y mineralógica son también características de este tipo de depósitos minerales (Petersen et al., 1977; Stoffregen, 1987).

SUMARIO

Laurani es un depósito epitermal de Cu-Ag-Au tipo sulfato ácido, que consiste principalmente de vetas, y stockworks y diseminaciones en menor grado, emplazadas en un domo volcánico de composición dacítica datado en 8 Ma (Redwood y Macintyre, 1989), y flujos de detritos contemporáneos al domo. El sistema hidrotermal estuvo estructuralmente controlado por un sistema de fracturas genéticamente relacionado a la Falla Laurani. El juego de facturas a lo largo del cual los minerales hidrotermales fueron depositados preferentemente, tiene un rumbo de N50°E - N70°E. Otros juegos de fractura de rumbo N5°E - N20°E y N60°W - N50°W, tuvieron una importancia relativamente secundaria. Las vetas son del tipo relleno de fallas y fisuras. Las estructuras mayores pasan los 1,000 m de longitud y tienen valores promedio hasta de 3% Cu, 200 g/t Ag, y 2,1 g/t Au. Otro tipo de mineralización es de stockwork desarollada en zonas de intenso fracturamiento, y por último disminaciones de sulfuros en la roca encajonante.

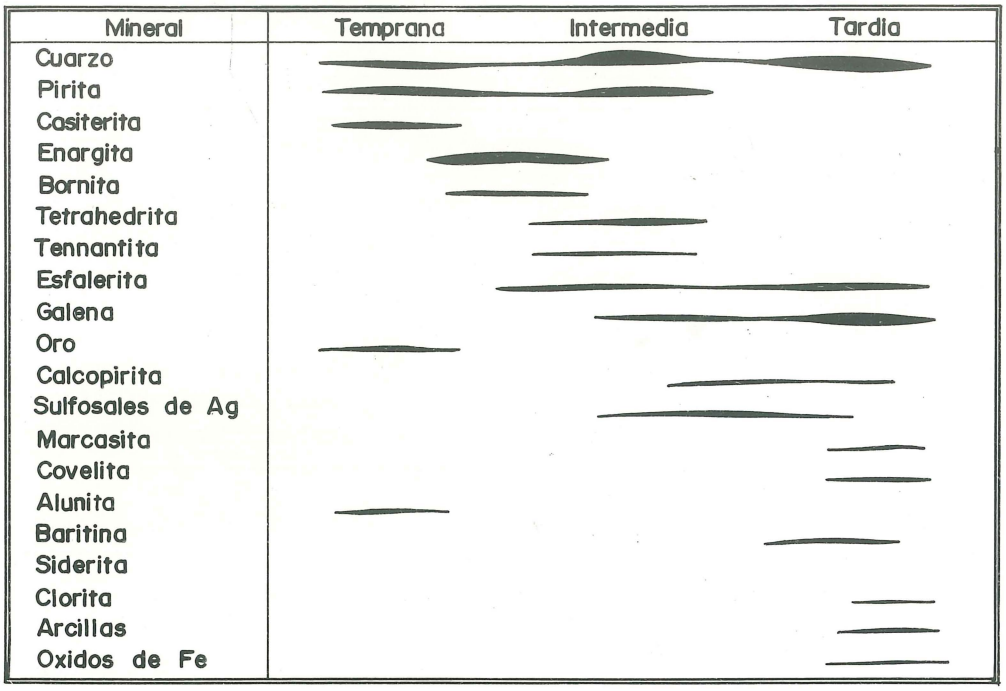


Figura 3.— Secuencia paragenética de los minerales de las vetas en el depósito de Laurani. Modificado de Schneider-Scherbina (1961).

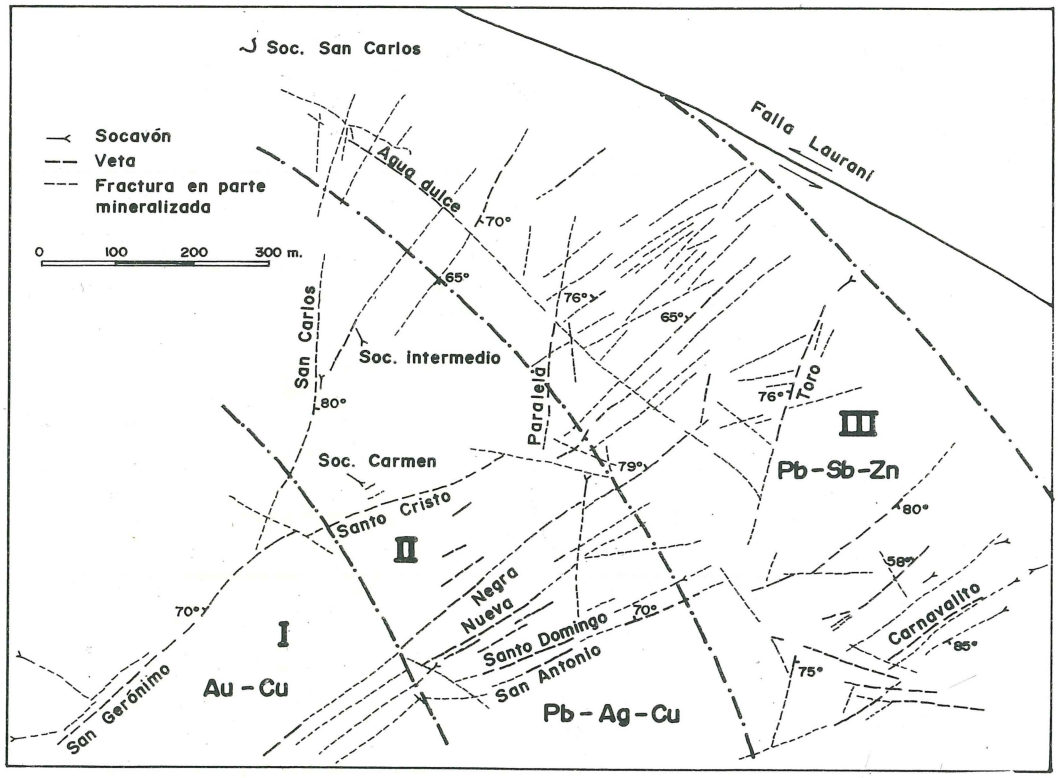


Figura 4.— Zonificación mineralógica en el depósito de Laurani: (I) Zona interna, caracterizada por Au y Cu; (II) Zona intermedia, caracterizada por Pb, Ag, y Cu; (III) Zona externa, caracterizada por Pb, Zn, y Sb.

La alteración hidrotermal a lo largo de las vetas, desarrolló una zonación lateral típica de sistemas sulfato-ácido y se caracteriza por una zona interior de alteración argílica avanzada (vuggy-silica y cuarzo-alunita), que grada bruscamente a una halo de argilización intermedia, luego a una zona de sericitización, y finalmente a una zona de propilitización hacia la periferie.

Estudios mineralógicos de las vetas determinaron tres fases de mineralización: fase I—pirita-oro-casiterita; fase II—sulfosales de Cu-As-Ag, sulfuros de Pb y Zn, y oro nativo (?); y fase III—sulfosales de Cu-Sb-Pb-Ag y sulfuros de Cu, Pb, y Zn. El depósito muestra la siguiente zonación mineralógica: (I) una zona zona interior con pirita aurífera, enargita, y bornita; (II) una zona central con enargita, tetrahedrita, tenantita, y otros minerales de cobre; y (III) una zona periférica con predominio de galena argentífera, sulfosales de Pb-Ag-Zn, y sulfuros de metales base.

REFERENCIAS CITADAS

Cunningham, C. G., McNamee, J., Pinto, J., y Ericksen, G.E., 1991, A model of volcanic dome-hosted precious metal deposits in Bolivia: Economic Geology, v. 86, p. 415-421.

Garzon, D., 1990, Laurani un yacimineto epitermal asociado al emplazamiento de un domo volcánico: Sociedad Geológica de Bolivia, Boletín No. 25, p. 25-37.

Ludington, S., and du Bray, E. A., 1992, Laurani area in Geology and mineral resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia: U.S. Geological Survey Bull. 1975, p. 189-191.

Petersen, U., Noble, D., Arenas, M., & Goodell P., 1977, Geology of Julcani Mining District, Peru: Economic Geology, v. 72, p. 931-949.

Redwood, S. D., and Macintyre, R. M., 1989, K-Ar dating of Miocene magmatism and related mineralization of the northeastern Altiplano of Bolivia: Economic Geology, v. 84, p. 618-630.

Schneider-Scherbina, A., 1961, El yacimiento argentífero de cobre de Laurani-Sica-Sica: Misión Geológica Alemana en Bolivia, informe No. 14, inédito 54 p.

Stoffregen, R., 1987, Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado: Economic Geology, v. 82, p. 1557-1591.

Sylvester, A., 1988, Strike-slip faults: Geological Society of America Bull., v. 100, p. 1666-1703.

AGRADECIMIENTOS

El responsable y autores, funcionarios del Programa de Cooperación Técnica. ATN/SF-3427-RE, Proyecto 11, del SERVICIO GEOLOGICO DE BOLIVIA, dejan constancia de reconocimiento por su invalorable colaboración a los gestores del Programa Dr. George Ericksen y Charles G. Cunningham del USGS, Fernando Urquidi de la Embajada de los EE. UU., en La Paz; a los ejecutivos de GEOBOL, partícipes del Programa Daniel Howard Barrón y Marcelo Claure Z.; a los financiadores del programa, el Banco Interamericano de Desarrollo y DIFEM/USAID 003; las empresas mineras y de exploración EXPROMIN, COMSUR, MINTEC y la Empresa Minera Subsidiaria de Potosí, COMIBOL, que permitieron el acceso a sus concesiones mineras, dependencias y compartieron experiencias.

CAPITULO V

EL COMPLEJO VOLCANICO CERROS BRAVOS, REGION DE MARICUNGA, CHILE: GEOLOGIA, ALTERACION HIDROTERMAL, Y MINERALIZACION

por Ramón Moscoso D., Víctor Maksaev J., Lucía Cuitiño G., y Felipe Díaz F.
Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

Robert P. Koeppen, Richard M. Tosdal, Charles G. Cunningham, Edwin H. McKee, y James J. Rytuba
U. S. Geological Survey

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 133-169

EL COMPLEJO VOLCANICO CERROS BRAVOS, REGION DE MARICUNGA, CHILE: GEOLOGIA, ALTERACION HIDROTERMAL Y MINERALIZACION

por Ramón Moscoso D., Víctor Maksaev J., Lucía Cuitiño G., y Felipe Díaz F.
Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

Robert P. Koeppen, Richard M. Tosdal, Charles G. Cunningham,
Edwin H. McKee, y James J. Rytuba
U. S. Geological Survey

RESUMEN

El Complejo Volcánico Cerros Bravos (Oligoceno-Mioceno) es un conjunto de lavas y domos dacítico-andesíticos calcoalcalinos de gran extensión (450 km^2) ubicado a unos 140 km al este de Copiapó, Chile, que integra la Franja de Maricunga, cadena volcánica neógena que representa un arco pluto-volcánico de margen continental. Los análisis radiométricos K-Ar señalan que el complejo volcánico Cerros Bravos estuvo activo entre los 26-18 Ma (Oligoceno-Mioceno inferior) en tanto que el complejo La Coipa registra actividad hasta el Mioceno medio (15 Ma), y desde allí hacia el sur los centros volcánicos presentan edades entre 16 y 6 Ma. El complejo hospeda la zona de alteración hidrotermal del Prospecto Esperanza, sistema epitermal del tipo sulfato-ácido con mineralización de oro y plata controlada estructuralmente y asociada a una intensa silicificación y argilización con calcolinita, alunita y jarosita, con edades radiométricas K-Ar entre 20-18 Ma. Los estudios isotópicos de Pb realizados en rocas y sulfuros de los depósitos de la Franja de Maricunga indican que las rocas ígneas del Oligoceno-Mioceno son una mezcla de manto subcortical máfico o material cortical y material cortical radiogénico. El Pb en los depósitos de metales preciosos de la franja es dominado por una fuente como las rocas ígneas huéspedes y, localmente, otras rocas huéspedes (sedimentarias triásicas) pueden haber contribuido con Pb durante la circulación hidrotermal en ambiente cercano a la superficie.

La aplicación de las metodologías de la teledetección en imágenes Landsat TM en la zona de Maricunga demostró ser una herramienta eficaz para la exploración ya que permitió destacar perfectamente las zonas de alteración hidrotermal presentes en el área y la elaboración de mapas de alta confiabilidad a escala regional.

INTRODUCCION

Generalidades

El complejo volcánico Cerros Bravos se ubica a unos 140 km al este de Copiapó, en el borde occidental de la altiplanicie de la Puna (Fig. 1). La cadena volcánica neógena (Franja de Maricunga) comprende numerosos estrato-volcanes y domos, monogenéticos y multiductos, de composición dacítico-andesítica calcoalcalina, con edades comprendidas entre 26 y 6 Ma. Estas son las rocas huéspedes de más de una docena de zonas de alteración hidrotermal y depósitos epitermales de tipo sulfato-ácido (Vila, 1991; Vila y Sillitoe, 1991; Vila et al., 1991; Sillitoe et al., 1991; Davidson y Mpodozis 1991; Cuitiño y Moscoso, 1991; Moscoso et al., 1991, 1992). En general, las dimensiones de los complejos eruptivos son del orden de 5 a 12 km. de diámetro, destacándose claramente entre ellos el Complejo Volcánico Cerros Bravos (25 km) y el Complejo del Volcán Copiapó (24 km). El complejo forma parte del cordón montañoso denominado Cordillera de Domeyko cuyas alturas sobrepasan los 5,000 m, siendo sus mayores exponentes el cordón de Cerros Bravos (5,270-5,329 m), el cordón del cerro Potrero Grande (4,985-5,008 m) y el cerro Barros Negros (4,903 m).

El acceso desde Copiapó (Fig. 1) se logra por el camino de tierra que lleva al Salar de Maricunga que corre por las quebradas Paipote, San Andrés, y Codocedo (Ruta C-31) transitable todo el año hasta el yacimiento La Coipa. Desde La Coipa hasta el Salar de Maricunga el camino corre por las

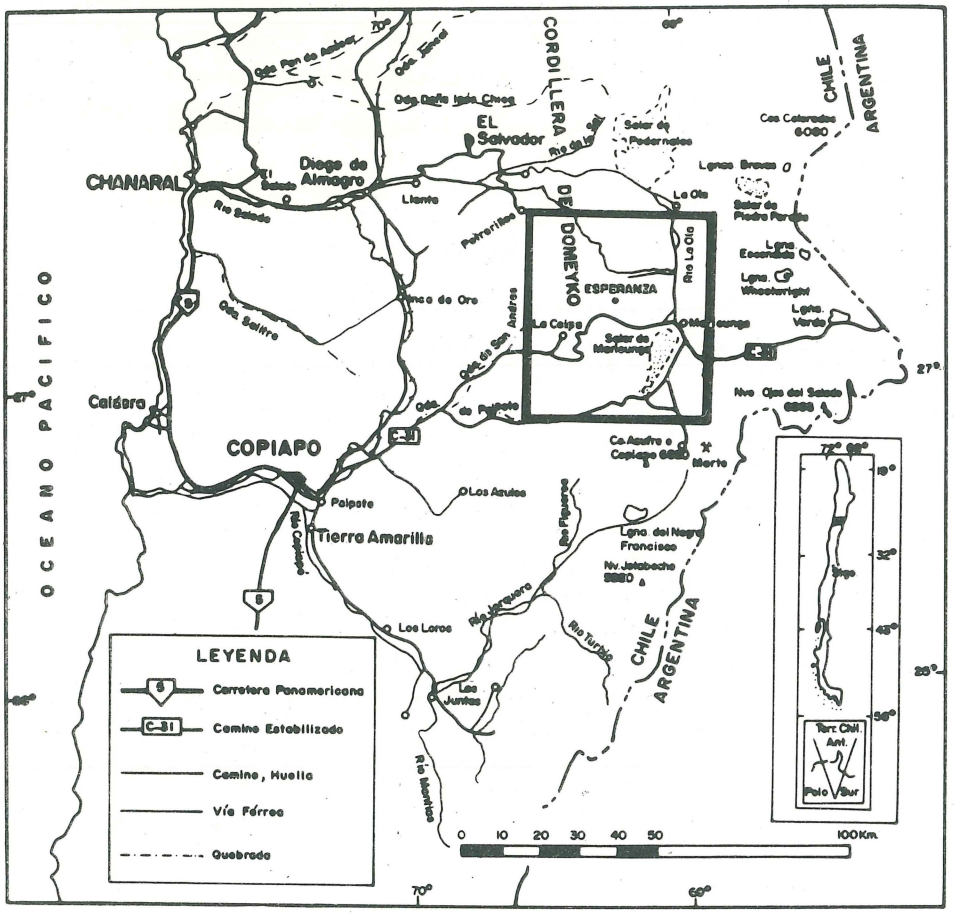


Figura 1.— Ubicación del área estudiada y principales accesos.

quebradas Codocedo y Caballo Muerto; este tramo tiene poca mantención y frecuentemente queda bloqueado por la nieve en los meses de invierno. Desde el Salar de Maricunga hacia el norte se transita por el tramo del camino de El Salvador a Tinogasta, Argentina (Ruta C-173), del cual se desprende el ramal que lleva al prospecto Esperanza. Por el norte, desde El Salvador o Potrerillos, el acceso se logra por el antiguo camino a Tinogasta pasando por el Salar de Pedernales del cual se desprenden numerosas huellas; la variante por la quebradas El Hueso-Acerillos-Potrero Grande bordea el complejo por su costado norte. Este camino está en buen estado y sólo en ocasiones queda bloqueado durante el invierno.

El clima es seco y frío y la vegetación es escasa y rala. El clima es del tipo "tundra de alta montaña", con una amplitud térmica diaria de hasta 20°C, con gran diferencia entre el día y la noche. Son frecuentes los vientos de más de 100 km/hr. La humedad relativa es baja y rara vez alcanza más allá del 18% (Antonioletti, 1972). La vegetación está restringida a las aguadas y laderas de quebradas protegidas del viento, destacando la "paja brava", "chachacoma" (planta con virtudes regularizadoras de la presión sanguínea) y el "clavillo" y el "cuerno" que son plantas espinosas que crecen a ras de suelo (excelente combustible). La fauna es escasa, sólo se observan guanacos y vicuñas en manadas de pocos ejemplares, zorros, algunos roedores coloniales como el "chululo" (cuyas madrigueras a veces se transforman en serios obstáculos para el tránsito de vehículos y animales) y vizcachas. Pequeños lagartos son comunes. Las aves abundan cerca de las aguadas; durante la primavera y el verano se observan águilas, patos, gansos (piuquenes), perdices y pisacas, grandes bandadas de jilgueros, chirigües, tórtolas, cometocinos. En lagunillas del Salar de Maricunga hacia el sur es posible observar parinas (flamencos) que son especialmente abundantes en la Laguna del Negro Francisco.

Trabajos anteriores

Si bien desde el siglo pasado la región de Atacama se caracterizó por la actividad minera, no fue sino en este siglo, a mediados de la década del 70, que las rocas volcánicas neógenas de la Alta Cordillera fueron de gran interés de exploración por parte de las compañías mineras. Este interés de la exploración fue detonado por los altos precios alcanzados por el oro y por el reconocimiento del potencial aurífero del yacimiento El Indio (Mioceno), a partir de 1974 (Llaumett y Henríquez, 1976).

La geología regional comenzó a ser abordada en forma no sistemática en la década del 60 siendo Ruiz et al., (1965) quienes entregan una primera síntesis con una descripción sistemática de los principales yacimientos y unidades metalogénicas integrado con un esquema paleogeográfico. Sin embargo, estos autores desestimaron el potencial de mineralización neógena, debido a que los conceptos metalogénicos que utilizaron en su interpretación los llevaron a concluir que "el ciclo metalogénico del geosinclinal Andino finalizó con la mineralización formada durante la fase intrusiva del Terciario inferior". Clark et al., (1967 a y b), Segerstrom (1968), Sillitoe et al., (1968), Mortimer (1969, 1973) establecieron la evolución geológica de la parte sur del desierto de Atacama, en tanto que Zentilli (1974, 1975) destacó la migración hacia el este del magmatismo post-paleozoico,la edad Terciaria superior de la franja volcánica del borde occidental de la puna, y su potencial de mineralización. Cisternas (1977), Cisternas y Vicente (1976), Cisternas y Oviedo (1979), Mercado (1982), Aguilar (1984), y levantamientos geológicos del SERNAGEOMIN a partir de 1980 establecieron la estratigrafía y estructuras de las principales unidades de la alta cordillera de Copiapó al Sur. Entre estos merecen destacarse los de Mercado (1982), Muñoz (1984), Maksaev et al., (1984), Nasi et al., (1985), Mpodozis et al., (1985), Kay et al., (1987), Kay et al., (1988), Moscoso y Mpodozis (1988), Mpodozis y Cornejo (1988), Nasi et al., (1990), Davidson y Mpodozis, (1991). Paralelamente las compañías privadas realizaron numerosos trabajos de exploración en el sector de la Franja de Maricunga, cuyos resultados se han venido publicando hasta la fecha entre los que destacan Rivera (1988); Vila (1991); Sillitoe (1991); Vila y Sillitoe (1991), Vila et al., (1991); Sillitoe et al., (1991) y Oviedo et al., (1991).

MARCO GEOLOGICO

En la franja volcánica de Maricunga se encuentran más de una docena de prospectos y zonas de alteración hidrotermal alojados en rocas volcánicas calcoalcalinas neógenas que representan un arco pluto-volcánico de margen

continental activo (Kay et al., 1987; Vila, 1991; Sillitoe et al. 1991; Moscoso et al., 1991; Davidson y Mpodozis,1991; Cuitiño y Moscoso, 1991), desarrollado discordantemente sobre un basamento constituido por unidades de rocas paleozoicas, mesozoicas, y paleógenas (Figs. 2 y 3). El Paleozoico está representado por una secuencia sedimentaria devónico-carbonífera (Formación Sierra Aragoneses: Cisternas, 1977; Muñoz, 1984; Cuitiño y Moscoso, 1991; ó Formación Chinches: Bell, 1985; Cornejo y Mpodozis, 1991) intruída por granitoides del Batolito de Pedernales (Muñoz, 1984; Moscoso et al., 1991) de edad Pérmica (270 Ma, U/Pb, Tosdal en Moscoso et al., 1992), y volcanitas riolíticas permo-triásicas (Formación La Tabla: Muñoz, 1984; Moscoso et al., 1991 y 1992; Cuitiño y Moscoso, 1991). El Mesozoico está representado por secuencias sedimentarias y volcánicas concordantes entre sí, cuya edad varía entre el Triásico y el Cretacico superior. La serie se inicia en el Triásico con la depositación de una secuencia sedimentaria continental llamada Estratos de El Mono: (Mercado, 1982; Bell 1985; Moscoso et al., 1992; Cornejo y Mpodozis 1991), ó formación La Ternera (Muñoz, 1984; Aguilar, 1984; Moscoso et al., 1991; Cuitiño y Moscoso, 1991; Zamora y Vila, 1991), seguida por las secuencias marinas del Lias-Dogger (Formaciones Montandón y Asientos), rocas volcánicas del Jurásico superior (Estratos de Quebrada Vicuñita), rocas sedimentarias marinas (Formación Pedernales) y areniscas rojas (Formación Quebrada Monardes) del Cretácico inferior, culminando con rocas volcánicas (Formación Quebrada Seca) del Cretácico superior (Cornejo y Mpodozis 1991).

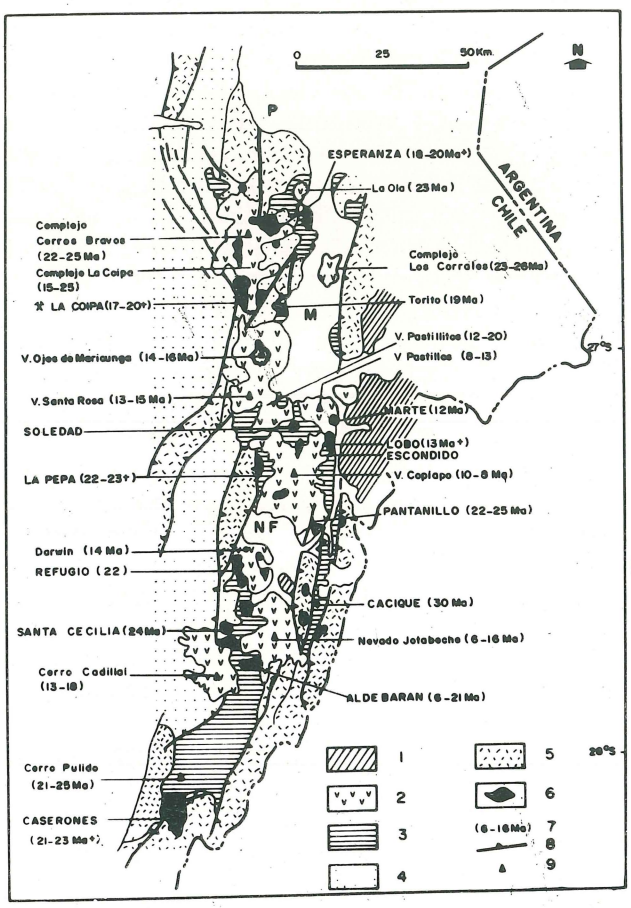


Figura 2.— *Mapa geológico simplificado de la alta cordillera de Copiapó entre los 26° y 28°S. (1) Volcanitas pliocenas. (2) Centros volcánicos oligo-miocénicos. (3) Secuencias oligo-miocénicas. (4) Secuencias del Mesozoico al Terciario inferior. (5) Basamento paleozoico-Triásico. (6) Zonas de alteración hidrotermal. (7) Dataciones radiométricas K-Ar; + indica datación en alteración . (8) Fallas inversas. P: Salar de Pedernales. M: Salar de Maricunga. NF: Laguna del Negro Francisco. Modificado de Davidson y Mpodozis (1991) con datos adicionales de Sillitoe et al., (1991), Oviedo et al., (1991), Cornejo y Mpodozis (1991), Moscoso et al., (1992).*

El Terciario inferior ocupa fundamentalmente el sector occidental de la hoja Salar de Maricunga (Figs. 2 y 3) y está representado por rocas volcánicas intermedias de tendencia subalcalina de edad paleocena llamadas Estratos del Cerro Los Carneros (Muñoz, 1984), intrusivos dioríticos y gábricos, y un conjunto de domos tobas y brechas de edad eocena denominados Estratos de Agua Amarga (Cornejo y Mpodozis 1991). El Oligoceno-Mioceno está representado por numerosos estrato volcanes (Figs. 2 y 3), complejos de domos y secuencias piroclásticas que corresponde a la parte meridional del eje volcánico de los Andes Centrales (CVZ) que se extiende hasta la latitud 28°S (Thorpe et al., 1982; Davidson y Mpodozis, 1991). En este sector se le ha denominado Franja de Maricunga, en forma análoga al término empleado por Vila (1991) para la franja metalogénica que incluye los depósitos epitermales, prospectos y zonas de alteración hidrotermal asociadas al volcanismo.

Numerosas fallas inversas de alto ángulo (Figs. 2 y 3) surcan la región de Maricunga con dirección

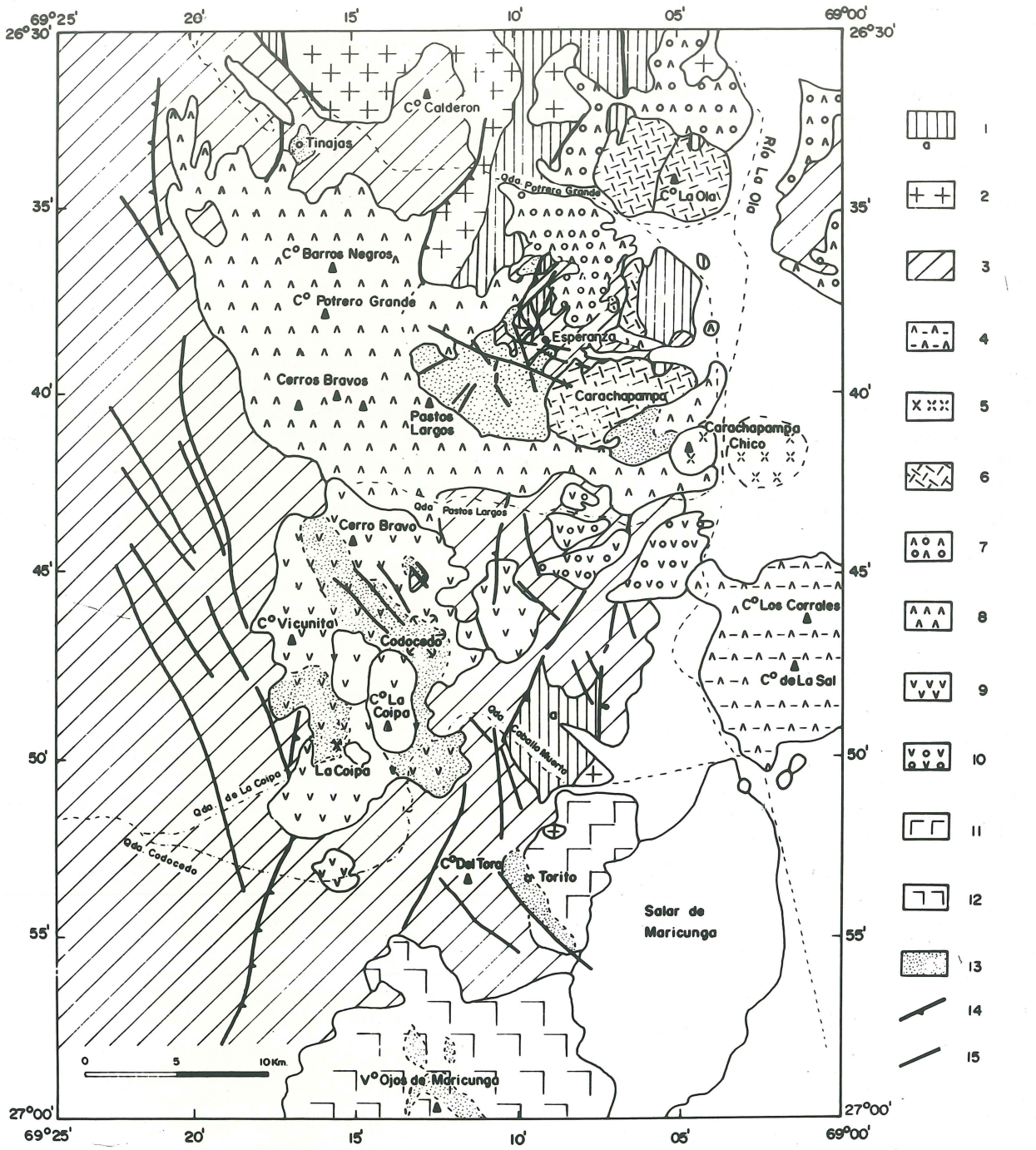


Figura 3.— *Mapa, geológico simplificado del sector oriental de la Hoja Salar de Maricunga (modificado de Moscoso et. al., 1992). (1 y 2) Basamento Paleozoico: (1) Formación Chinches (Devónico-Carbonífero) (a) riolitas formación La Tabla. (2) Batolito Pedernales (granitoides pérmicos). (3) Secuencias del Triásico inferior. 4 al 10 Complejos del Oligoceno-Mioceno. (4) Complejo volcánico del Cerro de La Sal-Los Corrales. (5) Cerro Carachapampa Chico, dacitas. (6) Cerro Carachapampa, dacitas y depósitos asociados. (7) Domo Carachitas y depósitos asociados: incluye también tobas y depósitos mas jóvenes (8) Complejo volcánico Cerros Bravos: dacitas y andecitas. (9) Complejo volcánico La Coipa: domos , dacitas y andecitas (Oligoceno Superior-Mioceno medio. (10) Depósitos asociados al complejo La Coipa. (11) Domo Torito: dacitas y tobas asociados (Mioceno medio). (12) Volcán Ojos de Maricunga: dacitas (Mioceno medio). (13) Alteración hidrotermal. En blanco: salares, aluvio, coluvio; incluye también depósitos más antiguos de piedemonte, gravas y arenas con intercalaciones de ignimbritas (oligo-miocénicas).*

N a NNE definiendo estrechos pilares de basamento y grábenes ocupados por las secuencias mesozoicas y los depósitos volcanoclásticos terciarios (Jensen, 1976; Godoy y Davidson, 1976; Mercado, 1982; Moscoso y Mpodozis, 1988; Davidson y Mpodozis, 1991; Moscoso et al., 1991 y 1992; Cuitiño y Moscoso, 1991). Este sistema de fallas que elevan los bloques de basamento sobre la cobertura mesozoica en un estilo tipo "thick skined" que es característico de la alta cordillera del Norte Chico de Chile, entre las latitudes 27° y 31°S. (Moscoso y Mpodozis, 1988). En la Franja de Maricunga estas fallas están cubiertas por los aparatos volcánicos del Oligoceno-Mioceno. Otro sistema de fallas de rumbo de dirección NW que cortan al anterior aparece claramente definido en el sector occidental de la hoja Salar de Maricunga (Muñoz, 1984; Cornejo y Mpodozis, 1991; Moscoso et al., 1992). En el sector Esperanza-Maricunga este sistema aparece controlando la distribución de algunos centros volcánicos (como Cerros Bravos, Carachapampa) y zonas de alteración hidrotermal (Moscoso et al., 1992).

EDADES K-Ar EN LA FRANJA MARICUNGA

Como parte del proyecto se procedió a datar radiométricamente por K-Ar las rocas alteradas y frescas de la Franja de Maricunga (Tablas 1, 2 y 3) para evaluar estas rocas volcánicas en el contexto geológico regional de la actividad ígnea y tectónica, y precisar hasta donde es posible, los rangos de edades del volcanismo y alteración establecidos en estudios previos (Sillitoe et al., 1991; Davidson y Mpodozis, 1991; Cornejo y Mpodozis, 1991). Se recolectaron 33 muestras representativas de las principales unidades volcánicas en el área del Complejo Cerros Bravos (Tabla 1, Fig. 4) y 12 fueron tomadas de los centros volcánicos ubicados al sur del área, dentro de la franja, que no tenía geocronología o ésta era insuficiente (Tabla 2, Fig. 5). Seis de ellas fueron datadas por método $^{40}Ar/^{39}Ar$ con fusión total (Tabla 3). Los análisis K-Ar de la Tabla 2 fueron realizados en los laboratorios del U.S.G.S. en Menlo Park, California, usando técnicas estándares de dilución isotópica similares a las descritas por Dalrymple y Lanphere (1969). Los análisis fueron hechos en concentrados minerales preparados con procedimientos magnéticos, electrostáticos, manuales y líquidos pesados. Las muestras para roca total en Menlo Park, fueron molidas y tamizadas de 60 a 100 mallas, tratadas con HNO_3 diluido y HF y lavadas en agua (McKee y Klock, 1979). Para el análisis de Argón se usó (Menlo Park) un espectrómetro de masa de tipo Neir (60° sector, 15,2 cm radio) o un espectrómetro de masa Multicollector (Stacey et al., 1981), en tanto que en los laboratorios del SERNAGEOMIN se usó un espectrómetro de masa MS-10-S. Los análisis de potasio fueron hechos usando litio como estándares (Ingamells, 1970). Las muestras de la Tabla 1 fueron analizadas en los laboratorios del SERNAGEOMIN con técnicas similares. Los análisis de $^{40}Ar/^{39}Ar$ fueron realizados en las mismas muestras usadas para K-Ar (Tablas 2 y 3). Las muestras fueron irradiadas en el reactor TRIGA del USGS en Denver, Colorado, por un período de 24 horas a una potencia de 1 megawatt. El flujo de irradiación fue monitoreado usando el estandar SB-3 Biotita, que tiene una edad de 162.9 Ma. La fusión de la muestra fue por inducción espiral y el análisis de argón fue realizado en un espectrómetro de masa multicolector. Las correcciones para los isótopos derivados Ca y K son los descritos por Dalrymple y Lanphere (1971; 1974).

La precisión de las medidas, expresadas como el valor ±, es la incerteza analítica estimada a una desviación estándar. Representa la incerteza en la medida de los isótopos de argón, el ^{40}Ar radiogénico producido y el K_2O, y está basada en análisis duplicados en los laboratorios de Menlo Park. La constante de decaimiento usada para K y la abundancia de la razón $^{40}Ar/K_{TOTAL}$ son aquellas adoptadas por la International Union of Geological Sciences Subcommission on Geochronology (Steiger y Jager, 1977).

Las edades radiométricas K-Ar y ^{40}Ar-^{39}Ar (Tablas 1, 2 y 3) obtenidas durante el desarrollo de este proyecto así como las proporcionadas por Sillitoe et al., (1991) Davidson y Mpodozis, (1991), Oviedo et al., (1991), Cornejo y Mpodozis, (1991), Moscoso et al., (1992), permiten obtener un marco regional de edades más preciso para el volcanismo y la alteración asociada de la Franja de Maricunga (Fig. 6). Así, en la parte norte de la franja, aparecen mejor expuestos los complejos volcánicos del Oligoceno superior-Mioceno medio, como los complejos Cerros Bravos (25-22 Ma), Cerro Los Corrales-La Sal (26-23 Ma); La Coipa (23-15 Ma), en tanto que del volcán Maricunga hacia el sur los aparatos volcánicos son más jóvenes y tienen edades comprendidas entre el Mioceno Medio a Superior (19-6 Ma). En el caso del complejo La

Tabla 1.— Edades K-Ar del Complejo Cerros Bravos y la Franja de Maricunga.
Análisis realizados en los laboratorios del SERNAGEOMIN.

MUESTRA	LOCALIDAD	MATERIAL DATADO	K_2O (%)	$^{40}Ar^{rad}$ (moles/g)	$^{40}Ar^{rad}$ (%)	EDAD (Ma)	Error (2σ)
FD-BID-9	Qda. Barros Negros	Roca Total	1.34478	4.6182E-11	69	23.7	± 1.1
FES-150	Co. Bravos	Biotita	7.7843	2.7312E-10	58	24.2	± 1.0
FES-152	Co. Bravos	Roca Total	1.543605	5.0376E-11	57	22.5	± 1.0
LES-47	Co. Bravos	Roca Total	1.64121	5.8541E-11	35	24.6	± 1.4
RCB-87	Co. Pastos Largos	Roca Total	1.40021	4.8636E-11	54	24.0	± 1.4
C-23*	Co. Negro					24.4	± 1.4
C-23	Co. Negro	Roca Total	1.41708	4.8814E-11	65	23.8	± 1.1
C-22	Co. Pastos Largos	Biotita	7.92649	2.7008E-10	52	23.5	± 0.9
FES-146	Huantajaya	Biotita	8.484405	2.7812E-10	64	22.6	± 0.9
RKCM-43	Huantajaya	Biotita	8.404875	2.7267E-10	65	22.4	± 0.7
LES-112	Arqueros	Jarosita	5.65145	1.5229E-10	36	18.6	± 1.1
LES-216	Arqueros	Alunita	9.518295	2.6585E-10	50	19.3	± 0.7
RKCM-75	Los Cristales	Biotita	8.39644	3.1087E-10	51	25.5	± 0.9
RKCM-82a	Los Cristales	Biotita	7.342065	2.6518E-10	50	24.9	± 1.1
RCB-94	Carachapampa	Biotita	8.561525	3.0873E-10	74	24.9	± 0.8
RCB-47	Co. La Ola	Roca Total	1.849675	6.3628E-11	45	23.7	± 1.1
RCB-60	Qda. Las Lozas	Biotita	7.06371	1.4332E-10	18	14.0	± 1.5
RCB-12	Vn. Maricunga	Roca Total	1.91595	4.4085E-11	36	15.9	± 0.8
RKCM-22	Co. Domeyko	Roca Tota	1.6629	5.5106E-11	71	22.9	± 0.9
RKCM-41	Qda. La Coipa	Biotita	9.012195	3.1127E-10	72	23.8	± 0.7
V-22	Po. Codocedo	Biotita	7.23723	2.3595E-10	35	22.5	± 1.2
FD-14	Can Can (Tunel)	Alunita	7.421595	1.9713E-10	49	18.4	± 0.7

*** Ubicación en Figura 5.**

Tabla 2.— Edades K-Ar de la parte sur de la Franja de Maricunga.
Análisis realizados en los laboratorios de USGS.

MUESTRA	LOCALIDAD	MATERIAL DATADO	K_2O (%)	^{40}Ar rad (moles/g)	^{40}Ar rad (%)	EDAD (Ma)	ERROR (σ)
1	Aldebarán	R. Total	2.144	6.81619×10^{-11}	59	21.9	± 0.7
2	Aldebarán	Hornblenda	0.752	7.180889×10^{-12}	36	6.6	± 0.4
3 *	Cadillal	Hornblenda	0.463	1.22733×10^{-12}	14	18.3	± 0.7
4	Jotabeche	Biotita	8.24	6.94903×10^{-11}	33	5.9	± 0.2
4	Jotabeche	Biotita	8.59	7.35695×10^{-11}	34	5.9	± 0.2
4 *	Jotabeche	Biotita	8.24	7.07470×10^{-11}	28	6.0	± 0.2
5	Jotabeche	Plagioclasa	0.320	5.510135×10^{-12}	15	11.9	± 0.6
6 *	Darwin	Hornblenda	0.610	1.30684×10^{-11}	19	14.8	± 0.5
7	Pastillos	Plagioclasa	0.659	8.182248×10^{-12}	17	8.7	± 0.3
8	Pastillitos	Plagioclasa	0.325	8.987073×10^{-12}	4.2	19.1	± 1.3
9	Pastillitos	Plagioclasa	0.491	9.027874×10^{-12}	4.5	12.7	± 0.9
10 *	Santa Rosa	Hornblenda	0.734	1.62896×10^{-11}	38	15.4	± 0.5
11 *	Maricunga	Hornblenda	0.674	1.41827×10^{-11}	13	14.6	± 0.6

*** = Muestra datada también por $^{40}Ar/^{39}Ar$, ver Tabla 3.**

Ubicación en Fig. Nº 6.

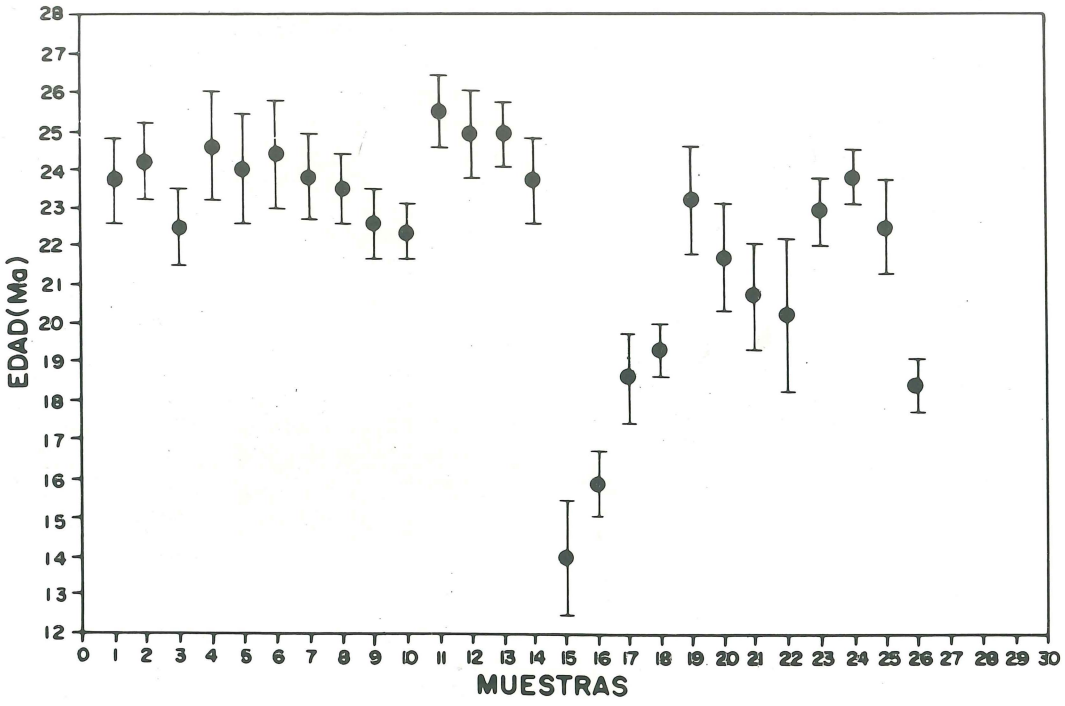


Figura 4.— Edades radiométricas K-Ar del Complejo Cerro Bravo (ver tabla 1). Incluye además las edades de Sillitoe et al., (1991) para el prospecto Esperanza (muestras 19-22).

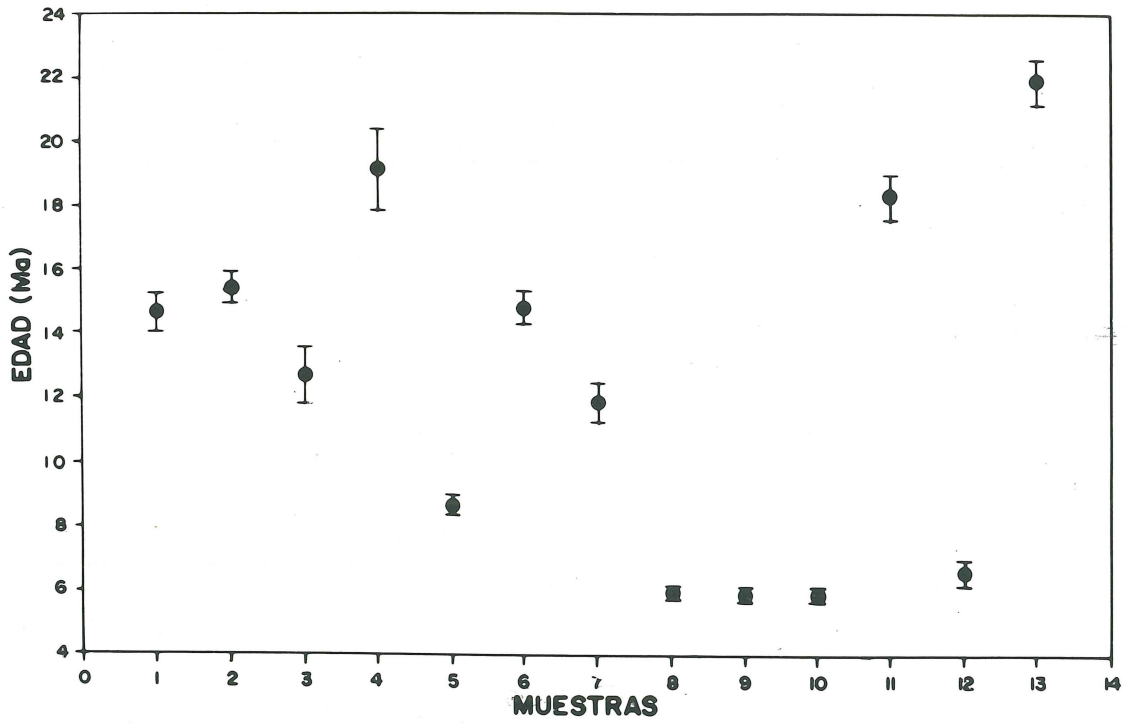


Figura 5.— Edades radiométricas K-Ar de la Franja de Maricunga. Las muestras están ordenadas de norte a sur (orden inverso de la tabla 2).

Coipa, de acuerdo a los datos disponibles, la actividad volcánica hasta los 15 Ma.

Las edades de las alteraciones hidrotermales asociadas a los complejos volcánicos de la Franja de Maricunga se traslapan muchas veces con las del volcanismo, sin embargo, es posible distinguir entre aquellas situadas en el flanco occidental de la franja (Esperanza, La Coipa, La Pepa, Refugio, Santa Cecilia) cuyo rango se sitúa entre los (24-17 Ma) y las zonas de alteración del flanco oriental del volcán Copiapó (Marte, Lobo, Pantanillo, Aldebarán) con rangos de 22-12 Ma, lo cual fue descrita por Sillitoe et al., (1991). Estos rangos se acotan mejor en los respectivos distritos, como es el caso de Esperanza y La Coipa en que el rango es de 18-20 Ma (Moscoso et al., 1992).

GEOLOGIA DEL SECTOR ESPERANZA-CERROS BRAVOS

Introducción

En el sector del prospecto Esperanza y el Complejo Volcánico Cerros Bravos (Fig. 7) aflora un basamento paleozoico y mesozoico. El Paleozoico está constituido por una secuencia sedimentaria de edad Devónico-Carbonífero, denominada Formación Chinches (Cornejo y Mpodozis 1991, Moscoso et al., 1992) con diversos grados de metamorfismo, compuesta por conglomerados, cuarcitas, areniscas y lutitas de color gris oscuro, con aspecto sedoso y abundante clorita, que aflora inmediatamente

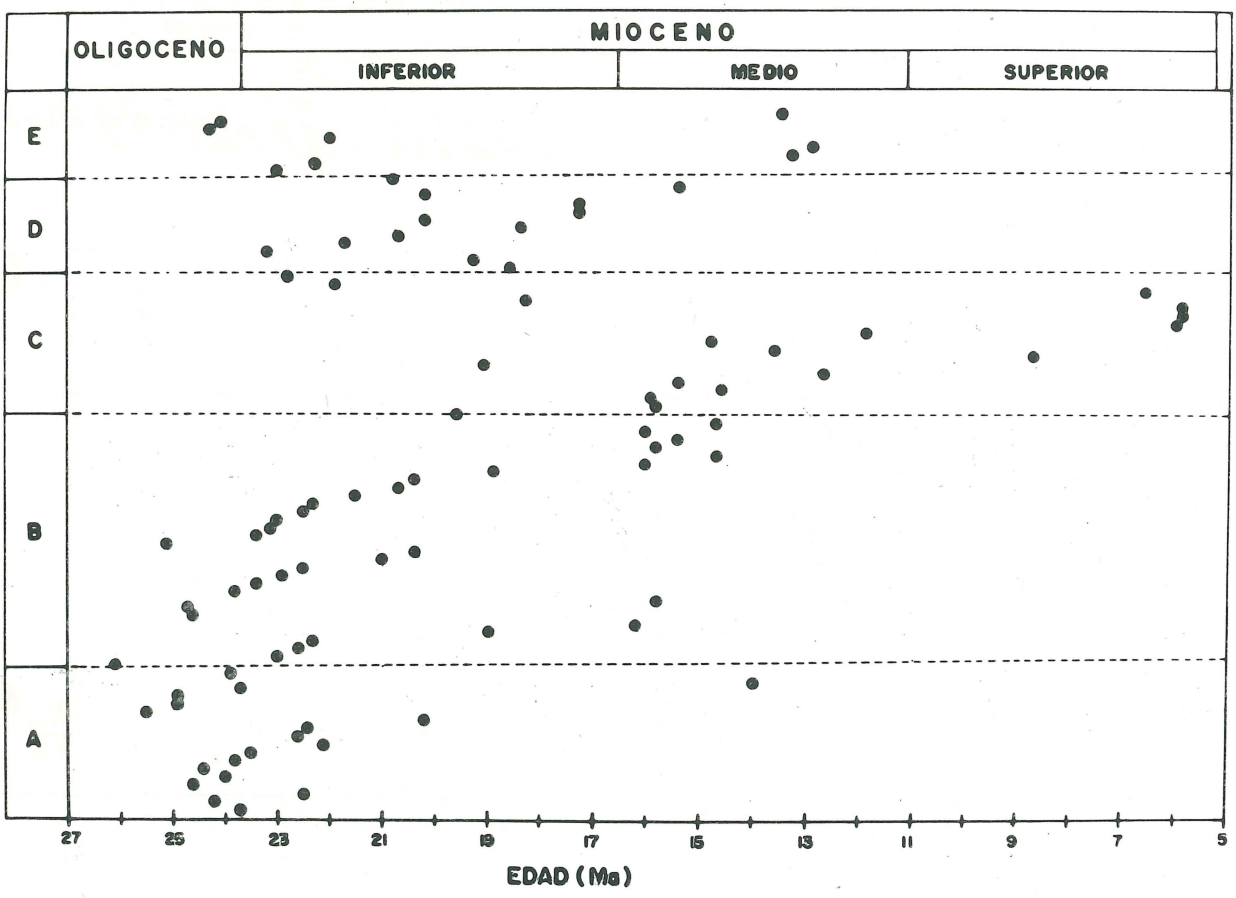


Figura 6.— Compilación de edades en la Franja de Maricunga. (A) Complejos Cerros Bravos y Cerros de La Sal-Los Corrales. (B) Complejo La Coipa. c) Franja de Maricunga sur (Vn. Maricunga-C° Cadillal). (D) Alteraciones hidrometales de Esperanza y La Coipa. (E) Alteraciones hidrotermales de Marte al sur (Aldebarrán). Incluye datos de Cornejo y Mpodozis (1991), Sillitoe et al., (1991), Oviedo et al., (1991), Davidson y Mpodozis (1991), Moscoso et al., (1992), y el presente trabajo. Ver figuras 2 y 3.

Tabla 3.— Edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ en rocas de la Franja de Maricunga. *= Edades determinadas también por K-Ar. Ver Tabla 2.

Tabla 3.— Edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ en rocas de la Franja de Maricunga.
*= Edades determinadas también por K-Ar. Ver Tabla 2.

MUESTRA *	LOCALIDAD	MATERIAL	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$	^{40}Ar rad%	$^{39}Ar_{Ca}$%	$^{36}Ar_{Ca}$	J	Edad (Ma)	Error (σ)
3*	Cadillal	Hornblenda	19.4065	10.42798	$6.3079x10^{-2}$	8.2	0.6987	4.4469	0.0056	15.9	± 1.8
4*	Jotabeche	Biotita	4.7709	$5.6261x10^{-2}$	$1.2846x10^{-2}$	20.3	$3.769x10^{-3}$	0.1180	0.0035	6.0	± 0.7
6*	Darwin	Hornblenda	16.5997	8.0842	$5.3306x10^{-2}$	8.9	0.54164	4.0797	0.0053	14.1	± 1.3
8*	Pastillitos	Plagioclasa	2.1592	15.3103	$7.0425x10^{-3}$	59.6	1.0258	58.5	0.0088	20.6	± 0.8
11*	Maricunga	Hornblenda	15.7195	7.1108	$4.9805x10^{-2}$	9.9	0.4764	3.8406	0.0054	15.1	± 1.2

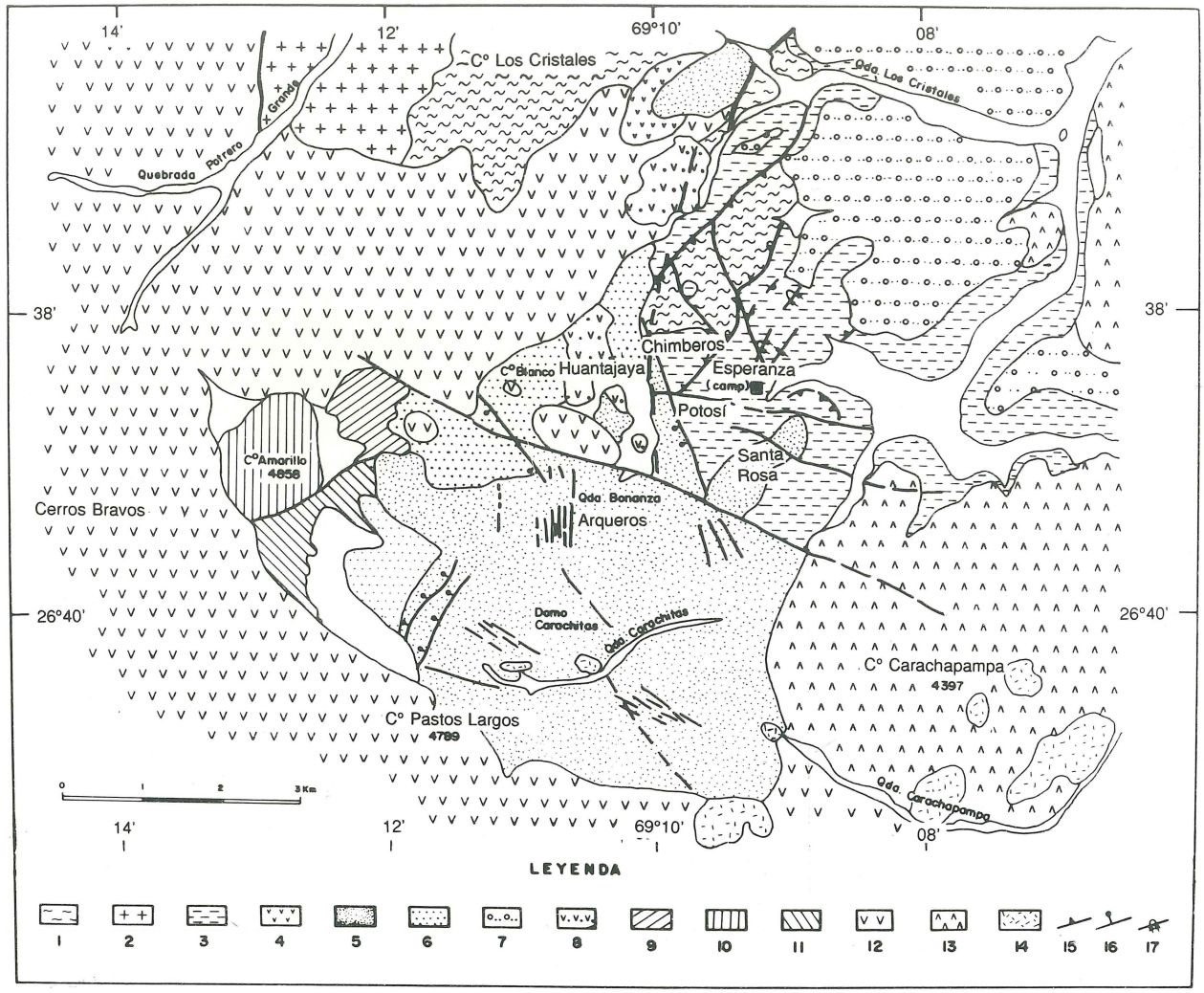


Figura 7.— *Mapa Geológico simplificado del Prospecto Esperanza. 1-2 Basamento Pre-Cerros Bravos: (1) Formación Chinces: cuarcitas y metaconglomerados, (Devónico-Carbonífero). (2) Batolito Pedernales: Monzogranito (Pérmico). (3) Estratos de El Mono: areniscas, conglomerados, lutitas (Triásico Medio a Superior). (4) Formación Quebrada Seca: lavas andesíticas (Cretácico Superior). 5-14. Complejo Cerros Bravos: (5) Domo Carachitas: dacitas con ojos de cuarzo y dacita brechosa con inclusiones tobáceas, con alteración hidrotermal en todos sus afloramientos que le confiere color blanquecino. (6) Cerro Blanco: tobas riolíticas con bloques de pómez, lahar y brechas dacíticas fuertemente alteradas y blanqueadas en el sector del prospecto Esperanza. (7) Secuencia Los Cristales: depósitos de avalancha de bloques y cenizas con intercalaciones de ignimbritas; incluye cubierta de gravas y restos de tobas más jóvenes. (8) Domo Verde: dacita porfírica gris verdosa de anfíbola y biotita (fresco). (9) Domo Cerro Negro: dacita porfírica de hornblenda de color marrón con márgenes vítreos de color negro y porciones brechosas (fresco). (10) Domo Cerro Amarillo: riolita porfírica de biotita con alteración hidrotermal que le confiere color blanquecino amarillento. (11) Dacita de hornblenda y biotita marrón oscuro, localmente con alteración hidrotermal. (12) Cerros Bravos: dacitas y andesitas porfíricas de color marrón y gris, incluye lavas, brechas y depósitos de bloques y cenizas de avalancha volcánica. (13) Domo Carachapampa: dacitas porfíricas de hornblenda de color marrón oscuro y tobas dacíticas. (14) Pórfidos dacíticos y andesíticos. (15) Fallas inversas. (16) Fallas, indica bloque hundido. (17) Sinclinal volcado.*

al NW del campamento Esperanza en el flanco norte del cerro Chimberos y las quebradas Teterita y Pastos Grandes. Esta unidad se encuentra intruida por monzogranitos y granodioritas del Batolito de Pedernales de edad pérmica (270 Ma, U/Pb; Moscoso et al., 1992), que produjo una gran aureola de metamorfismo de contacto. Discordantemente sobre este basamento paleozoico se desarrolla una secuencia sedimentaria triásica denominada Estratos de El Mono (Cornejo y Mpodozis, 1991; Moscoso et al., 1992) constituida por conglomerados con clastos del basamento, areniscas cuarcíferas y lutitas, con delgadas intercalaciones calcáreas con abundantes pelecípodos fósiles de Unio sp., las areniscas presentan inclusiones de materia carbonosa y restos de troncos silicificados (Zamora y Vila, 1991; Vila, 1991). La secuencia se presenta afectada por fallas inversas que han inducido pliegues y escamaciones que repiten la secuencia (Santa Rosa). En el sector del cerro Chimberos esta secuencia, y también los sedimentos paleozoicos, son las rocas huéspedes de la alteración y mineralización. Cubriendo discordantemente al basamento paleozoico y triásico se presentan rocas volcánicas del Oligo-Mioceno del Complejo Cerros Bravos.

El Complejo Volcánico Cerros Bravos

El Complejo Volcánico Cerros Bravos y el Prospecto Esperanza, son un ejemplo característico del estilo de volcanismo y mineralización en la Franja de Maricunga: sigue el mismo esquema regional caracterizado por centros monogenéticos, con ductos centralmente agrupados (en este caso, en un diámetro de 3 a 5 km) pero, a diferencia de los demás, el complejo presenta grandes dimensiones (25 km de diámetro), distinguiéndose en él una serie de centros dacíticos-andesíticos orientados en dirección WNW (Figs. 3 y 7), estructuralmente controlados por fallas. De este a oeste y de acuerdo a sus características petrográficas, químicas y relaciones de contacto, en el Complejo Volcánico Cerros Bravos se distinguen las siguientes unidades:

a) Cerro Carachapampa Chico. Domo dacítico de biotita y anfíbola, grano grueso; microscópicamente presenta una textura porfídica con masa fundamental hialopilítica; los fenocristales de biotita predominan sobre los de hornblenda pardo-rojiza. Forman parte de esta unidad (Fig. 3) daci-andesitas y dacitas porfídicas ubicadas inmediatamente al este; localmente presentan fenocristales de cuarzo (ojos) y sanidina (Moscoso et al., 1992). Una datación K-Ar de este último conjunto dio una edad de 25 ± 0.9 Ma. (P. Cornejo, comunicación verbal).

b) Cerro Carachapampa. Es un conjunto de domos dacíticos (en parte con estructuras de flujo), lavas y tobas, de forma sub-circular (Figs. 3 y 7). Los domos corresponden a dacitas porfídicas gruesas con masa fundamental vítrea y hornblenda predominante sobre biotita; tobas de la parte oriental del conjunto dieron una edad K-Ar de 23 Ma (Muestra RCB94, Tabla 1, Fig. 4). A este grupo puede asociarse también las dacitas y tobas del complejo de domos del cerro La Ola, ubicadas 10 km más al norte (Moscoso et al., 1992), cuya edad K-Ar es de 23 Ma (Muestra RCB-47; Tabla 1, Fig. 4).

c) Domo Carachitas (Figs. 3 y 7). Es un conjunto de domos dacíticos, andesitas y tobas, con diversos grados de alteración, en el cual se encuentra alojado gran parte del prospecto Esperanza (Arqueros, Huantajaya, Cerro Amarillo, Santa Rosa) (Fig. 7). El domo dacítico principal (Domo Carachitas) que se extiende entre la quebrada Carachitas por el sur y Arqueros y Cerro Blanco por el norte, constituye el núcleo del prospecto, presenta bandas de fluidez y márgenes brechosos. Petrográficamente se observa textura porfídica gruesa con abundantes glomerocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda y escasos piroxenos. Al norte de Arqueros y Huantajaya, (Fig. 7) se distribuyen tobas líticas y vítreas, soldadas, con abundantes pómez, reconociéndose también relictos de este protolito en las zonas próximas al núcleo de alteración. Más al norte en la quebrada Los Cristales (Fig. 7) afloran flujos de tobas con abundantes pómez y tobas soldadas, frescas, o levemente argilizadas que se depositaron como avalanchas calientes. Representan depósitos tipo relleno de valle y, probablemente, estas avalanchas son uno de los depósitos más extensos y antiguos del Complejo Cerros Bravos (25,5 Ma, Tabla 1) y se formaron, probablemente, por erupciones explosivas previas a la formación del Domo Carachitas (Moscoso et al., 1992).

d) Domo Verde. Localizado en el prospecto Esperanza, entre Cerro Blanco, Chimberos y Huantajaya (Fig. 7), consiste en dacitas de biotita y hornblenda, frescas, de color verde, dispuestas sobre tobas alteradas y son remanentes de un domo dacítico post-alteración. Petrográficamente las presentan textura porfídica gruesa con masa

fundamental microfelsítica. Dataciones K-Ar de estos cuerpos han dado edades de 20.2 ± 1.0 Ma (Sillitoe et al., 1991) y en este trabajo 22,4 ± 07 Ma (muestras RKCM-43, FES-146, Tabla 1).

e) Cerros Bravos-Potrero Grande. Corresponden a flujos brechosos dacíticos y andesíticos y un conjunto de domos dacíticos de hornblenda, pardo rojizos que coronan las alturas más prominentes de la zona; estratigráficamente se disponen sobre otras unidades descritas. Las lavas, al microscopio, presentan textura porfídica gruesa con glomerocristales de plagioclasa, hornblenda zonada y biotita subordinada; la masa fundamental es hialopilítica y se encuentra levemente desvitrificada. En el cerro Pastos Largos, coladas andesíticas, no alteradas, de color pardo-negruzco, se extienden sobre el domo dacítico alterado de Carachitas. Al microscopio presentan textura porfídica moderada a gruesa con fenocristales de plagioclasa (glomerocristales), biotita, hornblenda, piroxeno, olivino, y en una masa fundamental pilotaxítica. Edades K-Ar en biotita y roca total dieron 24 y 22 Ma para la base y la cumbre, respectivamente (muestras FES-150 y FES-152, Tabla 1, Fig. 4).

Características químicas

Las composiciones químicas de las rocas del Complejo Cerros Bravos y del resto de la Franja de Maricunga (Figs. 8 y 9, Tabla 4) corresponden a los de rocas volcánicas calcoalcalinas, diferenciadas, típicas de un margen continental activo que constituyen la porción sur de la zona volcánica central de Los Andes (CVZ). En el diagrama Na_2O+K_2O versus SiO_2 (Irvine y Baragar,1971) las rocas del Complejo Cerros Bravos y en la Franja de Maricunga se encuentran en el campo subalcalino, y en el diagrama TAS de Le Bas et al., (1986) las rocas caen principalmente en el campo sobresaturado de las andesitas y dacitas (Fig. 8). En el diagrama AFM, se distribuyen en el campo calcoalcalino (Fig. 9). Considerando los límites y nomenclatura de Gill (1981) para andesitas-dacitas orogénicas, las volcanitas del Complejo Cerros Bravos se ubican en los campos con contenido de potasio medio-alto. En muestras representativas de los diferentes grupos, la razón K_2O /Na_2O dió valores que se consideran moderadamente enriquecidos en potasio, y que podrían indicar una tendencia o afinidad shoshonítica (Moscoso et al., 1992), característica señalada por Dostal et al. (1977) para las volcanitas miocénicas en este sector de los Andes Centrales. En las razones FeO*/MgO, se observan valores considerados también mayores que el promedio, lo cual indicaría un fraccionamiento avanzado que es consistente con la petrografía y mineralogía observadas en el complejo (cristalización de plagioclasa, biotita y hornblenda; Moscoso et al., 1992).

GEOLOGIA ECONOMICA

Alteración hidrotermal

El prospecto Esperanza (Fig. 7) se encuentra en una zona de alteración hidrotermal de 6 x 5 kms, caracterizada por una notable anomalía de color amarillo-rojizo. La alteración consiste en una intensa silicificación con alunita, jarosita y limonitas, de fuerte control estructural (Vila, 1991; Moscoso et al., 1991, Cuitiño y Moscoso, 1991; Moscoso et al., 1992), que afecta tanto a metasedimentitas paleozoicas (Formación Chinches), sedimentitas cuarcíferas triásicas (Estratos del Mono) y a las volcanitas del Complejo Volcánico Cerros Bravos (Domo Carachitas). Las rocas alteradas presentan color blanquecino con frecuentes pátinas amarillas (de jarosita), rojizas (de goethita) y marrón (de hematita). El tipo de alteración dominante en la zona es silicificación-argilización y se caracteriza por un grado variable de silicificación de las rocas, argilización de sus feldespatos y minerales máficos. Las características texturales se conservan en la mayoría de las rocas alteradas y es posible inferir su litología original, dominantemente dacítica. Un resumen de las características mineralógicas se presentan en la tabla 5.

Una alteración más intensa se presenta en zonas de fractura y niveles brechosos, orientados N-S, dentro de la zona de alteración, donde se presentan cuerpos de sílice oquerosa ("vuggy silica") de color marrón. En estos cuerpos de sílice la mineralogía primaria de las rocas se ha perdido totalmente y sólo se preservan ojos de cuarzo remedando parte de su textura original. Se caracterizan por una masa de sílice con huecos irregulares que contienen pátinas de jarosita, alunita y limonitas; su potencia oscila entre 5 a 25 m y alcanzan corridas de hasta 500 m. Localmente se presentan costras de yeso supérgeno cubriendo las estructuras silicificadas. Halos blanquecinos de

Tabla 4.— Análisis químicos normalizados en rocas del Complejo Cerros Bravos.

MUESTRA	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	TOTAL
Domo Carachitas												
LES44	64.811	0.579	17.615	2.895	0.792	0.061	1.564	4.978	4.256	2.275	0.173	100
LES48	58.505	0.877	17.936	4.041	2.600	0.111	3.295	7.054	3.527	1.844	0.212	100
RKCM10	65.224	0.609	16.230	2.884	1.300	0.091	1.950	4.834	3.738	2.996	0.142	100
RKCM14	62.084	0.645	17.806	3.739	1.567	0.092	2.274	5.461	3.319	2.807	0.205	100
RKCM32	63.561	0.660	18.250	3.116	0.954	0.061	1.817	4.903	4.314	2.142	0.223	100
Huantajaya												
FES10	65.881	0.531	17.299	2.388	0.878	0.041	1.806	4.583	4.297	2.143	0.153	100
FES145	66.879	0.514	16.766	2.283	0.658	0.041	1.738	4.660	3.796	2.489	0.175	100
FES146	64.513	0.681	17.037	3.099	1.016	0.061	2.489	4.358	4.247	2.306	0.193	100
FES147	64.270	0.618	17.530	2.905	0.834	0.062	2.832	4.655	3.842	2.287	0.165	100
FES148	66.530	0.563	17.037	2.886	0.471	0.041	2.036	3.592	4.195	2.476	0.174	100
FES157	63.457	0.685	18.001	4.048	0.143	0.061	1.748	5.131	4.518	1.993	0.215	100
RKCM43	66.564	0.514	17.068	2.541	0.586	0.072	1.111	4.753	4.321	2.315	0.154	100
Cerros Bravos												
FES150	61.160	0.705	18.353	4.641	0.201	0.070	2.386	6.040	4.138	2.094	0.211	100
FES151	59.737	0.694	17.992	3.829	1.624	0.092	2.849	7.240	3.625	2.093	0.225	100
FES152	57.337	0.914	18.117	3.514	2.915	0.091	4.011	7.596	3.737	1.513	0.254	100
FES153	61.669	0.680	17.815	4.558	0.447	0.071	2.629	5.807	4.040	2.081	0.203	100
FES154	61.864	0.713	18.218	4.623	0.234	0.051	1.904	6.029	3.982	2.179	0.204	100
RKCM33	60.284	0.690	18.772	3.937	1.644	0.081	2.506	6.443	3.237	2.171	0.233	100
RCB 87	61.716	0.759	17.432	3.167	2.145	0.101	2.934	6.101	3.774	1.679	0.192	100
Carachapampa												
RCB 90	61.046	0.842	17.621	4.177	1.419	0.101	2.373	6.479	3.762	1.866	0.314	100
RCB 91	62.097	0.784	17.669	5.690	0.733	0.071	1.415	5.506	3.664	2.137	0.234	100
RCB 86	65.722	0.563	16.893	4.287	0.010	0.072	1.218	4.942	3.714	2.425	0.153	100
RKCM53	65.43	0.53	16.86	3.15	1.07	0.11	1.70	4.79	3.51	2.71	0.14	100
La Ola												
RCB 47	63.062	0.663	17.362	3.938	0.296	0.071	1.459	6.253	4.519	2.152	0.224	100
RCB79S	63.660	0.714	17.303	2.867	1.581	0.061	2.000	5.213	4.254	2.112	0.235	100
Carachapampa Chico												
RCB100	63.345	0.691	16.641	4.013	0.589	0.071	2.255	5.639	4.043	2.520	0.193	100
RCB105	65.439	0.539	16.324	2.697	1.242	0.061	1.954	4.885	3.969	2.738	0.153	100

Tabla 4.— Análisis químicos normalizados en rocas del Complejo Cerros Bravos.

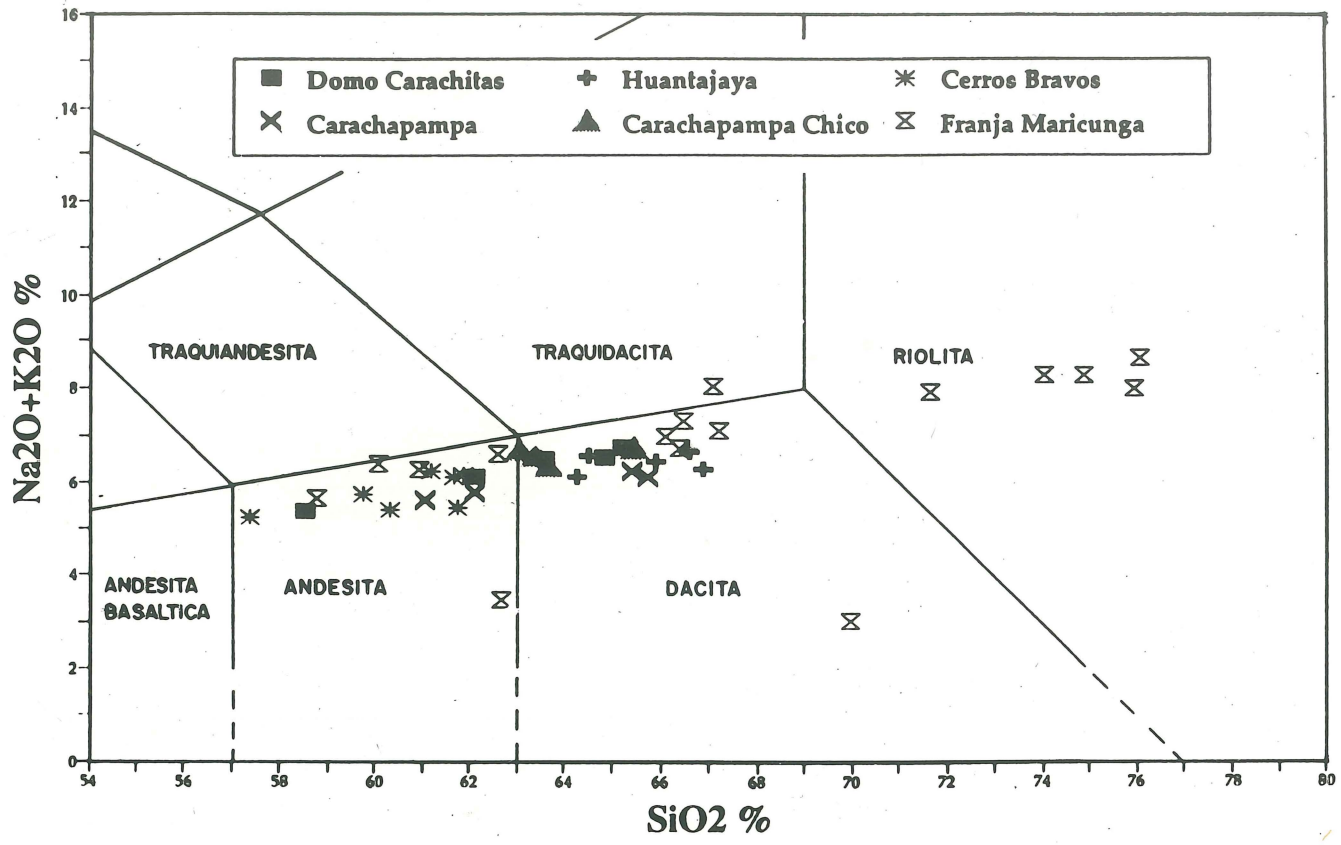


Figura 8.— Diagrama TAS (Total Alcalis) para las rocas del Complejo Cerros Bravos y la Franja de Maricunga. Definición de campos según le Bas et al., (1988).

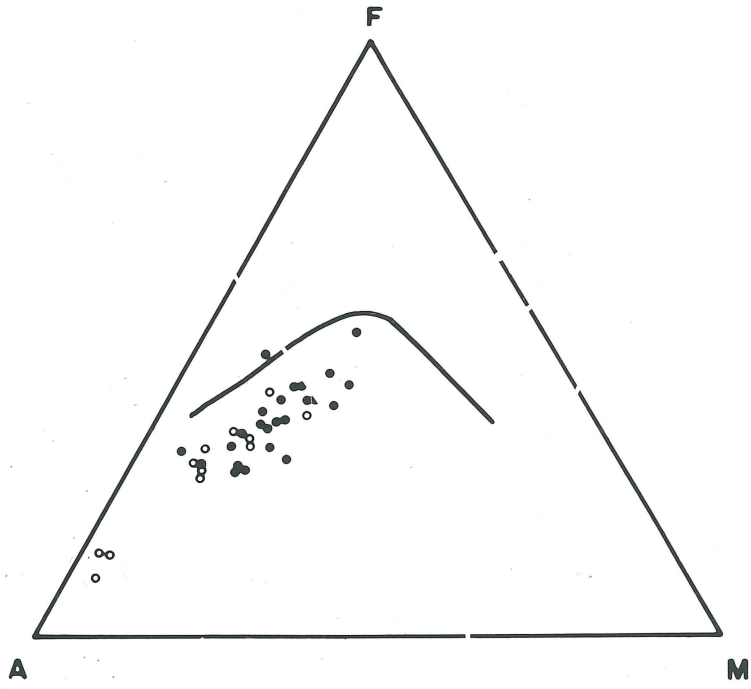


Figura 9.— Diagrama AFM para las rocas del Complejo Cerros Bravos y la Franja de Maricunga. Círculos llenos: Complejo Cerros Bravos. Círculos vacíos: Franja de Maricunga.

Tabla 5.— Minerales de alteración en el sector Esperanza-La Coipa. (Según Cuitiño y Moscoso, 1991).

SECTORES	ALTERACION PREDOMINANTE	Qz	Al	Ja	Ka Pi	Mo	Op	Cri	Di	Lim
ESPERANZA										
Chimberos (!)										
LES-8	Qz - Al - Ja	ø	ø	ø	*		*			0
LES-9	Qz - Al - Ja	ø	0	ø						0
LES-10	Qz - Al - Ja	ø	0	ø						ø
LES-70	Qz	0			*					
FES-2	Qz - Ja	0								
FES-36	Qz - Al	ø	ø	0	*	*				*
FES-45	Qz - Al	ø	ø							*
Arqueros-Huantajaya (!!)										
LES-4	Ka	0	*		ø	*	0	*		*
LES-33	Qz (Vulg.Sil)	ø	*	0						
LES-34	Qz - Al	ø	ø	0		*				*
LES-67	Qz (Vulg.Sil)	ø	0							
LES-25	Qz - Al	ø	ø				0	*		0
FES-9	Qz - Al	ø	ø	0	*	*	*	*		
FES-124	Qz	ø					*	*	*	
FES-97	Qz - Al	ø	ø	*	*		*	*		*
PASTOS LARGOS										
RCB-88	Ka	0			0					*
RCB-113	Qz - Ja	ø		*				0		0
CARACHAPAMPA										
RCB-96	Ka	ø		0	ø					*
RCB-97	Qz - Al	ø	ø	*	ø	*		*	ø	*
RCB-99	Ka	ø			ø					
TORITO										
RCB-20	Ka	ø	*		0				ø	
RCB-21	Qz - Al	ø	ø	0	0				ø	
LA COIPA	Qz - Al	ø	ø					*		

ø = Muy Abundante
0 = Moderado
* = Escaso

(!) = Protolito Sedimentario
(!!) = Protolito Volcánico

Qz = Cuarzo
Ka = Caolinita
Cri = Cristobalita
Al = Alunita
Mo = Montmorillonita
Di = Dickita
Ja = Jarosita
Op = Opalo
Lim = Limonita
Pi = Pirofilita

rocas fuertemente alunitizadas flanquean a los cuerpos de sílice oquerosa. La potencia de estos halos es muy variable pero, habitualmente, no superan una decena de metros, dando paso a rocas fuertemente caolinizadas de color gris claro, las que, a su vez, hacia sus márgenes, gradan a las rocas silicificadas-argilizadas que dominan en la mayor parte del prospecto Esperanza. También se presentan cuerpos de brechas hidrotermales, generalmente elongados en dirección NW, en las cuales los fragmentos están completamente silicificados o transformados a sílice oquerosa con espacios abiertos entre los fragmentos. Geothita y hematita les confieren un marcado color marrón rojizo. Depósitos de brechas volcánicas y tobas del sector noroeste de la zona de alteración presentan un reemplazo casi completo por sílice opalina, pero, en niveles subyacentes, las mismas rocas presentan fuerte alunitización con nódulos de sílice opalina.

En el sector occidental del prospecto Esperanza, en el flanco oriental del Domo Cerro Amarillo, se conservan restos de terrazas de vertientes termales. Bloques irregulares de sínteres silíceos en estas terrazas tienen tubos de circulación hidrotermal, burbujas de barro, grietas de secamiento, y marcas de algas filamentosas, características típicas de la porción superficial de un sistema hidrotermal. Asociado a estas terrazas con sínteres se reconoció cinabrio y metacinabriobarita (Moscoso et al., 1992). La preservación de estas terrazas con sínteres indica escasa erosión desde el tiempo de su formación.

En el prospecto Esperanza las características de la alteración hidrotermal, su control estructural y zonación son similares a los descritos como típicos de sistemas epitermales de tipo sulfato-ácido por Heald et al., (1987) o de alta sulfuración en el sentido de Hedenquist (1987), características reconocidas por Vila (1991), Vila y Sillitoe (1991), Sillitoe (1991), Cuitiño y Moscoso (1991), Moscoso et al., (1991, 1992).

Las edades radiométricas K-Ar obtenidas en este proyecto para las rocas alteradas del sector Arqueros del prospecto Esperanza se encuentran comprendidas en el rango 20-18 Ma (Tabla 1, Fig. 4), sin embargo, Sillitoe et al., (1991) y Vila (1991) citan edades más antiguas en alunita entre 23 y 20 Ma. Para el caso del yacimiento La Coipa, los autores mencionados obtuvieron edades entre 20 y 18 Ma en alunita, y Oviedo et al., (1991), obtuvieron edades entre 20 y 15 Ma en alunita, y en este trabajo se obtuvo una edad de 18 Ma en una vetilla de alunita en Can Can (muestra FD-14, Tabla 1).

Mineralización

Las exploraciones realizadas por Minera Anglo American Chile en el prospecto Esperanza (Vila, 1991) permitieron identificar la presencia de cuerpos mineralizados con plata y oro. La mineralización argentífera principal se presenta en el flanco sur del Cerro Chimberos (denominación de Vila, 1991), donde se identificó un cuerpo brechoso elongado en dirección NE, con 300 m de corrida, 150 m de extensión vertical, y 80 m de potencia. Este cuerpo contiene un promedio de 320 g/t Ag, y las reservas medidas por Minera Anglo American totalizan 4.3 millones de toneladas con 320 g/t Ag y 0.14 g/t Au con una ley de corte de 150 g/t Ag. El cuerpo de brecha se desarrolla a lo largo de la corrida de una falla inversa de rumbo N40°E y fuerte manteo al NW, la cual eleva cuarcitas y metaconglomerados paleozoicos de la Formación Chinches (Devónico-Carbonífero) sobre areniscas y conglomerados del Triásico medio a superior (Estratos de El Mono). El cuerpo mineralizado se aloja principalmente en cuarcitas paleozoicas brechizadas a lo largo de la zona de falla NE y está dislocado por numerosas fracturas de dirección NW (N50-70°W). Las cuarcitas paleozoicas se acuñan contra la falla en la parte oriental del Cerro Chimberos. La zona brechizada y mineralizada en Chimberos varía desde rocas macizas silicificadas con fracturas centimétricas y brechizadas, hasta masas irregulares totalmente fragmentadas con bloques de roca de 30-40 cm de diámetro envueltos en una masa de fragmentos de tamaño 2 a 5 cm. Estas brechas virtualmente carecen de matriz y tienen abudantes espacios abiertos entre los clastos, los cuales están recubiertos por películas de limonitas y hematita.

El cuerpo mineralizado en Chimberos está totalmente oxidado, la plata se encuentra sólo en los minerales oxidados como cerargirita, yodargirita, argentojarosita y en trazas de plata nativa (Vila, 1991). Cabe señalar que Vila (1991) atribuyó a rocas sedimentarias triásicas como las huéspedes de la mineralización argentífera en Chimberos; sin embargo, una revisión detallada por los autores del presente trabajo permitió reconocer que, en realidad, la mayor parte del cuerpo de brecha se desarrolló en cuarcitas y metaconglomerados paleozoicos que subyacen

discordantemente a las rocas triásicas. El cuerpo de brecha, si bien está controlado principalmente por una falla inversa de rumbo NE y fracturas asociadas, se interpreta como el producto de un fracturamiento hidráulico irregular de las rocas en condiciones de poca presión confinante, lo cual resultó en espacios abiertos entre los fragmentos de roca. En Chimberos, la gran porosidad y permeabilidad de la brecha ha permitido una oxidación completa del cuerpo mineralizado.

La mena aurífera en el prospecto Esperanza es vetiforme y se asocia a los cuerpos de sílice oquerosa hospedados por rocas volcánicas alteradas del Mioceno inferior, particularmente en el sector denominado Arqueros por Vila (1991) donde se presentan una serie de vetas verticales de sílice oquerosa de rumbo N a NNE. Estas vetas muestran contenidos de oro de 1-3 g/t en superficie y de 10 g/t Au a profundidades de 20-40 m bajo la superficie. Los contenidos de plata oscilan entre 15 y 20 g/t aunque localmente alcanzan a 90 g/t. En profundidad el contenido de oro decrece y a los 70 m tiende a desaparecer junto con la aparición de una fina diseminación de pirita y calcopirita en los cuerpos silíceos. En el sector de Arqueros también se presentan minerales de plata conformando un cuerpo subhorizontal, de aproximadamente 40 m de potencia y 300 m de corrida, asociado a brechas dacíticas completamente alteradas a sílice oquerosa y alunita. Los minerales de plata consisten en argento-jarosita, electrum, y plata nativa y el contenido de plata varía entre 20 - 100 g/t, (Vila, 1991). Este cuerpo argentífero fue referido como estratiforme por Vila (1991) e interpretado como una capa de ignimbrita dacítica permeable que localizó la alteración hidrotermal y destruyó la textura original. Los estudios de los autores del presente trabajo indican, en cambio que el nivel subhorizontal de sílice oquerosa en Arqueros corresponde a brechas dacíticas constituyentes del la porción marginal de un domo dacítico que se formó centrado en la quebrada Carachitas. Por lo tanto, se trata de una bolsonada irregular mas que de un nivel estratigráfico.

Cuerpos vetiformes de sílice oquerosa también se han identificado en los sectores denominados Santa Rosa, Potosí y Huantajaya dentro de la zona alterada Esperanza (Vila, 1991). En general estos cuerpos tienen de 5 a 15 m de potencia y sus corridas varían entre 50 a 300 m. Anomalías geoquímicas de plata, plomo y zinc en suelos se asocian espacialmente a estos cuerpos vetiformes (Vila, 1991).

Según Oviedo et al., (1991), en el yacimiento La Coipa la alteración predominante es silicificación con alteración argílica avanzada (alunita- caolinita) con cantidades subordinadas de dickita; la alunita está en vetillas tipo stockwork asociada a jarosita y escorodita; se reconoce una alteración supérgena dominante en jarosita-goethita con baritina y yeso. Estas características resultan claramente comparables con las del Prospecto Esperanza (Moscoso et al., 1992).

Estructura

En el área del Prospecto Esperanza, se observan al menos cuatro sistemas de estructuras (Moscoso et al., 1992; Figs. 2 y 7). El más antiguo, con rumbo N a NNE, corresponde al de las fallas inversas de alto ángulo que monta la formación Sierra Aragoneses sobre los Estratos del Mono, induciendo en éstos, pliegues isoclinales apretados de limbos casi verticales como los que se observan en el Sector Chimberos y la quebrada inmediatamente al norte del Campamento (Zamora y Vila, 1991). El Complejo Volcánico Cerros Bravos y el Prospecto Esperanza, así como, más al sur, el Complejo La Coipa, se desarrollaron sobre este sistema. Un segundo sistema con rumbo NNW corresponde a fallas verticales que cortan al anterior y afectan a las volcanitas del Complejo Volcánico Cerros Bravos. Este sistema está relacionado al patrón general del area (NNW) y parece haber controlado, en parte, el desarrollo del Complejo Volcánico Cerros Bravos. También controlaría, en parte, las alteraciones hidrotermales del sector Codocedo-Los Terneros así como, aquellas ubicadas entre las quebradas Cerros Bravos y La Coipa. Más al sur, un sistema similar controla la alteración del proyecto Torito. El tercer sistema, con rumbo N-S, es un conjunto de fracturas tensionales que controlan la alteración y mineralización de sector Arqueros-Huantajaya. Este sistema ya fue reconocido por Vila (1991) y Moscoso et al., (1992), es similar al descrito por Oviedo et al., (1991) para el cuerpo Ladera Farellón del yacimiento La Coipa. De acuerdo a Tosdal (1992) este sistema es el resultante del movimiento transcurrente dextral a lo largo de las fallas de dirección NW. El cuarto sistema (E-W), aparentemente el más joven, son fallas y fracturas

de poco desplazamiento que afectan preferentemente al sector Arqueros-Santa Rosa y parecen estar relacionados a movimientos de bloques. Este sistema, al igual que el anterior, es similar al descrito por Oviedo et al., (1991) para Coipa Norte.

ESTUDIOS ISOTOPICOS DE Pb DE LA FRANJA DE MARICUNGA

Introducción

Los análisis isotópicos realizados en muestras de varios depósitos de la Franja de Maricunga tienen como objetivo definir la fuente (s) de los minerales y evaluar el grado de interacción, si lo hay, de los fluidos hidrotermales con las unidades de rocas. Los estudios se realizaron en rocas de los distritos de Esperanza y La Coipa. En Esperanza se reportan 8 composiciones isotópicas de sulfuros de Pb y 2 de rocas volcánicas alteradas (Tabla 6, Fig. 10) y, en el distrito La Coipa, se presentan 8 composiciones isotópicas en sulfuros correspondientes a La Coipa, Can Can, Coipa Norte y Mina Coipa Vieja. También se presentan análisis (Tabla 6, Fig. 10) de los depósitos Marte (2 muestras) y La Pepa (1 muestra) otro análisis en una muestra del prospecto Aldebarán, en la parte sur de la Franja de Maricunga, permite una comparación entre las fuentes isotópicas de los sectores norte y sur de la franja. Adicionalmente se presentan los análisis de dos muestras de El Tambo en la franja de El Indio (Tabla 6) localizado alrededor de 350 km al sur; una muestra de El Hueso, (localizado unos 30 km al NW de Esperanza) yacimiento aurífero cercano al pórfido cuprífero de Potrerillos (Sillitoe, 1991) y dos análisis de vetas argentíferas paleocenas del área de Cachinal de la Sierra (Puig et al., 1988), aproximadamente 200 Km al NW de Esperanza. Los análisis isotópicos de las áreas fuera de la Franja de Maricunga son insuficientes para una discusión detallada y se incluyen sólo como referencia.

Composiciones Isotópicas de Pb

Minerales de mena

La composición isotópica para los sulfuros y rocas alteradas de los distritos Esperanza y La Coipa tienen rangos restringidos de $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,505-18,612, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,516-15,650, y $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38,604-38,786 (Tabla 6). En los diagramas thorogénico ($^{206}Pb/^{204}Pb$ versus $^{208}Pb/^{204}Pb$) uranogénico ($^{206}Pb/^{204}Pb$ versus $^{207}Pb/^{204}Pb$) las composiciones forman un racimo (Figs. 10A y 10B). En el diagrama thorogénico (Fig. 10A) las composiciones isotópicas caen sobre el promedio de la curva de crecimiento cortical de Stacey y Kramers (1975), indicando así que la razón de tiempo promedio Th/U de los posibles revervorios es levemente superior a 3.8, el valor cortical promedio. En el diagrama uranogénico (Fig. 10B), la composición isotópica tiene una forma escalonada caracterizada por un rango limitado de valores de $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.543-18.593) que comienza con composiciones $^{207}Pb/^{204}Pb$ ligeramente bajas, o más primitivas, y se extiende hacia composiciones más radiogénicas que la curva de crecimiento cortical de Stacey y Kramers (1975). Una muestra de pirita de Can Can cae fuera de los escalones debido a su composición $^{206}Pb/^{204}Pb$ más radiogénica (Fig. 10B). Una segunda muestra de pirita de Esperanza es menos radiogénica que el conjunto en términos de su valor $^{206}Pb/^{204}Pb$. Tres de las cuatro muestras de sulfuros de los depósitos de la parte sur de la Franja de Maricunga (Marte, La Pepa y Aldebarán) no se distinguen de aquellas del área Esperanza-La Coipa (Fig. 10, Tabla 6); la cuarta muestra, una pirita de un sondaje de la mina Marte, tiene composición $^{206}Pb/^{204}Pb$ más radiogenica en $^{206}Pb/^{204}Pb$ que el conjunto de sulfuros y es similar a la pirita de Can Can.

Los datos isotópicos del yacimiento El Hueso y las vetas argentíferas en Cachinal de la Sierra son similares a los del área Esperanza-La Coipa (Tabla 6) y no se muestra en las figuras 10A y 10B. En contraste, la composición isotópica para El Tambo en la Franja de El Indio se caracterizan por composiciones $^{206}Pb/^{204}Pb$ levemente elevadas (18.62 - 18.66) y composiciones $^{207}Pb/^{204}Pb$ y $^{208}Pb/^{204}Pb$ muy similares (Fig. 11A y 11B, Tabla 6). La composición isotópica para sulfuros de Esperanza y La Coipa cae en campos levemente diferentes, con la composición isotópica de

*Tabla 6.— **Composiciones de isótopos de Pb para sulfuros y rocas alteradas de los depósitos epitermales de metales preciosos y pórfidos ricos en oro, del Oligoceno-Mioceno en las franjas de Maricunga y El Indio y otros depósitos del norte de Chile.** Los errores en las composiciones individuales son mejores que 0.1% (2σ) con la excepción de la muestra marcada con (K) cuyo error es de 0.2% debido a la débil señal resultante de la pequeña muestra disponible. m = metros de profundidad en sondaje. * = Procedimiento analítico según Wooden et al., (1992).*

MUESTRAS	MINERAL/ROCA	$^{206}Pb/^{204}Pb^*$	$^{207}Pb/^{204}Pb^*$	$^{208}Pb/^{204}Pb^*$
CERROS BRAVOS				
Esperanza				
LES-77	Toba alterada	18.590	15.616	38.598
LES-96	Dacita alterada	18.566	15.613	38.584
Arqueros				
EZA-2	Pirita	18.612	15.650	38.755
EZA-2	Galena	18.593	15.628	38.679
EZA-1 255 m	Pirita	18.577	15.645	38.665
EZA-3 260 m	Pirita	18.592	15.650	38.641
EZA-3 132 m	Pirita	18.592	15.650	38.688
Potosí				
LES-130	Pirita	18.527	15.627	38.587
LES-185	Pirita	18.549	15.629	38.623
Chimberos				
LES-10	Pirita	18.572	15.624	38.598
AREA LA COIPA				
Coipa Norte	Pirita/esfalerita	18.635	15.647	38.750
Can Can	Pirita	18.744	15.645	38.786
Farellon	Pirita	18.576	15.616	38.576
FAR-1	Calcedonia Negra	18.577	15.612	38.563
FAR-2	Calcedonia Negra	18.602	15.628	38.623
FAR-3	Calcedonia Negra	18.586	15.616	38.577
La Coipa Vieja	Pirita	18.552	15.620	38.591
La Coipa Vieja	Galena	18.561	15.641	38.653
AREA POTRERILLOS				
El Hueso (K)	Pirita	18.595	15.630	38.569
CACHINAL				
Area El Soldado	Galena	18.592	15.639	38.630
Cachinal	Galena	18.566	15.630	38.618
SECTOR SUR				
Marte				
Marte	Pirita	18.598	15.627	38.647
SM-07-263m	Pirita	18.675	15.639	38.713
La Pepa				
PEP-2	Enargita	18.573	15.637	38.652
Aldebaran				
Aldeb	Enargita	18.599	15.635	38.641
AREA EL INDIO				
El Tambo				
El Tambo	Enargita	18.627	15.615	38.566
El Tambo	Pirita	18.657	15.634	38.643

Esperanza caracterizada por valores de $^{208}Pb/^{204}Pb$ y $^{207}Pb/^{204}Pb$ levemente altos, para un valor dado de $^{206}Pb/^{204}Pb$, que aquellos de La Coipa (Fig. 11A y 11B). Además, en cada distrito parece existir un vacío en los valores $^{207}Pb/^{204}Pb$ y los datos presentes sugieren que pueden existir dos subgrupos de valores $^{207}Pb/^{204}Pb$ en cada distrito. En el área de Esperanza las muestras con composiciones $^{207}Pb/^{204}Pb$ elevadas son piritas de sondajes en Arqueros (Vila, 1991); galena recuperada de un sondaje de Arqueros cae en el campo inferior. Muestras de Potosí y Chimberos (Vila, 1991) junto con galena de Arqueros forman el campo inferior.

En el distrito La Coipa, el campo inferior lo forman pirita diseminada (1 muestra) adyacente a vetas de calcedonia negra (3 muestras) que cortan a rocas sedimentarias triásicas en el sector de la veta Farellón (La Coipa), y pirita de una veta de la mina Coipa Vieja que corta un domo dacítico, en tanto que el campo superior lo forman pirita y esfalerita de La Coipa Vieja, Can Can y Coipa Norte. Además, las composiciones isotópicas en sulfuros, de Esperanza, tienen valores más altos de $^{208}Pb/^{204}Pb$ y $^{207}Pb/^{204}Pb$ que las rocas volcánicas que hospedan los depósitos.

Es importante señalar que los campos isotópicos para Esperanza y La Coipa se traslapan dentro de los límites del error analítico (Fig. 11). Sin embargo, parecen ser datos suficientes para concluir, tentativamente, que los campos definidos en las figuras 11A y 11B persistirán con datos adicionales. En contraste, el vacío en la composición $^{207}Pb/^{204}Pb$ en los distritos de Esperanza y La Coipa probablemente no es real y es razonable suponer que con una mayor cantidad de análisis este vacío desaparezca.

Rocas de caja

El estudio de las rocas de caja tiene por objetivo caracterizar los posibles reservorios que pueden haber contribuido con Pb a los depósitos minerales. Se muestrearon todas las unidades aflorantes alrededor del Complejo Cerros Bravos, incluso se consideraron muestras del sector del río Copiapó distante 130-180 km al suroeste y al sur. Datos adicionales se disponían en McNutt et al., (1979). En el caso de las rocas ígneas, los datos de isotópos de Pb pueden ser usados para inferir información tocante a su región(es) fuente(s) dentro de la columna litosférica, que puede (o no) haber estado aportando durante la evolución de las rocas del Oligoceno superior-Mioceno y sus minerales de mena asociados.

Las rocas analizadas incluyen: (1) 26 muestras de rocas plutónicas y volcánicas paleozoicas (pérmicas), mesozoicas y cenozoicas; (2) 44 rocas volcánicas del Oligoceno y Mioceno que hospedan los depósitos minerales en la Franja de Maricunga, muchas de las cuales son del Complejo Cerros Bravos (Moscoso et al. 1992); y (3) 20 rocas sedimentarias y metasedimentarias del Paleozoico superior al Jurásico que afloran en las inmediaciones del complejo Cerros Bravos (Tosdal et al. 1992). Se dispone además de datos para rocas volcánicas terciarias y cuaternarias de la "Central Volcanic Zone" (C.V.Z) ubicados principalmente al norte de la Franja de Maricunga (McNutt et al., 1979; Harmond et al., 1984; Davidson et al., 1990; Worner et al., 1991) y también hacia el sur, alrededor de El Indio y hacia el este en Argentina (Abbruzzi y Kay, 1992). Los campos definidos por las composiciones isotópicas de estas rocas se muestran en las Fig. 10A y 10B, pero no se incluye la tabla de datos. La discusión detallada de estas unidades va más allá de este trabajo y será objeto de trabajos futuros.

Discusión

MacFarlane et al., (1990) dividió los depósitos minerales de los Andes Centrales en tres provincias basados en los rangos de composición de los isótopos de Pb dentro de las distintas áreas geográficas. Aquí sólo interesa la provincia I, que incluye la mayoría de los arcos pluto-volcánicos mesozoicos y cenozoicos de los Andes centrales, y que a su vez es subdividida en tres subprovincias (Ia, Ib, Ic). La subprovincia Ia incluye las franjas de Maricunga y El Indio así como los otros depósitos minerales aquí estudiados y las composiciones isotópicas de los sulfuros del Oligoceno-Mioceno aquí reportados caen dentro del rango composicional isotópico de la subprovincia Ia.

Fuentes de metales en depósitos minerales

En el diagrama thorogenético (Fig. 10A), los sulfuros de la Franja de Maricunga caen dentro del campo para las rocas volcánicas de los complejos Cerros Bravos y La Coipa, así como las rocas de los volcanes del Mioceno medio de más al sur. Las

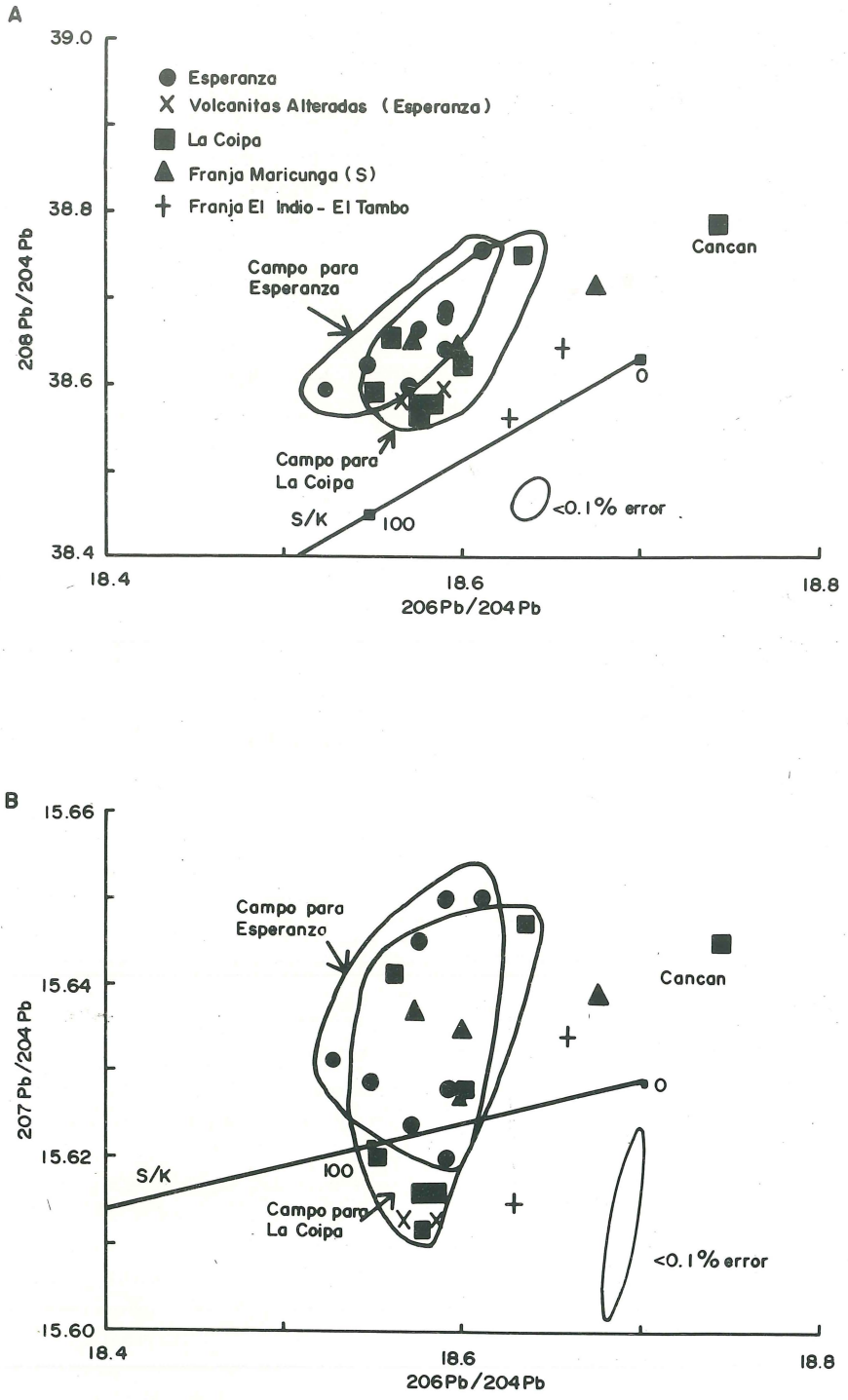


Figura 10.— *Diagramas de variación isotópica de los isótopos de Pb para sulfuros de la Franja de Maricunga. (A) Thorogénico (B) Uranogénico. (1) Rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno del área de Maricunga. (2) Rocas volcánicas del Cenozoico inferior. (4) Granitoides y riolitas del Pérmico y Triásico. (5) Rocas sedimentarias del Paleozoico superior-Mesozoico. (6) Sulfuros de la Franja de Maricunga. La data isotópica en tabla 6. Definición de los campos según los datos isotópicos de McNutt et al. (1979), Puig (1988) y Tosdal, R.M. (en prep.). S/K es la curva promedio de Stacey y Kramers (1975). Las elipses de error representan el máximo error al 95% de confianza (2σ).*

rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario se extienden hacia valores altos $^{208}Pb/^{204}Pb$ y $^{206}Pb/^{204}Pb$ a lo largo de tendencias subparalelas a la curva promedio de crecimiento cortical, en tanto que las rocas ígneas mesozoicas y del Terciario inferior y las muestras de sulfuros asociados tienen valores menos radiogénicos, consistentes con sus edades respectivas. El campo de los sulfuros del Oligoceno-Mioceno (Fig. 10A), también traslapa a la parte menos radiogénica del campo de los granitoides y riolitas permo-triásicos y del campo de las rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas. En este último campo, las rocas sedimentarias con composiciones isotópicas menos radiogénicas son paleozoicas, las rocas triásicas tienen composiciones intermedias y las rocas jurásicas tienen las composiciones isotópicas más radiogénicas en términos de sus $^{26}Pb/^{204}Pb$. Así, en sulfuros la mena de Pb thorogénica es evidentemente, altamente cortical en origen y similar a todas las rocas presentes en la región. Como composición isotópica de rocas y sulfuros caen levemente sobre la curva de crecimiento cortical, una razón Th/U levemente mayor que 3.8 puede caracterizar su(s) fuente(s). El modelo plumbotectónico de Zartman y Doe (1981) sugiere que un pequeño componente de Pb de un reservorio de tipo corteza inferior está presente en rocas y sulfuros.

La composición uranogénica para sulfuros en la franja de Maricunga es generalmente más restringida pero, también siguen el escalonado definido por las rocas de los complejos volcánicos miocénicos de la parte sur de la franja (Fig. 10B). El campo de las rocas volcánicas cae en la parte menos radiogénica (bajo $^{206}Pb/^{204}Pb$) del campo para las rocas volcánicas del Cenozoico superior de la CVZ de los Andes centrales y generalmente extiende el vacío entre el campo de los granitoides y riolitas permo-triásicas y el campo de las rocas ígneas y sulfuros asociados del Mesozoico medio al Cenozoico inferior. Las composiciones isotópicas de los sulfuros de edad Oligoceno-Mioceno de la Franja de Maricunga caen entre estos campos. Las rocas sedimentarias del Paleozoico superior al Jurásico definen un campo que se traslapa con el de los sulfuros del Oligoceno superior-Mioceno sólo a valores más radiogénicos de $^{2076}Pb/^{204}Pb$. En conjunto, los datos isotópicos indican que el componente dominante de Pb en los sulfuros de los depósitos estudiados se derivó de las rocas volcánicas e hipabisales oligocénicas y miocénicas, con las cuales los depósitos estan asociados. Las desviaciones de las composiciones isotópicas de Pb en sulfuros del sector más pronunciado hacia valores $^{206}Pb/^{204}Pb$ más radiogénicos indican que probablemente hay una componente de la roca de caja incorporado en el mineral. Las rocas sedimentarias triásicas y en menor medida los granitoides pérmicos y los granitos y riolitas permo-triásicos son las fuentes potenciales cercanas a la superficie para la contaminación por Pb. La elevada composición $^{206}Pb/^{204}Pb$ en piritas de Can Can parece mejor explicada por el retiro de algo de Pb de las rocas de caja triásicas durante la circulación hidrotermal. Estas rocas son los mejores huéspedes para el depósito (Oviedo et al., 1991).

Fuentes de Pb en las rocas del Oligoceno-Mioceno

De la discusión precedente, parece claro que el Pb de los depósitos de la Franja de Maricunga se derivó en principio de las rocas volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno que hospedan estos depósitos. De modo que es necesario consignar si los datos isotópicos de Pb pueden o no restringir la generación de esas rocas.

Como se evidencia en la Fig. 10B, las composiciones uranogénicas de las rocas ígneas en la región de Maricunga varían con el tiempo y el marco tectónico. Las rocas ígneas pérmicas y triásicas tienen composiciones isotópicas radiogénicas que caen sobre él la curva promedio de crecimiento cortical de Stacey y Kramers (1975). Pb de una fuente alto mu (U/Pb), o Proterozoico, debe haber sido incorporado en esas rocas durante su génesis y/o emplazamiento. Así, su composición isotópica refleja fuertemente la influencia de reservorios radiogénicos o de tipo corteza superior (Zartman y Doe, 1981). Por otra parte, las rocas del Jurásico, Cretácico y Terciario inferior de la región tienen composiciones isotópicas que generalmente caen bajo la curva promedio de crecimiento cortical. Los sulfuros de los depósitos de esa edad en la región al oeste del distrito Maricunga también caen dentro de ese campo (Puig, 1988). La composición isotópica probablemente refleja la litósfera máfica de la región de generación magmática, modificada por procesos de subducción ocurridos debajo del borde de Chile en el Mesozoico y Cenozoico inferior. Los presentes datos son insuficientes para aseverar una modificación de este reservorio por la

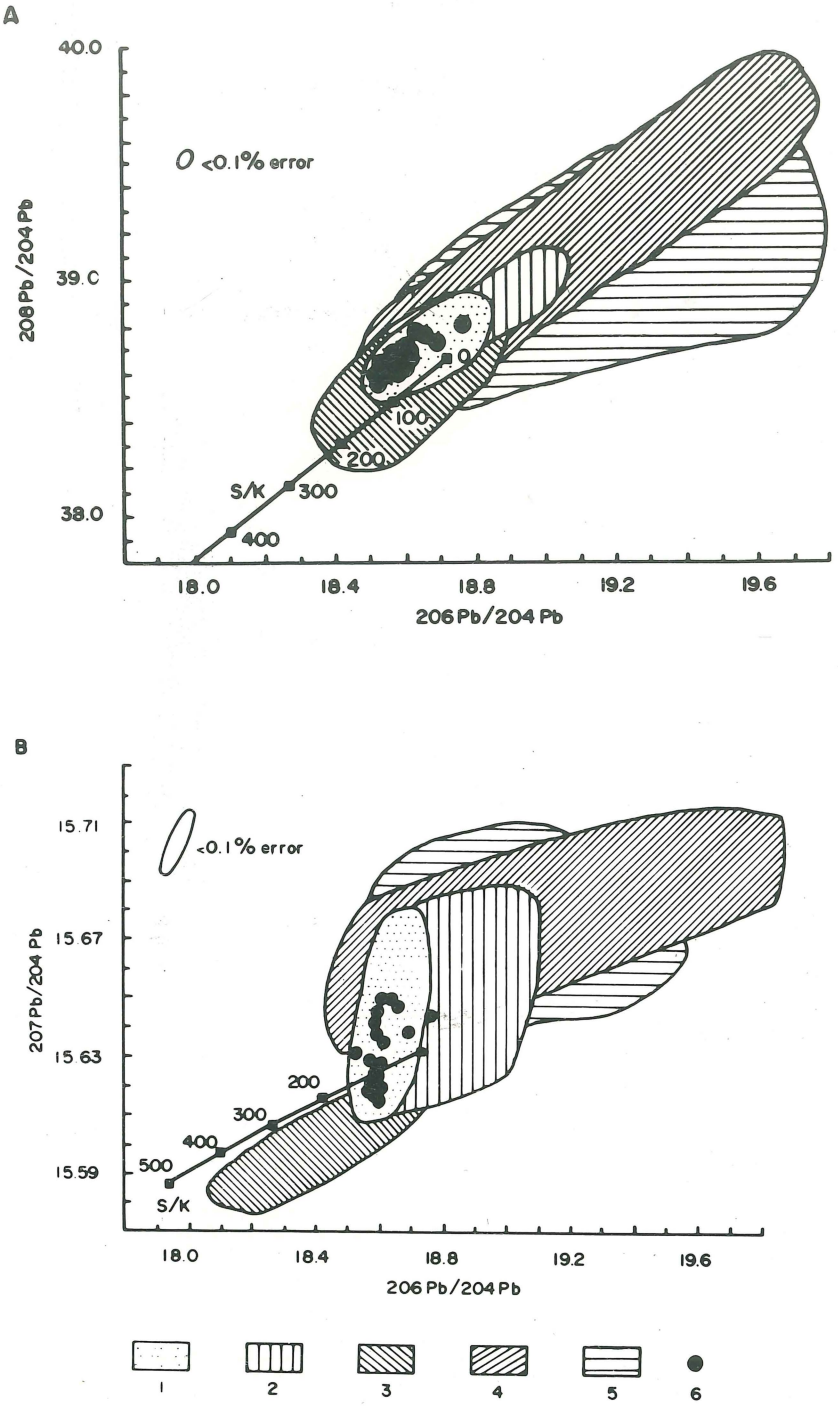


Figura 11.— *Diagramas ampliados de la variación isotópica de Pb para las composiciones thorogénicas (A) y uranogénicas (B) de los sulfuros de los distritos Esperanza y la Coipa, y de los depósitos de la parte sur de la Franja de Maricunga y de la Franja de El Indio. Datos isotópicos en tabla 6. S/K curva promedio de Stacey y Kramers (1975). Las elipses de error representan el máximo error al 95% de confianza (2σ). Simbología en (A).*

entrada de material radiogénico de la corteza superior.

En la Franja de Maricunga, Pb thorogénico de las principales unidades de rocas son globalmente similares, de modo que las rocas del Mesozoico y Cenozoico inferior tienden a tener menor composición de Pb radiogénico. A pesar de eso, las unidades de rocas muestran la influencia de un reservorio cortical que tuvo un componente de Pb derivado de una(s) fuente(s) caracterizadas por Th/U levemente alta, o una(s) fuente(s) con una influencia de tipo Pb de la corteza inferior (Zartman y Doe, 1981). Composiciones de Pb uranogénico para las rocas volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno forman una pendiente fuerte que indica una tendencia de mezcla entre fuentes litosféricas máficas menos radiogénicas, características de la región y representada por las rocas y menas del Mesozoico y Cenozico inferior, y una fuente cortical radiogénica representada por las rocas permicas y triásicas. Tendencias de mezcla similares son comunes en rocas de la CVZ (Harmon et al., 1984; Davidson et al., 1990) y, aparentemente, también caracteriza a algunas rocas ígneas del Paleoceno-Eoceno en la región (Tilton et al., 1981; Williams y Bouse-Schaeneman, 1992).

En las rocas volcánicas, tres modelos, cada uno de los cuales es una variación del otro, pueden explicar la tendencia de mezcla. En un modelo, magmas primarios y menas asociadas son derivadas de una fuente enriquecida en el manto litosférico, tal vez, con algo de entrada de material subductado, ya sea basáltico o sedimentario (McNutt et al., 1979; Mukasa, 1986; Mukasa et al., 1990). Composiciones isotópicas de Pb cortical radiogénico se agregan a los magmas, ya sea durante el ascenso o mientras está residiendo en la cámara magmática cortical, por la asimilación de material radiogénico. Un segundo modelo considera la estadía en la interfase manto-corteza de un magma basáltico derivado de una placa oceánica subductada en la sobreyacente placa continental (Hildreth y Moorbath, 1988). Nuevos magmas se generan entonces por la fusión de las rocas de esa parte de la litósfera. Las composiciones isotópicas de estos nuevos magmas son interpretadas como que han sido homogenizadas en ese tiempo y representan mezclas de pequeñas cantidades de material generado en la subducción, que tiene características de basaltos oceánicos, y material con características isotópicas corticales (Hildreth y Moorbath, 1988). La asimilación de rocas con composiciones isotópicas corticales más radiogénicas como aquellas de las rocas del Oligoceno-Mioceno de la Franja de Maricunga, presumiblemente exudadas durante el ascenso o residencia en una cámara magmática de la corteza superior antes de la erupción o emplazamiento. Generalmente se atribuye a los magmas ascendentes a través de una corteza gruesa, el sacar Pb cortical radiogénico (Tilton et al., 1981; Worner et al., 1991), el que, en la región de Maricunga, comenzó a engrosar durante la deformación compresiva del cretácico y continuó engrosando en diferentes oportunidades en el cenozoico (Moscoso y Mpodozis, 1988; Jordan y Gardeweg, 1991).

Un tercer modelo es una leve modificación del segundo descrito arriba. En este escenario, los magmas generados en la interfase corteza-manto pueden no ser isotópicamente homogéneos, al contrario, son isotópicamente heterogéneos y los magmas ascienden a la superficie antes de completar su homogenización isotópica. Así, la influencia de fuentes corticales múltiples puede ser preservada. Una fuente fue probablemente el material litosférico máfico radiogénico (mu alto) del cual se derivaron los gabros y monzodioritas pérmicos. Cortas deformaciones del Eoceno y más antiguas que engrosaron tectónicamente la corteza en el Chile norte y central pueden haber agregado este material a la zona de generación de magmas en la interfase manto-corteza. Fuente(s) adicional (es) deben haber sido la corteza inferior máfica y el manto subcortical del cual se han generado los magmas cenozoicos típicos. Nuevamente la heterogeneidad en la composición isotópica de Pb en la Franja de Maricunga puede haber sido realzada durante el pasaje del magma a través de la corteza engrosada. Ninguna de las explicaciones para la tendencia de mezcla observada en las rocas volcánicas del Cenozoico superior es única y completa, ya que la composición isotópica de Pb cortical dominante requiere una gran componente de material cortical en los magmas. Así, para el Pb en las rocas ígneas y sus depósitos minerales dos o más modelos de escenarios parecen ser los mas plausibles. Además, la evidencia de una tendencia de mezcla en las rocas del Paleoceno (Williams y Bouse-Schaeneman, 1992) sugiere que la mezcla de material máfico subcortical y material cortical radiogénico puede haber sido un fenómeno generalizado en los arcos magmáticos cenozoicos en los Andes chilenos y no un fenómeno que llegó a ser importante en el Cenozoico superior después

que la gruesa raíz cortical fue formada (e.g. Worner et al., 1991).

Conclusiones

En los depósitos de metales preciosos del Oligoceno y Mioceno de la Franja de Maricunga, el Pb es dominado por fuentes como las rocas ígneas huéspedes. Los limitados datos indican también que otras rocas huéspedes, como las sedimentarias triásicas, pueden localmente, haber contribuido Pb durante la circulación hidrotermal en el ambiente cercano a la superficie. Además, allí parece haber una muy leve, pero probablemente significante diferencia en la composición isotópica de los sulfuros de los distritos de Esperanza y La Coipa. En el distrito Esperanza, el Pb tiene aparentemente una gran componente de Pb aportado por una(s) fuente(s) caracterizada(s) por unas razones Th/U y U/Pb levemente más elevadas que en el distrito La Coipa. A su vez, las composiciones isotópicas de la Franja de Maricunga son, levemente menos radiogénicas, en términos de sus razones $^{206}Pb/^{204}Pb$, que aquellas sugeridas por los pocos datos de la región de El Indio. El significado de las diferencias es desconocida.

Por último, la fuente del Pb en los depósitos minerales esta ligada a la fuente de Pb en las rocas ígneas huéspedes. Los isótopos de Pb prueban que las rocas volcánicas son una mezcla de manto subcortical máfico o material cortical y material cortical radiogénico. El mecanismo de incorporación y mezcla puede ser explicado por numerosos modelos. Sin embargo, es claro que en esta región las rocas ígneas del Oligoceno-superior y Mioceno están fuertemente influenciadas por material cortical y no son muy diferentes de muchas de las rocas ígneas mesozoicas de los Andes Centrales.

PROCESAMIENTO DIGITAL DE IMAGENES TM

El procesamiento digital de imágenes Landsat TM se realizó para resaltar las características litológicas y geomorfológicas de las unidades presentes en la Franja de Maricunga especialmente de aquellas con areas alteración hidrotermal. Para ello se contó con dos imágenes Landsat TM (P-233/R-78 y P-233/R-79) que abarcaban completamente el área de estudio. Si bien en la Franja de Maricunga eran conocidas las zonas de alteración hidrotermal y más de una decena de prospectos y yacimientos, esta fue una excelente oportunidad de probar las bondades de la teledetección para un área con numerosos depósitos epitermales asociados a volcanismo. Durante el presente proyecto se han preparado los siguientes productos para el área: 1) Imágenes Falso Color Compuesto (FCC) de tres bandas a escala 1:250.000. 2) Imágenes Blanco y Negro (B/W) de una sola banda a escala 1:250.000. 3) Imágenes color compuesto de Razones (cuocientes) de Bandas (CRC) a escalas 1:50.000 y 1:250.000. 4) Imágenes de Componentes Principales (PC) de varios sectores con zonas de alteración hidrotermal.

Metodología

El procesamiento digital de imágenes se llevó a cabo teniendo como objetivo principal el destacar lo mejor posible las áreas con alteración hidrotermal por lo que la selección de los componentes para obtener las imágenes de falso color, razones de bandas y componentes principales, se realizó en base al conocimiento geológico del área y a la realización de múltiples combinaciones y evaluaciones de los datos espectrales y estadísticos que permitieran maximizar el contraste espectral en las litologías conocidas. Numerosas muestras representativas fueron colectadas para análisis espectral en laboratorio. Los análisis sólo estuvieron disponibles después de impresas las imágenes correspondientes.

Las rocas alteradas hidrotermalmente se caracterizan por la presencia de minerales con radical AL-OH (limonita, caolinita, jarosita) y radical Fe^{3+} (limonita, geothita) y por lo tanto, en la imagen aparecen de colores rojo, amarillo, verde o blanco, dependiendo de la intensidad relativa de absorción, dado que números digitales (DN) altos causan alta intensidad de color y DN bajos causan baja intensidad. En el caso de las imágenes FCC se seleccionó la composición TM5, TM4, TM3 (RGB) porque permitía un buen contraste entre las rocas alteradas hidrotermalmente, (Cuitiño y Moscoso, 1991) las unidades volcánicas, y el basamento. También resultaron útiles las imágenes de las combinaciones (RGB) (TM7, TM4, TM1), (TM7,

TM4, TM2), y (TM5, TM4, TM1) que permiten distinguir mejor algunas unidades litológicas. La imágen B/N de la banda TM4 resultó útil para discriminar las principales estructuras presentes en el área.

La imagen color compuesto de razones de banda (CRC) seleccionada fue TM5/TM7, TM5/TM4, TM5/TM1 (RGB). La razón 5/7 indica la absorción del radical AL-OH; las razones TM 5/4 en azul y TM5/1 en verde indican absorción del radical Fe^{3+}. Así, en la región de Maricunga, las zonas de alteración fueron destacadas perfectamente (Cuitiño y Moscoso, 1991, Eiswerth et al., 1991). El color blanco o amarillo pálido reflejan la presencia de sílice, alunita, jarosita y caolinita, en tanto que los colores amarillo ocre y rojizos indican la presencia de jarosita y limonitas. Del mismo modo, de acuerdo a Cuitiño y Moscoso (1991) en el sector Esperanza-La Coipa la metodología permitió distinguir claramente la diferencia entre un pórfido alterado (rosado) y uno fresco (verde) y entre una toba fuertemente silicificada y argilizada (blanca) de la que sólo presenta argilización (amarilla).

Conclusiones

La aplicación de las metodologías de la teledetección en la zona de Maricunga, demostró ser una herramienta eficaz para la exploración de minerales ya que permitió destacar plenamente las zonas de alteración hidrotermal presentes en el área y permite la elaboración preliminar de mapas de alta confiabilidad y precisión a escala regional (1:50,000 a 1:250,000). La interpretación de las imágenes FCC, CRC, PC, obtenidas luego del análisis digital permitieron, tanto en conjunto como por separado, una clara distinción de las unidades alteradas al paso que aportaban información de la composición mineralógica probable. La combinación FCC TM5, TM4, TM3 (RGB) resultó la más conveniente para la distribución de las unidades geológicas en el Prospecto Esperanza y el yacimiento La Coipa y en general para las dos imágenes consideradas; sin embargo, las combinaciones FCC de las bandas TM5, TM4, TM1; TM7, TM4, TM1 y TM7, TM4, TM2 (RGB) resulta también adecuadas para realzar algunas unidades litológicas en particular.

Las razones de bandas TM5/7, TM5/1, TM5/4 (RGB) demostraron ser las más útiles para delimitar y destacar las rocas alteradas al acentuar el contraste con las rocas circundantes no alteradas y además proporcionan una herramienta para la interpretación de la litología y mineralogía probable de encontrar.

El análisis por componentes principales (PC) demostró también ser una herramienta eficaz para destacar las diferentes zonas con alteración hidrotermal; con este método los resultados pueden, en la zona de Maricunga, ser considerados excelentes si se toma en cuenta que no es necesario un mayor conocimiento del terreno. Desde este punto de vista el procedimiento de clasificación de los datos generados en la transformación (PC) es un excelente discriminante y puede proporcionar rápidamente imágenes adecuadas para iniciar la exploración del área.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Compañía Minera Anglo American Chile que facilitó gentilmente las instalaciones del campamento en el Prospecto Esperanza y especialmente a su gerente de Exportaciones, señor Tomás Vila G., quién en terreno nos introdujo versadamente en la geología de los diferentes prospectos. Del mismo modo, se agradece a las Compañías Mantos de Oro, Olacer Dome, Chevron, Minera Horus, Sociedad Minera Vilacollo, Gordía y Cía., Homestake, Codelco Andina, Sociedad Minera Pudahuel y Sociedad Minera Maipo que permitieron visitas a sus yacimientos y prospectos.

REFERENCIAS CITADAS

Abbruzzi, J.M., y Kay, S.M., 1992, Nonradiogenic Pb and Sr isotopic compositions of Mio-Pliocene volcanic rocks over the shallow subduction zone, in the Central Andes (28° to 33°S) [abs.]: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 24, N° 7, p. A215-A216.

Aguilar, A., 1984, Geología de los cuadrángulos Cerro Vicuñita y Salar de Maricunga, III Región de Atacama-Chile: Antofagasta, Universidad del Norte, Departamento de Geociencias, Memoria de Título, inédito, 164 p.

Antonioletti, R., 1972, Los climas del Norte Chico, in Características climáticas del Norte Chico (26°-36°S): Instituto de Investigaciones de Recursos Naturales (IREN), p. 1-19.

Bell, M., 1985, The Chinches Formation, An early Carboniferous lacustrine succesion in the Andes of Northern Chile: Revista Geológica de Chile, v. 24, p. 29-48.

Cisternas, M.E., 1977, Estudio geológico del flanco occidental de la Cordillera Claudio Gay: El sector de La Ola, al sur de Pedernales (26_30'S), III Región, Chile: Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Memoria de Título, inédito, 152 p.

Cisternas, M.E., y Vicente, J. C., 1976, Estudio geológico del sector de Las Vegas de San Andrés (Prov. de Atacama): Santiago, Congreso Geológico Chileno Nº 1, Actas, v. 1, p. A227-A252.

Cisternas, M.E., y Oviedo, L., 1979, Perfil tectónico-estratigráfico en la precordillera de Atacama y flanco occidental de la Cordillera Claudio Gay, en la latitud 26°40'S, III Región, Chile: Arica, Congreso Geológico Chileno, Nº 2, Actas, v. 1, p. B79-B97.

Clark, A.H., Mayer, A.B.S., Mortimer, C., Sillitoe, R.H., Cooke, R.U., y Snelling, N.J., 1967a, Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile: Nature, v. 15, p. 723-724.

Clark, A.H., Mayer, A.B.S., Mortimer, C., Sillitoe, R.H., Cooke, R.U. y Snelling, N.J., 1967b, Relationships between supergene mineral alteration and geomorphology, southern Atacama Desert, Chilean interim report: Transactions, Institution of Mining and Metallurgy Bull., v. 76, Nº 726, Sector B, p. B89-B96.

Cornejo, P., y Mpodozis, C., 1991, Informe geológico preliminar región Salar de Maricunga-Cerros Bravos: Servicio Nacional de Geología y Minería, Proyecto CODELCO-SERNAGEOMIN, inédito, 56 p.

Cuitiño, L., y Moscoso, R., 1991, Aplicación de Sensores Remotos en Prospecto Esperanza, Franja Maricunga Norte de Chile: La Paz, Seminario Taller Percepción Remota Aplicada a la Investigación Geológica, Resúmenes, 231 p.

Dalrymple, G.B., y Lanphere, M.A., 1969, Potassium-argon dating principles, techniques, and applications to geochronology: San Francisco, W.H. Freeman Co., 258 p.

Dalrymple, G.B., y Lanphere, M.A., 1971, $^{40}Ar/^{39}Ar$ technique of K-Ar dating: a comparison with conventional technique: Earth and Planetary Science Letters, v. 12, p. 300-308.

Dalrymple, G.B., y Lanphere, M.A., 1973, $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra of some undisturbed terrestrial samples: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 38, p. 715-738.

Davidson, J., McMillan, N.J., Moorbath, S., Worner, G., Harmon, R.S., y Lopez-Escobar, L. 1990, The Nevados de Payachata volcanic region (18°-S/69°W N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean Magmatism: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 105, p. 415-432.

Davidson, J., y Mpodozis, C., 1991. Regional setting of epithermal gold deposits, Chile: Economic Geology, v. 86, p. 1174-1186.

Dostal, J., Zentilli, M., Caelles, J.C., y Clark, A.H., 1977, Geochemistry and origin of volcanic rocks of Andes (26-28°S): Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 63, p. 161-173.

Eiswerth, B.A., and others, 1991, Use of Landsat Thematic Mapper images for studying volcanic-rock hosted precious-metal deposits in the central Andes region [abs.]: U.S. Geological Survey Research on Mineral Resources-1991, Programs and Abstracts, Circular 1062, p. 21.

Gill, J.B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics: Berlin, Springer Verlag, 387 p.

Godoy, E., y Davidson, J., 1976, Pilares tectónicos en compresión de edad Mioceno Superior en los Andes del Norte de Chile (22°-30° Latitud Sur): Santiago, Congreso Geológico Chileno Nº 1, Actas, v.1, p. B87-B103.

Gulson, B.L., 1986, Lead isotopes in mineral exploration: Amsterdam, Elsevier, 245 p.

Harmon, R.S., Barreiro, B.A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P.W., Thorpe, R.S., Deruelle, B., McHugh, J., y Viglino, J.A., 1984, Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera: Journal of the Geological Society of London, v. 41, p. 803-822.

Heald, P., Foley, F., y Hahyba, D.O., 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types: Economic Geology, v. 82, p. 1-26.

Hedenquist, J.W., 1987, Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific basin: Singapore Circum-Pacific Energy Mineral Resources Conference, 4th, Transactions, p. 513-524.

Hildreth, W. y Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 98, p. 435-489.

Ingamells, C.O., 1970, Lithium metaborate flux in silicate analysis: Analytica Chimica Acta, v. 52, p. 323-334.

Irvine, T.N., y Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.

Jensen, O., 1976, Geología de las nacientes del río Copiapó entre los 27°53' y 28°20' Lat. sur, provincia de Atacama, Chile: Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Memoria de Título, inédito, 299 p.

Jordan, T.E., y Gardeweg, M., 1989, Tectonic evolution ot the late Cenozoic Central Andes (20°-33°S), in The evolution of the Pacific Ocean margin, Ben-Avraham, Zvi, ed.: New York, Oxford University Press, p. 193-207.

Kay, S. M., Maksaev, V., Mpodozis, C., Moscoso, R. y Nasi, C., 1987, Probing the Andean litosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29-30°S) over the zone of subhorizontal subduction: Journal of Geophysical Research, v. 92, p. 6173-6189.

Kay, S.M., Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., y Gordillo, C.E., 1988, Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28° and 33°S: correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone: Journal of South American Earth Sciences, v. 1, p. 21-38.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeinsen, A., y Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alcali - Silica diagram: Journal of Petrology, v. 27, part 3, p. 745-750.

Le Huray, A.P., Caulfield, J.B.D., Rye, D.M., y Dixon, P.R., 1987, Basement controls on sediment-hosted Zn-Pb deposits: A Pb isotope study of Carboniferous mineralization in central Ireland: Economic Geology, v. 82, p. 1695-1709.

Llaumet, C., y Henriquez, F., 1976, Faja mineralizada de oro - plata-cobre-arsénico en la Cordillera Andina de las III y IV Región de Chile: Santiago, Congreso Geológico Chileno Nº 1, Actas, v. 2, p. E175-E191.

MacFarlane, A.W., Marcel, P., Le Huray, A.P., y Peterson, U., 1990, Lead isotope provinces of the Central Andes inferred from ores and crustal rocks: Economic Geology, v. 85, p. 1857-1880.

Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., y Nasi, C., 1984, Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en Alta Cordillera del Norte Chico (29-31°S): geología, alteración hidrotermal y mineralización: Revista Geológica de Chile, Nº 21, p. 11-51.

McKee, E.H., y Klock, P.R., 1979, K-Ar ages of basalt sills from Deep Sea Drilling Project sites 444 and 446, Shikoku Basin and Daito Basin, Phillipine Sea: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, G. de Vries Klein, and K. Kobayashi, eds., Washington D.C., v. 58, p. 921-922.

McNutt, R.H., Clark, A.H., y Zentilli, M., 1979, Lead isotopic compositions of Andean igneous rocks, latitudes 26° to 29°S; Petrologic and metallogenic implications: Economic Geology, v. 74, p. 827-837.

Mercado, M., 1982, Geología de la Hoja Laguna del Negro Franscico: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Nº 56, 73 p.

Mortimer, C., 1969, The geomorphological evolution of the southern Atacama Desert, Chile: University of London, unpublished Ph.D. thesis, 283 p.

Mortimer, C., 1973, The Cenozic history of the Southern Atacama Desert, Chile: Journal of the Geological Society of London, v. 129, p. 505-526.

Moscoso, R., y Mpodozis, C., 1988, Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile, regiones de Atacama y Coquimbo: Revista Geológica de Chile, v. 15 (2), p. 151-166.

Moscoso, R., Díaz, F., Cuitiño, L., y Maksaev, V., 1991, Mineralización de metales preciosos y volcanismo neógeno en los Andes del Norte de Chile (26°-28°L.S): el Prospecto Esperanza: Lima, en Seminario-Taller Procesos Formadores de Depósitos Minerales en Ambientes Volcánicos, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Resúmenes, 130 p.

Moscoso, R., Cuitiño, L., Maksaev, V., y Koeppen, R., 1992, El Complejo Cerros Bravos: marco volcanológico para la alteración y Mineralización en la Franja de Maricunga, Copiapó, Chile, en Seminario Taller Procesos Formadores de Depósitos Epitermales de Metales Preciosos, R. Moscoso ed.: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, Resumenes Expandidos, p. 53-63.

Mpodozis, C., Nasi, C., Moscoso, R., Cornejo, P., Maksaev, V. y Parada, M.A., 1985, El cinturón magmático del Paleozoico superior-Triásico de la Cordillera Frontal Chilena entre los 28°-31°S: estratigrafía ígnea y marco tectónico: Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, Nº 35, p. 161-165.

Mpodozis, C., y Cornejo, P., 1988, Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Nº 68, 164 p.

Muñoz B., J., 1984, Geología de la Hoja Salar de Maricunga (1:100.000): informe de avance de la Hoja El Salvador (1:250.000), Región de Atacama, Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, Inédito, 65 p.

Musaka, S.B., 1986, Common Pb isotopic compositions of the Lima, Arequipa and Toquepala segments in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmagenesis: Geochemica et Cosmochimica Acta, v. 50, p. 771-782.

Musaka, S.B., Vidal C., C.E., y Injoque-Espinoza, J., 1990, Pb isotope bearing on the metallogenesis of sufide ore deposits in central and southern Perú: Economic Geology, v. 85 p. 1438-146.

Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., y Maksaev, V., 1985, El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico: Revista Geológica de Chile, Nº 25-26, p. 77-111.

Nasi, C., Moscoso, R., y Maksaev, V., 1990, Hoja Guanta, regiones de Atacama y Coquimbo: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Nº 67, 140 p.

Oviedo, L., Fuster, N., Tschischow, N., Ribba, L., Zuccone, A., Grez, E., y Aguilar, A., 1991, General geology of La Coipa precious metal deposit, Atacama, Chile: Economic Geology, v. 86, p. 1287-1300.

Puig, A., 1988, Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of

lead in galenas of the Chilean Andes: Economic Geology, v. 83, p. 843-858.

Puig, A., Díaz, S., y Cuitiño, L., 1988, Sistemas hidrotermales asociados a calderas en el arco volcánico paleógeno de la región de Antofagasta, Chile: distritos El Guanaco, Cachinal de la Sierra, y El Soldado: Revista Geológica de Chile, v.15 (1), p. 57-81.

Rivera C., S., 1988, Exploración del depósito de plata-oro "La Coipa" Región de Atacama: Santiago, Congreso Geológico Chileno Nº 5, Actas, v. 1, p. B135-B149.

Ruiz, C., Corvalán, J., Klohn, C., Klohn, E., y Levi, B., 1965, Geología y Yacimientos Metalíferos: Instituto de Investigaciones Geológicas, 305 p.

Segerstrom, K., 1968, Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama: Instituto de Investigaciones Geológicas, Bol. Nº 24, 58 p.

Sillitoe, R.H., 1991, Gold metallogeny of Chile-an Introduction: Economic Geology, v. 86, p. 1187-1205.

Sillitoe, R.H., McKee, E.H., y Vila, T., 1991, Reconnaissance K-Ar geochronology of Maricunga gold-silver belt, northern Chile: Economic Geology. v. 86, p. 1261-1270.

Sillitoe, R.H., Mortimer, C., y Clark, D., 1968, A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, southern Atacama Desert, Chile: Institution of Mining and Metallurgy, Transactions, Section B, p. 166-169.

Stacey, J.S., y Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: Earth and Planetary Science Letters, v. 26, p. 207-221.

Stacey, J. S., Sherril, N. D., Dalrymple, G. B. y Lanphere, M. A. 1981, A five-collector system for the simultaneous measurment of argon isotopic ratios in a static mass-spectometer: International Journal of Mass spectrometry and Ion Physics, V. 39, p. 167-180.

Steiger, R.H., y Jager, E., 1977, Subcommission on geochronology-convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology: Earth and Planetary Science Letters, v. 36, p. 359-362.

Tilton, G.R., Pollack, R.J., Clark, A.H., y Robertson, R.C.R., 1981, Isotopic compositions of Pb in Central Andean ore deposits: Geological Society of America Memoir 154, p. 791-816.

Tosdal, R., 1992, Strike-slip tectonic, magmatism, and ore deposit, in Seminario Taller Procesos Formadores de Depósitos Epitermales de Metales Preciosos, R. Moscoso ed.: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, Resúmenes Expandidos, p. 19-21.

Tosdal, R.M. and others, 1992, Lead isotopic compositions as tracers in ore deposits of Perú, Bolivia and Chile, in Seminario Taller Procesos Formadores de Depósitos Epitermales de Metales Preciosos, R. Moscoso, ed: Servicio Nacional de Geología y Minería, Resúmenes Expandidos, p. 29-36.

Vila, T., 1991, Epithermal silver-gold mineralization at the Esperanza area, Maricunga Belt, high Andes of northern Chile: Revista Geológica de Chile, v. 18 (1), p. 37-54.

Vila, T., y Sillitoe, R., 1991, Gold-rich porphyry systems in the Maricunga Belt, northern Chile: Economic Geology, v. 86, p. 1238-1260.

Vila, T., Sillitoe, R.H., Betzhold, J., y Viteri, E., 1991, The porphyry gold deposit at Marte, northern Chile: Economic Geology, v. 86, p.1187-1205.

Williams, W.C., y Bouse-Schaeneman, R.M., 1992, Crustal lead signatures from Paleocene rocks in northern Chile (abs.): Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 24, p. A298-A299.

Wooden, J.L., Czamanke, G.K., Bouse, R.M., Likbachev, A.P., Kunilov, V.E., y Lyul'kp, V., 1992, Pb isotope data indicate a complex, mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia: Economic Geology, v. 87, p. 1153-1165.

Worner, G., Moorbath, S., y Harmon, R.S., 1991, Along-strike geochemical variations in the Andean Central Volcanic Zone (CVZ) of N Chile (17-22°S) (abs.): EOS, Transactions of the American Geophysical Union, v. 72, No. 44, p. 520.

Zamora, R. y Vila, T., 1991, El Triásico del área de Esperanza, alta cordillera de la Región de Atacama, Norte de Chile: Viña del Mar, Congreso Geológico Chileno Nº 6, Actas, v. 1, p. 806-810.

Zartman, R.E. y Doe, B.R., 1981, Plumbotectonics-The model: Tectonophysics, v.75, p.135-162.

Zentilli, M., 1974, Geological evolution and metallogenic relationships in the Andes of northern Chile between 26° and 29° South: Kingston, Ontario, Canada, Queen's University, Unpublished Ph.D. Thesis, 446 p.

Zentilli, M., 1975, Zonación regional y evolución metalogénica de los Andes entre las latitudes 26° y 29° Sur: Buenos Aires, Argentina, Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas, v. 5, p. 531-544.

Zentilli, M., Doe, B.R., Hedge, C.E., Alvarez, O., Tidy, E. y Daroca, J.A., 1988, Isótopos de plomo en yacimientos de tipo pórfido cuprífero comparados con otros depósitos metalíferos en los Andes del norte de Chile y Argentina: Santiago, Congreso Geológico Chileno Nº 5, Actas. v. 1, p. 332-370.

CAPITULO VI

RECONOCIMIENTO GEOLOGICO E INVESTIGACIONES DE DEPOSITOS DE MINERALES EN EL AMBIENTE VOLCANICO NEOGENO Y CUATERNARIO DEL DEPARTAMENTO DE AREQUIPA, SUR DEL PERU

por César Vilca N., Rubén Tejada G.,
Luis Quispesivana Q., y Néstor Chacón A.
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Perú.

Investigación de metales preciosos en los Andes Centrales
Proyecto BID/TC-88-02-32-5, 1993, p. 169-195

RECONOCIMIENTO GEOLOGICO E INVESTIGACIONES DE DEPOSITOS DE MINERALES EN EL AMBIENTE VOLCANICO NEOGENO Y CUATERNARIO DEL DEPARTAMENTO DE AREQUIPA, SUR DEL PERU

por César Vilca N., Rubén Tejada G., Luis Quispesivana Q. y Néstor Chacón A.
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Perú.

INTRODUCCION

El presente informe es el resultado del estudio de reconocimiento de un área cubierta por tres cuadrantes de 2 escenas del Thematic Mapper, mayormente de las partes altoandinas del departamento de Arequipa y que se extiende hacia los departamentos adyacentes de Ayacucho y Cuzco (Fig. 1). El área de estudio comprende aproximadamente 24,000 km.

El estudio fue parte del Programa Internacional de Adiestramiento para la Investigación de Recursos Auro-argentíferos en 300,000 km^2 en rocas volcánicas neógenas y cuaternarias de los Andes Centrales. Este programa ha sido financiado por el Banco Interamericano de Desarrollo (BID) y fue llevado a cabo por las Instituciones Geológicas Nacionales de Perú (INGEMMET), Bolivia (GEOBOL) y Chile (SERNAGEOMIN), con el asesoramiento del U. S. Geological Survey (USGS), durante el período de Junio de 1990 a Diciembre de 1992.

El área de estudio fue seleccionada por la presencia de rocas volcánicas huéspedes, yacimientos epitermales de metales preciosos, algunos de los cuales fueron explotados durante la época de la Colonia, y por que el área posee un potencial significativo para el descubrimiento de nuevos yacimientos de metales preciosos. Las principales minas en operación (1992) son : Arcata, Caylloma, Orcopampa, y Shila. Estas minas y otros depósitos conocidos consisten principalmente de vetas bien definidas que fueron fácilmente localizadas. Las abundantes zonas de alteración hidrotermal en esta región, que parecen no tener depósitos explotables en superficie, podrían tener yacimientos económicos "ciegos" en profundidad. En consecuencia los mayores esfuerzos estuvieron dirigidos a ubicar tales zonas de alteración.

El área de estudio (Fig. 1) es principalmente una altiplanicie volcánica con alturas entre 3,000 m a 5,000 m, donde destacan algunas cumbres sobre los 6,000 m (Coropuna y Ampato). La parte Sur del área está disectada por profundos cañones, donde los mayores sistemas de drenaje tales como el Río Ocoña, Río Majes, y Río Colca comienzan su brusco descenso hacia la Costa Pacífica. También están presentes muchos centros volcánicos, estrato-volcanes, calderas, y domos en distintos estadios de erosión.

Las poblaciones y centros mineros del área son accesibles desde Arequipa (Fig. 1) por carreteras afirmadas. La erosión en el área de estudio durante el Cuaternario y el Holoceno ha sido signific-

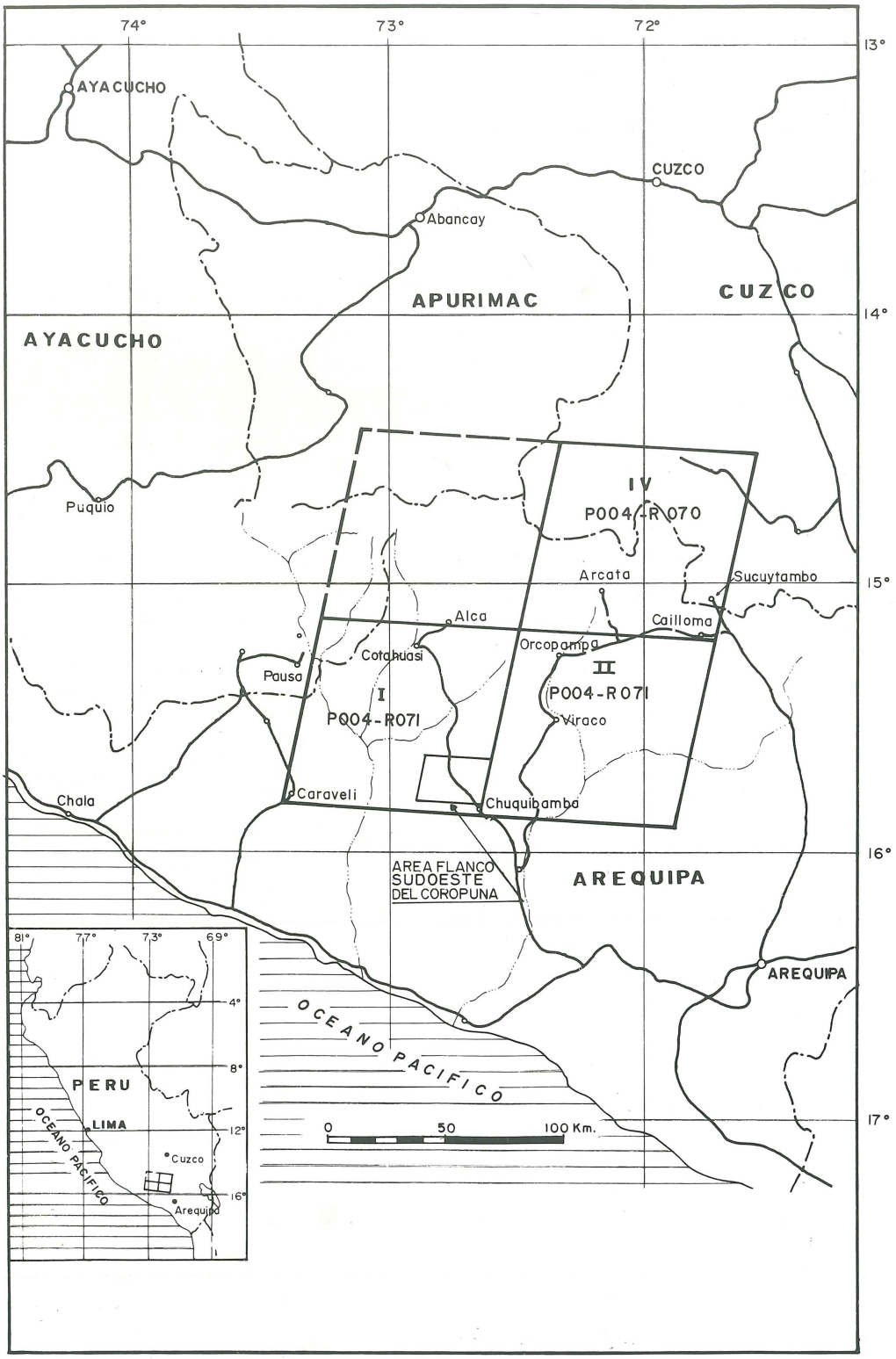


Figura 1.— Mapa de ubicación de la región Arequipa, sur del Perú, mostrando la ubicación de las imágenes TM y los cuadrantes trabajados. Escena P-004 R-071, cuadrante I, II, escena P-004 R-070 cuadrante IV.

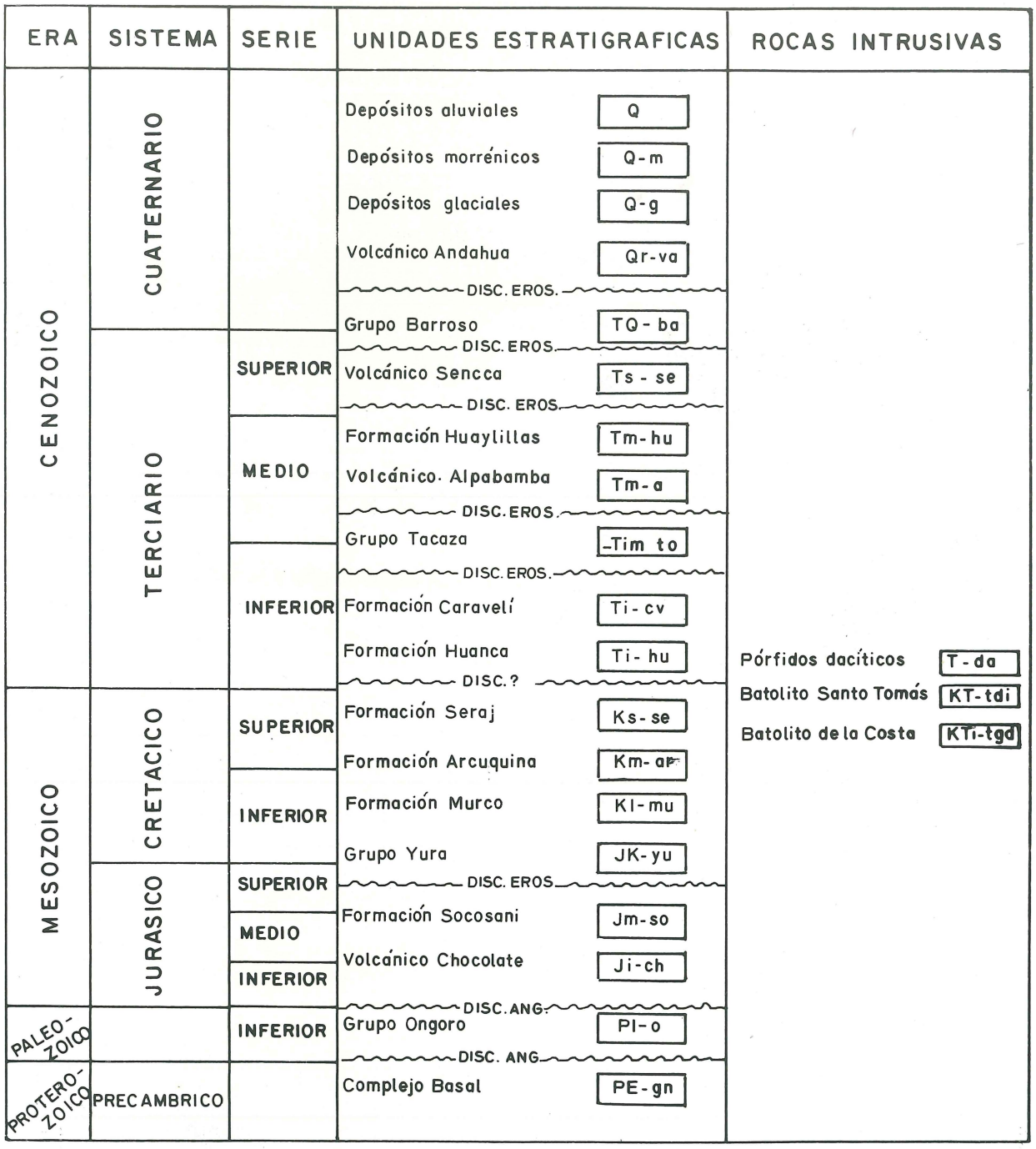


Figura 2.— *Columna estratigráfica de las formaciones expuestas en el área de estudio.*

ativamente mayor que hacia el Sur del Perú, Norte de Chile y en la parte mas Occidental de Bolivia, y como consecuencia ninguno de los estratos volcanes del Terciario tardío muestran conos volcánicos bien preservados como muchos de ellos hacia el sur en Bolivia y Chile. No existen volcanes activos en el área estudiada, pero están presentes cerca a la ciudad de Arequipa.

Los estudios previos publicados incluyen mapas geológicos de parte de las áreas de estudio a la escala de 1:100,000 y descripciones de las minas en operación. El cuadrángulo de Arequipa fué mapeado por Jenks (1948), y los mapas geológicos de los cuadrángulos usados en la preparación del presente informe incluyen: Cuadrángulos de Huambo y Orcopampa (Caldas, 1975); Cuadrángulo de Chuquibamba y Cotahuasi; (Olchauski, 1973); Cuadrángulos de Pausa y Caravelí (Pecho, 1983); y Cuadrángulos de Andahuaylas, Abancay y Cotabambas (Marocco, 1975).

Los reportes sobre yacimientos de metales preciosos incluyen aquellos que describen a Arcata (Candiotti et al., 1990; Fornari y Vilca, 1979), y Orcopampa (Arenas, 1975). Los reportes de nivel regional que dan breves descripciones de algunos yacimientos y/o edades de mineralización y roca huésped incluyen a Silberman et al., (1985); McKee and Noble (1990), Noble et al., (1990) y Fletcher et al., (1989). Las investigaciones en las cuales se basa este informe incluyen compilaciones de mapas geológicos de los tres cuartos de la escena TM (Fig. 3 y 5), la preparación de los mapas de lineamientos (Fig. 6 y 8) y los mapas que muestran las zonas de alteración hidrotermal (Fig. 9 y 11) con la ayuda de las imágenes de satélite del Thematic Mapper. Adicionalmente, un área del flanco suroccidental del Nevado Coropuna (Fig. 13) fue mapeada geológicamente y fueron colectadas muestras geoquímicas de una de las tres mayores zonas hidrotermales en esta área. Los análisis químicos por espectrometría de absorción atómica (AAS) fueron efectuados en los laboratorios del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET), además de análisis especiales por AAS y Análisis Instrumental por Activación Neutrónica (INAA) efectuados en los Laboratorios del U.S. Geological Survey. Las secciones delgadas de las rocas para los estudios petrográficos fueron preparadas por INGEMMET. Las determinaciones por edades radiométricas (K/Ar) para 6 muestras de rocas fueron efectuadas por el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile.

GEOLOGIA REGIONAL

Rocas pre-terciarias

Consisten de reducidos afloramientos de rocas metamórficas precámbricas, y paleozoicas, e intrusivas y de una amplia distribución de rocas sedimentarias marinas Jurásico-cretácicas con escasas rocas volcánicas (Fig. 2). Los mapas geológicos (Figs. 3-5) están compilados de los mapas de Olchauski, 1973., Caldas, 1975., Pecho, 1983, que fueron modificados con los datos del TM con el objeto de simplificarlos para este informe. Las rocas precámbricas y paleozoicas están agrupadas en una sola unidad "P" de la misma manera que las mesozoicas en "M".

Las rocas metamórficas del basamento, "Complejo Basal" (Fig. 2) de Bellido et al., (1960), consisten en gneises, granitos potásicos, diques de composición básica a intermedia, y cuerpos de pegmatitas tabulares que afloran al noreste de Caravelí (Fig. 1) y en el Cerro Gandolfo (Fig. 4). Se tiene dataciones radiométricas Rb/Sr de tipos similares de rocas metamórficas en áreas próximas con edades entre 600 y 2,000 Ma (Cobbing et al., 1977; Shackleton et al., 1978). En la parte este y sureste de Chuquibamba (Fig. 1), en las vecindades de Choco (margen derecha del Rio Colca) las rocas metamórficas están cubiertas por el Grupo Ongoro (Fig. 2) que es una secuencia de lutitas negras débilmente metamorfizadas con intercalaciones de esquistos grises a verdes considerados como del paleozoico inferior (Olchauski, 1973). Estas dos unidades están separadas por una discordancia angular.

Seis formaciones de edad jurásica-cretácica están identificadas en el área de estudio, las que de las más antiguas a las más modernas son : Volcánico Chocolate, Formación Socosani, Grupo Yura, Formación Murco, Formación Arcurquina, y Formación Seraj (Fig. 2). El Volcánico Chocolate que aflora al sureste de Pausa (Fig. 1) consiste de rocas volcánicas andesíticas púrpura a gris rojizo con un horizonte interestratificado de areniscas verdes fosilíferas; Olchauski (1980) reportó fósiles que indican que esta formación es del Jurásico inferior. La Formación Socosani suprayacente consiste de una secuencia de calizas grises con intercalaciones de lutitas, esporádica cuarcita, y lavas andesíticas que afloran principalmente a lo largo del margen izquierdo del Rio Marán y al noreste y sureste de Pampacolca (Fig. 3 y 4). Los

fósiles de esta formación indican una edad del Jurásico medio. El Grupo Yura suprayacente, separado de la Formación Socosani por una discordancia erosional, consiste de intercalaciones de areniscas, lutitas, y cuarcitas, conteniendo fósiles que indican una edad jurásica superior (Titoniano) a cretácica inferior (Neocomiano). Este grupo aflora en farellones conspicuos a lo largo de los rios Cotahuasi, Marán, Colca, Andahua al Oeste de Caylloma (Figs. 3-5). La Formación Murco de edad Neocomiana, a probablemente Albiana, sobreyace concordante al Grupo Yura, y consiste de intercalaciones de lutitas rojas y areniscas grises con capas de yeso. Esta formación aflora al oeste y suroeste de Cotahuasi, sureste de Pampacolca, margen derecha del río Andahua, al Sureste y Oeste de Orcopampa y en las proximidades de Huambo. Suprayacente la Fomación Arcurquina, consiste de calizas debajo de la secuencia de intercalaciones de arenisca roja microconglomerados, y calizas de la Formación Seraj, ambas son de probable edad cretácica tardía. La Formación Seraj ha sido ampliamente erosionada y en algunos lugares está ausente y las rocas terciarias sobreyacen a la Formación Arcurquina. Estas formaciones afloran principalmente a lo largo de los rios Cotahuasi, y Marán y en el área entre Andahua, Pampacolca, y Huambo (Figs. 3-4).

Rocas volcánicas y sedimentarias de edad terciaria y cuaternaria

El Terciario está caracterizado por la presencia de dos secuencias de rocas. El Terciario inferior consiste principalmente de rocas sedimentarias clásticas continentales, mientras el Terciario medio y superior consiste de rocas volcánicas. La unidad terciaria inferior, la Formación Huanca (Fig. 2) está separada de las rocas cretácicas infrayacentes, por una discordancia angular. Las rocas cretácicas consisten de intercalaciones de areniscas, lutitas, y conglomerados que afloran sólo en las vecindades de Huambo (Fig. 4), la Formación Caravelí que la sobreyace consiste de horizontes lenticulares de areniscas tobaceas y conglomerados que fueron depositados en una cuenca intra-andina durante el levantamiento y erosión intensa de áreas marginales a esta cuenca. Separado por una discordancia angular sobreyace el Grupo Tacaza del Terciario inferior a medio. Es la base de esta unidad volcánica y consiste de tufos andesíticos, dacíticos, riolíticos, lavas, y brechas. Muchos de los depósitos de metales preciosos en el sur del Perú están en las rocas volcánicas de este grupo. Tal es el caso del distrito de Orcopampa donde Noble et al., (1972) describieron las siguientes unidades del Grupo Tacaza, de la más antigua la más reciente : (1)"Toba Pisaca" — tufo riolítico a latítico; (2)"Brecha Santa Rosa" — brecha volcánica andesítica a riolítica, verde a violeta, (3)"Toba Manto" — Tufo soldado; (4)"La Lengua" — tufo riolítico lacustrino con capas calcáreas; (5)"Dacíta Manto" — lava dacítica porfirítica.

De acuerdo a Noble et al., (1974) por dataciones radiométricas (K/Ar) a la unidad basal de esta secuencia se le asigna 19.1 ± 0.3 Ma y 18.9 Ma para las unidades superiores.

Separado por una discordancia erosional sobre el Grupo Tacaza sobreyacen tufos riolíticos a dacíticos blancos y brechas tufaceas. Esta unidad volcánica puede ser correlacionada con los tufos de la parte norte de Chuquibamba (Fig. 3) que está datado (K/Ar) en 13.8 ± 0.3 Ma y la Formación Huaylillas datado en 14.8 a 16.8 Ma (Parodi, 1975; Caldas, 1975). Esta formación está ampliamente expuesta al norte de Caravelí (Fig. 3) donde consiste principalmente de tufos riolíticos a dacíticos. Sobreyace a la Formación Huaylillas una secuencia de tufos dacíticos a riolíticos denominados como Volcánicos Sencca que afloran al sur y suroeste de Caylloma y al noreste de Pausa (Fig. 3). Esta secuencia de tufos puede correlacionarse con el sillar de Arequipa, para el cual se tiene varias edades radiométricas (K/Ar) que dan un promedio de cerca de 3 Ma (Olchauski, reporte inédito, 1973). El Volcánico Barroso del Pleistoceno (Wilson y Garcia, 1962) consiste principalmente de lavas andesíticas que están datadas radiométricamente en 1.3 ± 0.11 Ma (Misión Japonesa, reporte inédito, 1988) y 2.3 Ma (Arenas, 1974). En el área de estudio las rocas volcánicas del Barroso afloran principalmente en las proximidades de los nevados Coropuna, Solimana, Sabancaya, Ampato, y Hualca Hualca, entre el río Cayarani y Apurimac, (Figs. 3-5). Los Volcánicos Andahua son las rocas volcánicas mas recientes en el área de estudio de probable edad holocena, consisten de lavas andesíticas frescas y pequeños conos volcánicos y conos de ceniza que afloran principalmente en las vecindades de Andahua al sureste de Orcopampa, además en Pausa, y los nevados Firura y Coropuna (Fig. 3 y 4).

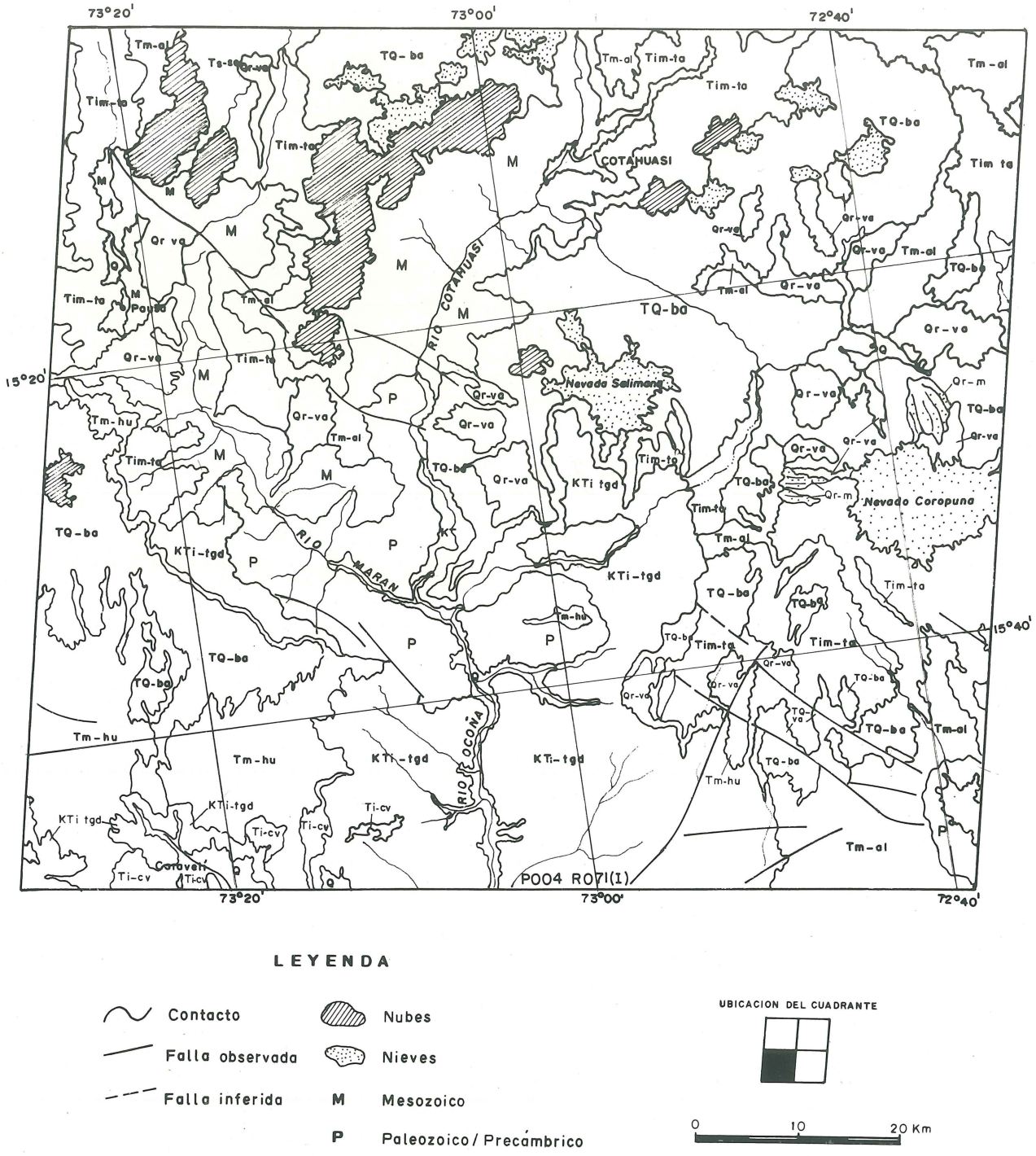


Figura 3.— Mapa geológico basado en imagen de satélite LANDSAT (TM), cuadrante I, escena P-004 R-071/(Fig. 1). (Símbolos de las formaciones están descritos en figura 2).

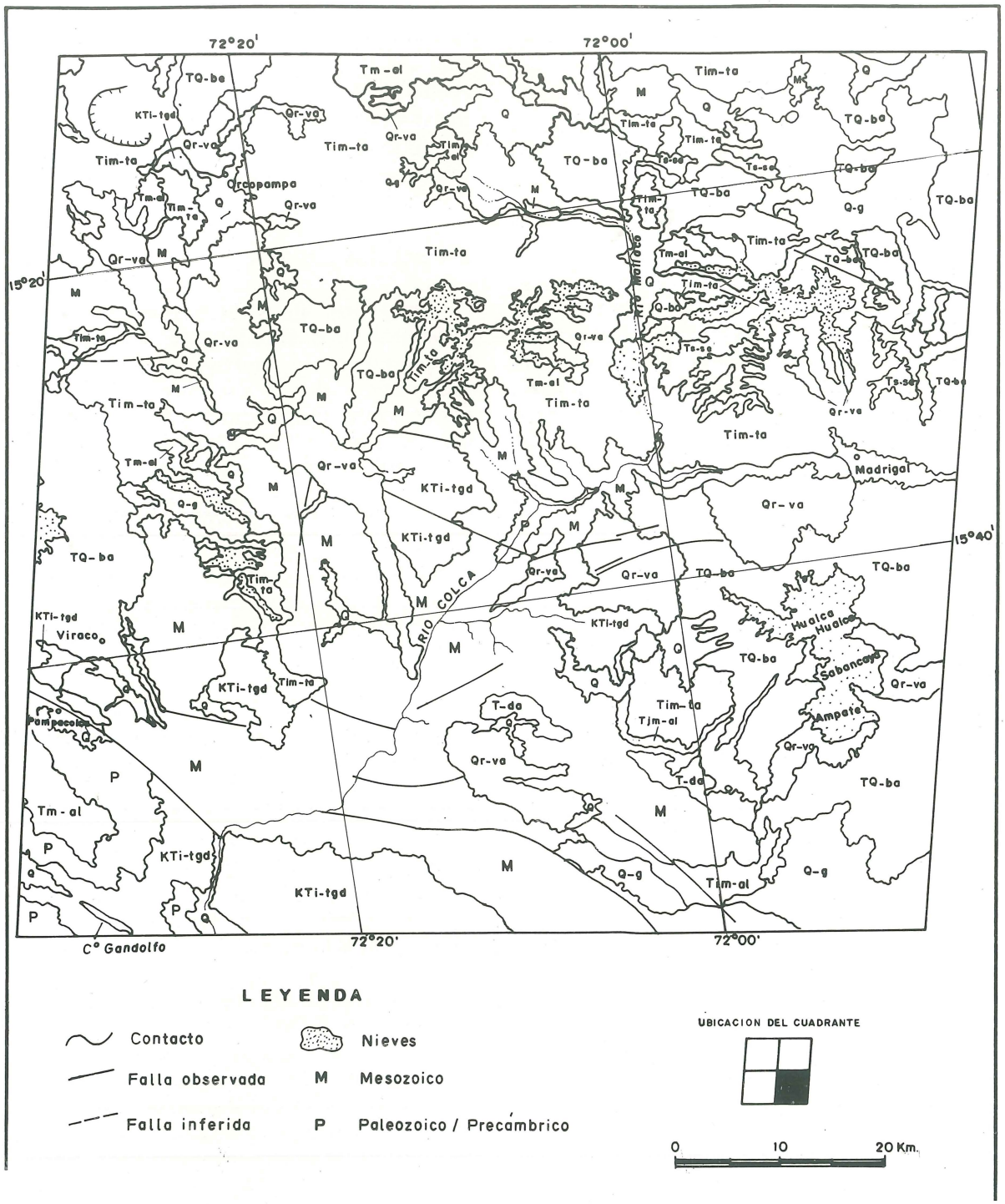


Figura 4.— Mapa geológico basado en imagen de satélite LANDSAT (TM), cuadrante II, escena P-004 R-071/(Fig. 1). (Símbolos de las formaciones están descritos en figura 2).

Rocas intrusivas de edad cretácica y terciaria

Las rocas intrusivas del área de estudio incluyen rocas batolíticas relacionadas al Batolito de la Costa del Perú y pequeños stocks y diques. Las rocas batolíticas de la unidad Incahuasi y Tiabaya están expuestas en la parte meridional del área de estudio, al sur entre Caravelí y el río Ocoña y sureste de Chuquibamba (Fig.1). Consisten de tonalitas, granodioritas, y dioritas. Por determinaciones radiométricas de una muestra de la unidad Incahuasi, esta tiene cerca de 95 Ma y para la unidad Tiabaya 80 Ma (Pitcher and Cobbing, 1977, 1978); por lo tanto ambas unidades son cretácicas. El Batolito de Santo Tomás que está expuesto al este de Cayarani (Fig. 5) en la parte septentrional del área de estudio, también consiste de granodioritas, tonalitas, y dioritas. La edad de esta intrusión no está determinada pero por intruir y alterar al Volcánico Tacaza se asume que sea del Terciario medio a superior.

En el área de estudio se encuentran stocks y diques dentro de los distritos mineros, la mayoría ocurren en el Grupo Tacaza, se asume que la mayor parte son del Terciario medio a superior y son principalmente de composición dacítica con textura porfíritica. Algunos de los stocks, tales como los de Orcopampa tienen formas de conos o de hongos y pueden actualmente ser domos antes que stocks.

Rasgos estructurales

Los mapas que muestran los lineamientos (Fig. 6 y 8) fueron preparados con la ayuda de las imágenes TM, mejoradas por procesamiento. Los rasgos lineales en estos mapas son debidos a fallas regionales y contactos entre diferentes formaciones rocosas, pero en algunos casos son rasgos morfológicos que no pueden estar relacionados a las estructuras litológicas expuestas. Algunos de los rasgos concéntricos que se muestran en los mapas son calderas, otros son estrato-volcanes en diferentes grados de erosión, y existen algunos, que no fue posible visitar, por lo tanto su origen es aún desconocido. En esta región, los yacimientos minerales emplazados, están relacionados a centros eruptivos — calderas, domos, estrato-volcanes — a fallas regionales, y zonas de fracturamiento. Por consiguiente, el conocimiento de la distribución y característica de estas estructuras constituyen una guía especial para la exploración minera.

El tiempo disponible para el estudio de campo fue insuficiente para permitir una evaluación crítica de la relación entre todas estas estructuras y los depósitos minerales conocidos. Sin embargo, se pudo determinar los rasgos característicos de muchas de estas estructuras.

Estructuras lineales

Para los fines del presente estudio, se definieron dos sistemas de estructuras lineales, longitudinales y transversales. Se pudieron reconocer dos sistemas dominantes de lineamientos longitudinales en las imágenes TM, una con rumbo N 75°-85°W y otra de rumbo Norte a N 40°W (Figs. 6-8). De igual modo, se reconocieron dos sistemas de lineamientos transversales, uno con rumbo N 30°-75°E y otro N 80°-90°E. Muchos de estos lineamientos están relacionados a pliegues y fallas, que se desarrollaron durante el levantamiento andino y se plegaron durante la Fase Incaica (Oligoceno) de la Orogenia Andina.

Los lineamientos longitudinales señalan las trazas de varias de las fallas principalmente dentro del área de estudio, de las cuales las mas importantes son Falla Pampacolca, Falla Andahua, Falla Molloco, y Falla Shila. De acuerdo a Vicente, (1978) algunas de éstas y otras fallas al sur del Perú, que actualmente muestran movimiento inverso, se originaron como fallas normales durante la fase inicial de la Orogenia Andina y luego cambiaron a fallas inversas durante la Fase Incaica. La Falla Pampacolca, de la esquina sureste del Cuadrante II TM (Fig. 7), es una falla normal, con rumbo N 30°W y buzamiento hacia el S. Esta falla puede ser seguida hacia el norte hasta las cercanías del Nevado Coropuna, donde está cubierta por lavas del Volcánico Barroso. La Falla Andahua, la cual se extiende a lo largo del Valle del mismo nombre, muestra una traza curva, teniendo en el sur un rumbo aproximado de N 10°W, cambiando hacia el norte a N45°W (Fig. 6). Los Volcánicos de Andahua del Holoceno fluyeron a lo largo de esta falla. La Falla Molloco (Fig. 7), que se extiende a lo largo del río Molloco, tiene un rumbo N 5°W y buzamiento abrupto al W. Esta falla afecta a la cobertura volcánica del Terciario (Grupo Tacaza y Volcánicos Alpabamba) presentes en esta parte del área de estudio, y se encuentra

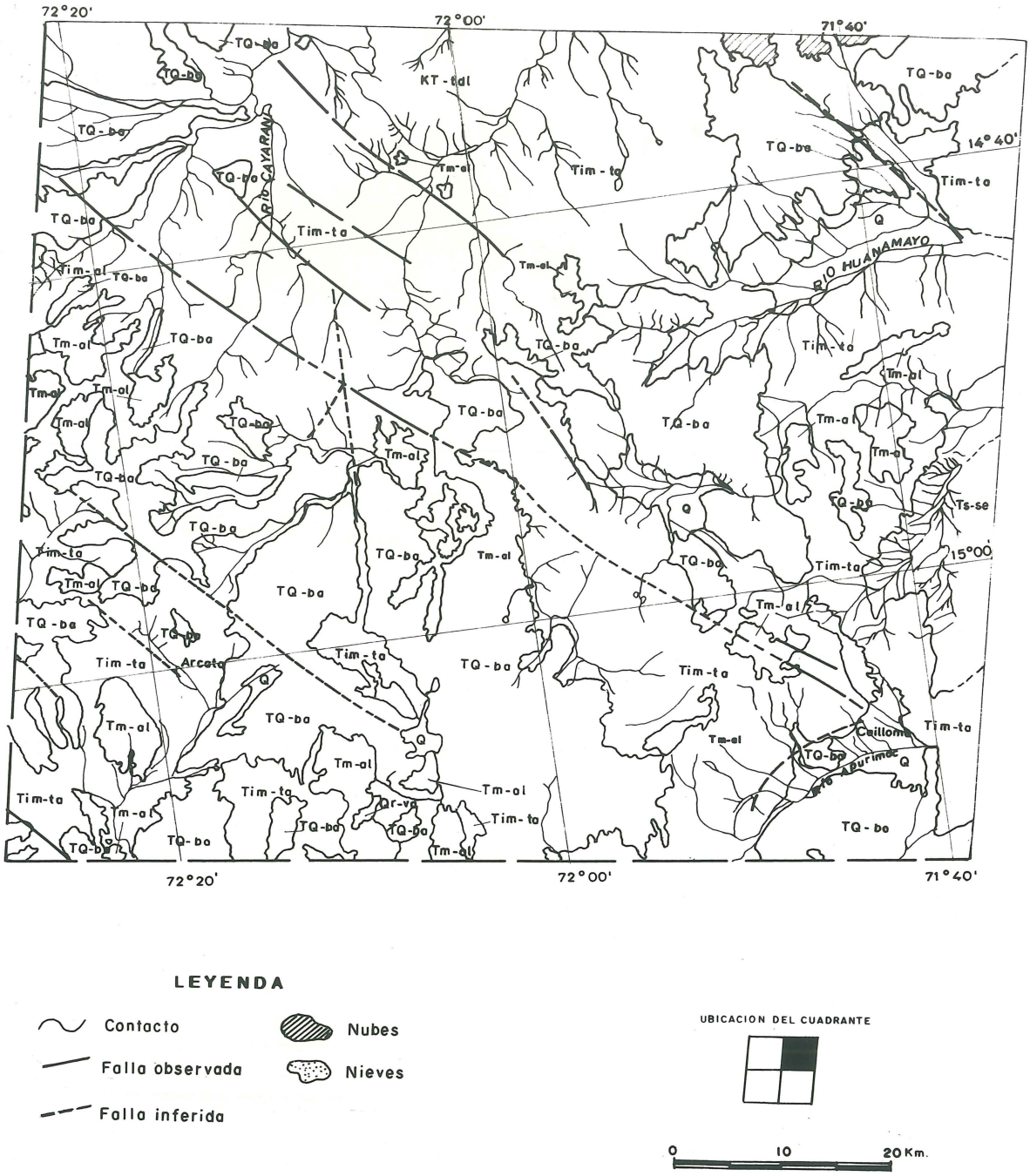


Figura 5.— Mapa geológico basado en imagen de satélite LANDSAT (TM), cuadrante IV, escena P-004 R-070, (Símbolos de las formaciones están descritos en figura 2).

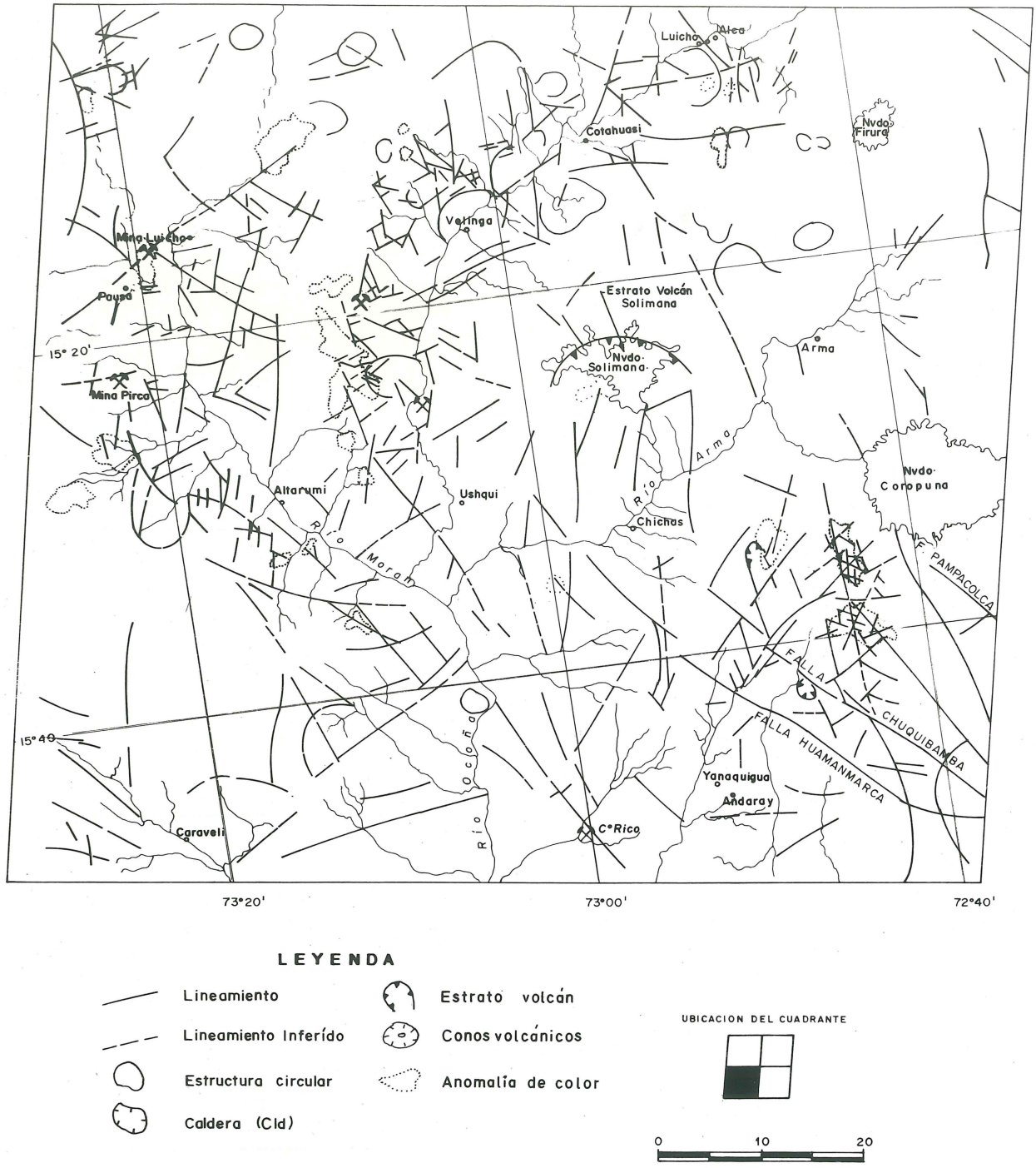


Figura 6.— *Mapa de lineamientos, cuadrante I, escena P-004 R-071 (Fig. 1).*

cortada por numerosas fallas transversales menores. La Falla Shila (Fig. 8), con un rumbo aproximado de N 45°W, puede ser seguida por más de 100 km. De acuerdo a información verbal de Paredes (1991), existen a lo largo de esta falla esporádicas ocurrencias de minerales metálicos.

Las fallas transversales, que tienen menor persistencia, son importantes debido a que ellas contienen las principales estructuras mineralizadas en los distritos mineros del área de estudio. Entre las fallas mineralizadas del sistema N30°-70°E están la mayoría de las vetas de rumbo NE del distrito de Caylloma; la mayoría de las vetas de rumbo N50°-70°E de los distritos mineros de Orcopampa, Sucuytambo, y San Miguel; la estructura principal de la Mina Madrigal (Veta Santa Rosa) y las vetas de rumbo N50°E de las Minas Luicho y Piccha.

Las fallas con tendencia N80°-90°E facilitaron las erupciones de algunas de las rocas volcánicas mas recientes (Volcánicos Barroso y Andahua), y parecen no estar relacionados a los depósitos minerales conocidos por ser mucho más recientes.

Las fallas Huambo y Cabanaconde, en el cuadrante II de la escena TM (Fig. 7), son paralelas, con un rumbo hacia el E y buzamientos aproximados de 60°S. Estas forman escarpes prominentes con una altitud promedio de 10 m originadas por movimientos muy recientes, dichos escarpes resaltan en las imágenes TM.

Estructuras circulares

Durante los trabajos de campo se investigaron sólo algunos de los rasgos concéntricos que ocurren en el área de estudio (Fig. 6 y 8). De los reconocidos, todos parecen estar relacionados a calderas y estrato-volcanes erosionados y otros probablemente estén relacionados a estructuras volcánicas similares, pero aún existen otros que pueden estar relacionados a domos volcánicos ó tectónicos, ó a rasgos erosionales ó tectónicos, no reconocidos.

Entre las calderas que se han descrito tenemos las de Hualca Hualca, Caylloma, Chonta, y Kenko. Estas calderas, que son generalmente de configuración ovalada, tienen diámetros máximos que oscilan entre 14 a 30 km. A pesar que se formaron, evidentemente durante el Terciario medio a superior, solamente las Calderas de Chonta, y Caylloma han sido datadas radiometricamente en 11.8 Ma y 4 Ma, respectivamente, (Petersen et al., 1983; Silberman et al., 1985). Los principales estrato-volcanes que aparecen como rasgos concéntricos en las imagenes TM son los volcanes Umachulco y Shila (Fig. 7) y el Volcán Solimana (Fig. 6). El yacimiento de oro de Shila (Fig. 7), descubierto recientemente, está asociado con el volcán Shila; zonas de alteración hidrotermal inexploradas están asociadas a los estrato-volcanes como Umachulco, y Solimana.

La Caldera de Chonta (Fig. 8); descrita primero por Noble et al., 1974, fué la primera caldera en ser reconocida en los Andes Centrales. Antes del descubrimiento de esta caldera, muchos geólogos que trabajaron en esta región consideraron que los extensos afloramientos de tufos riolíticos eran erupciones tipo fisural ó erupciones de otros tipos de centros que fueron cubiertas por sus propios materiales eruptivos (G. E. Ericksen, comunicación verbal, 1992). La Caldera de Chonta es también de particular interés debido a que está geneticamente relacionada a depósitos de minerales económicos (Sucuytambo, San Miguel), y zonas de alteración hidrotermal, tales como Paco Paco, en exploración aun no culminada, podrían probar que contienen menas de metales preciosos. En contraste, la Caldera de Caylloma no tiene ninguna relación con la mineralización en los alrededores del distrito de Caylloma, la cual Silberman et al., 1985; data con edades con rango de 15.8 ± 0.5 Ma a 17.1 ± 0.7 Ma.

Además de estas calderas, existen otras descritas solo en reportes de las compañías mineras (Cía. de Minas Buenaventura S.A., Mauricio Hochschild y Cía. Ltda. S.A.), que se observan en las cercanías de Orcopampa (Calderas Sarpane y Chinchón) y en la Cordillera de Huanzo, hacia el oeste y noreste del distrito de Arcata (Fig. 8). Entre las calderas de esta cordillera tenemos Tumiri, Tetón, San Martín, y Esquilay y (Noble et al., 1990) que están fuera del área de estudio y están asociadas a zonas de alteración hidrotermal y/o depósitos de minerales preciosos.

GEOLOGIA ECONOMICA

El mayor énfasis de las investigaciones de depósitos minerales en el área de estudio estuvo orientado a la ubicación de anomalías de color que se asumieron como zonas de alteración

hidrotermal (Figs. 9-11) con la ayuda de imágenes TM y el estudio de campo de esas zonas. Además en un área de 50 km en el lado sureste del Nevado Coropuna (Fig. 9) en la que se encuentran las principales zonas de alteración hidrotermal, se mapeó geológicamente a escala 1:50,000 y se recolectaron muestras geoquímicas en una de estas zonas de alteración (Ñahuincha). Se hicieron visitas a las principales minas que operan en el área de estudio para tener una idea de las características estructurales y mineralógicas de las vetas en explotación.

Zonas de alteración hidrotermal

Se han identificado un total de 74 anomalías de color dentro del área de estudio (Fig. 9 y 11), muchas de las cuales son zonas de alteración hidrotermal. Las alteraciones en estas zonas fluctuan de moderadas a intensas, y los tipos de alteración incluyen silicificación, argilitización, alunitización y propilitización de rocas volcánicas, y en algunos casos asociadas a rocas sedimentarias. Con el propósito de discutir sobre las zonas de alteración se las ha agrupado de acuerdo al cuadrante de la escena del TM en la que ocurren y a los nombres de las localidades en las que se muestran en cada una de esas escenas (Fig. 9 y 11).

Grandes anomalías de color fueron identificadas en tres regiones en el Cuadrante I de la escena del TM (Fig. 9) : (1) Pallacocha, (2) Huayllura, y (3) Oyolo-Colpar. De estas anomalías, las del sector Pallacocha donde se muestra intensa silicificación y alunitización, parecen ser las más importantes en términos de potencial minero. Las alteraciones de los sectores de Huayllura y Oyolo-Colpar son relativamente débiles y de menor interés como posibles objetivos de exploración. La alteración en Huayllura afectó a las cuarcitas Yura, así como a las rocas volcánicas. La anomalía de color en Colpar está caracterizada por la presencia de abundante óxido de manganeso mas no es así en el sector Oyolo. La alteración hidrotermal en Pallacocha parece estar relacionada genéticamente a un complejo estrato-volcán anterior, del cual el Nevado Coropuna es un remanente de erosión. Las dos zonas de mayor alteración, una al este de Huayllura y la otra en Oyolo (Fig. 9) están asociadas con características concéntricas que pueden o no ser remanentes de antiguas calderas. Las otras zonas de alteración mostradas en la figura 9 no están asociadas con centros eruptivos reconocibles. Su distribución puede haber sido determinada por fallas.

Muchas de las anomalías de color en los otros dos cuadrantes del las escenas del área de estudio (Fig. 10 y 11) están cerca a distritos mineros conocidos. Aquellas en el cuadrante IV de la escena del TM (Fig. 11) están en y cerca a la Caldera Chonta (sector 1), al oeste en la vecindad de la Laguna Manchucacha (sector 2), y todavía mas al oeste en el distrito de Arcata (sector 3). Las zonas de alteración cerca a la Caldera de Chonta están probablemente relacionadas genéticamente a esta caldera.

Las vetas de 11.8 Ma en el distrito de Sucuytambo, que están en un domo volcánico intensamente silicificado con adularia dentro de la caldera, son de la misma edad que la caldera y probablemente están relacionadas genéticamente a ésta. Estas vetas han sido clasificadas como del tipo cuarzo adularia (Rigoberto Soto, comentario personal, 1991), similar al cercano pero más antiguo (17 Ma) distrito de Caylloma, que está caracterizado por la presencia de abundante adularia en las vetas y en los halos de alteración de estas. Las vetas de Caylloma no están genéticamente relacionadas a la Caldera de Chonta ni a la de Caylloma. Estas vetas están clasificadas como del tipo adularia-sericita. Las vetas de Caylloma, (más de 20), son fallas de tensión mineralizadas y emplazadas entre dos fallas regionales (Fletcher et al, 1989). La zona de alteración Paco Paco, que es marginal a la zona de fracturas concéntricas de la Caldera Chonta, ha sido explorada por la empresa minera Mauricio Hochschild y Cía. Los otros distritos mayores de metales preciosos son el área de Orcopampa, Shila, Arcata (Fig. 10 y 11). También son de tipo adularia-sericita. La información es escasa acerca de las otras zonas de alteración marginal a la Caldera Chonta, así como también de aquellas cercanas a la Laguna Manchucacha y no se conoce si son del tipo sulfato-ácido ó adularia-sericita. No se ha reconocido ningún centro eruptivo en la vecindad de la Laguna Manchucacha, pero se conoce que están presentes domos volcánicos y una posible caldera en el distrito de Arcata (Candiotti, 1990).

Las zonas de alteración en el cuadrante II de la escena TM (Fig. 10) ocurren en cuatro áreas : (1) Hualca Hualca-Madrigal, (2) Chachas-Mina Shila, (3) Jalhua, y (4) Orcopampa. Las características

concéntricas pueden distinguirse en el Sector Hualca Hualca-Madrigal (Fig. 10), que pueden ser calderas, y se ha reportado la presencia de una caldera (Chinchón) al este del distrito de Orcopampa (Noble, comunicación verbal, 1991). Shila está asociada con un estrato volcán-andesítico cerca a otra caldera (Paredes y Chávez, inédito, 1991). Una zona de intensa alteración silícea y argílica en el área de Humachulco, al noroeste de Orcopampa, está asociada con un estrato-volcán andesítico erosionado. Esta zona de alteración, identificada al inicio de nuestro estudio fue explorada posteriormente por la Cía. Minera Orcopampa; no habiéndose encontrado buenos resultados en esta exploración. Las anomalías de color en el sector Jalhua, que no están asociadas con un centro eruptivo reconocido, muestran una alteración argílica intensa.

Depósitos minerales

Las minas de metales preciosos en el complejo volcánico del Sur del Perú fueron explotadas desde los tiempos de la Colonia y han producido grandes cantidades de plata y menores de oro. Cinco grandes depósitos de metales preciosos están en el área de estudio (Figs. 9-11) cuatro de las cuales — Arcata, Caylloma, Shila, y Orcopampa — están actualmente activos y el quinto Sucuytambo, está agotado, la operación fue terminada en la década de los años 70. Las minas Arcata y Caylloma son operadas por Minas de Arcata S.A. y Cía. Minera de Caylloma S.A., respectivamente, ambas son subsidiarias de Mauricio Hochschid y Cía. Ltda. S.A., Orcopampa es operada por la Cía. Minera Orcopampa S.A., una subsidiaria de la Cía. de Minas Buenaventura S.A. y Shila es operada por CEDIMIN S.A. La mayor producción de estas minas ha sido por plata. Otras minas menos importantes fueron Coriminas y San Miguel también de plata. Además del depósito de plomo-zinc de Madrigal que fue explotado en los años recientes. Caylloma estuvo en operación casi continuamente por más de 100 años y ha producido más de 100 millones de onzas de plata; otras como Orcopampa han producido más de 50 millones de onzas de plata, principalmente desde 1965 (Silberman et al., 1985). La producción para estas minas y para Arcata para 1989 está dada en la tabla 1.

Las menas de plata en estos distritos mineros ocurren en vetas epitermales típicas alojadas en rocas volcánicas, que tienen un promedio de menos de 2 m de potencia y fluctuando desde unos pocos cientos de metros hasta cerca de 3 km en longitud. Las menas son polimetálicas, conteniendo minerales de plomo, zinc, y cobre así como también minerales de plata y oro diseminado. La galena es el mineral de plomo mas abundante, la esfalerita es el único mineral de zinc, la tetrahedrita/tenantita y calcopirita son los principales minerales de cobre. Algunas de las minas recuperan como sub-productos plomo, zinc, y cobre de las minas de plata. La plata, que comunmente presenta valores de aproximadamente 15 oz por TM en menas típicas de plata extraídas durante la década de los años 80, ocurre principalmente en tetrahedrita/tenantita y en los minerales de platas rojas, pirargirita y proustita, de las cuales la pirargirita es generalmente la más abundante. En algunas minas, Orcopampa por ejemplo, el principal mineral de plata es tetrahedrita/tenantita, mientras que en Arcata y Caylloma las platas rojas y la tetrahedrita/tenantita son minerales igualmente abundantes (Ericksen y Cunningham, 1992).

La plata también está presente en la galena, pero la cantidad relativa es generalmente mucho más pequeña que en la tetrahedrita/tenantita. En cambio el oro, que generalmente está presente en las menas de plata en cantidades de no más que unos pocos gramos por TM, ocurre como oro nativo y como pirita aurífera. Algunas vetas o clavos mineralizados localmente contienen de manera excepcional ricas menas tipo bonanza que contienen muchas decenas a pocos cientos de onzas de plata y varios gramos a varias onzas de oro por TM.

Potencial para el hallazgo de nuevos depósitos de metales preciosos

Las numerosas zonas de alteración dentro del área de estudio (Figs. 9-11) en el complejo volcánico Neógeno-Cuaternario del Sur del Perú, son objetivos atractivos para la exploración de nuevos depósitos minerales de metales preciosos. El potencial para el descubrimiento de nuevos depósitos es excelente. El yacimiento Shila ahora en operación, fue descubierto por la Cía. de Minas CEDIMIN durante la década de los años 80.

Una región potencialmente importante para la futura exploración de nuevos depósitos de metales preciosos está en la Cordillera de Huanzo, principalmente al oeste y noroeste de la Mina

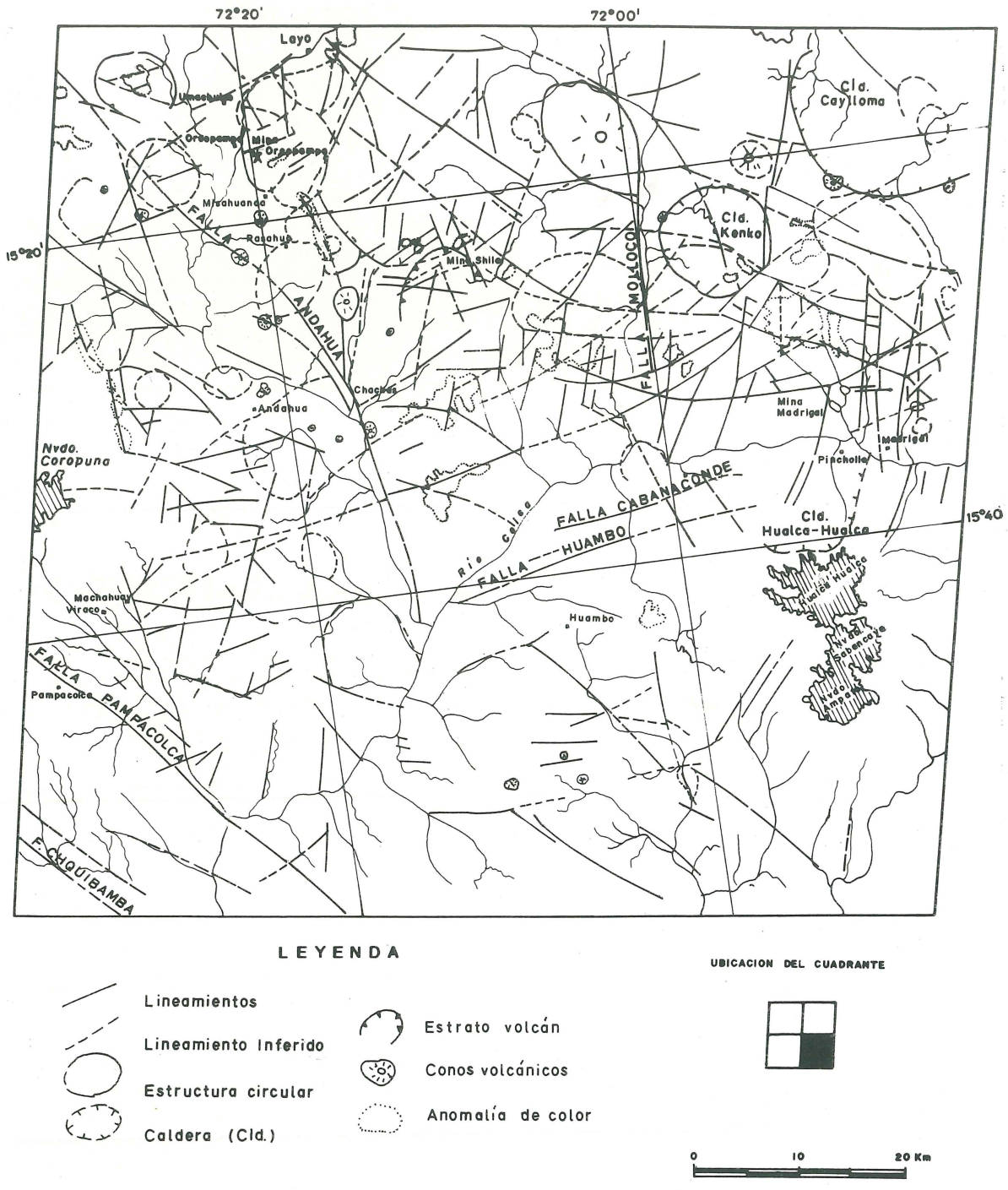


Figura 7.— Mapa de lineamientos, cuadrante II, escena P-004 R-071 (Fig. 1).

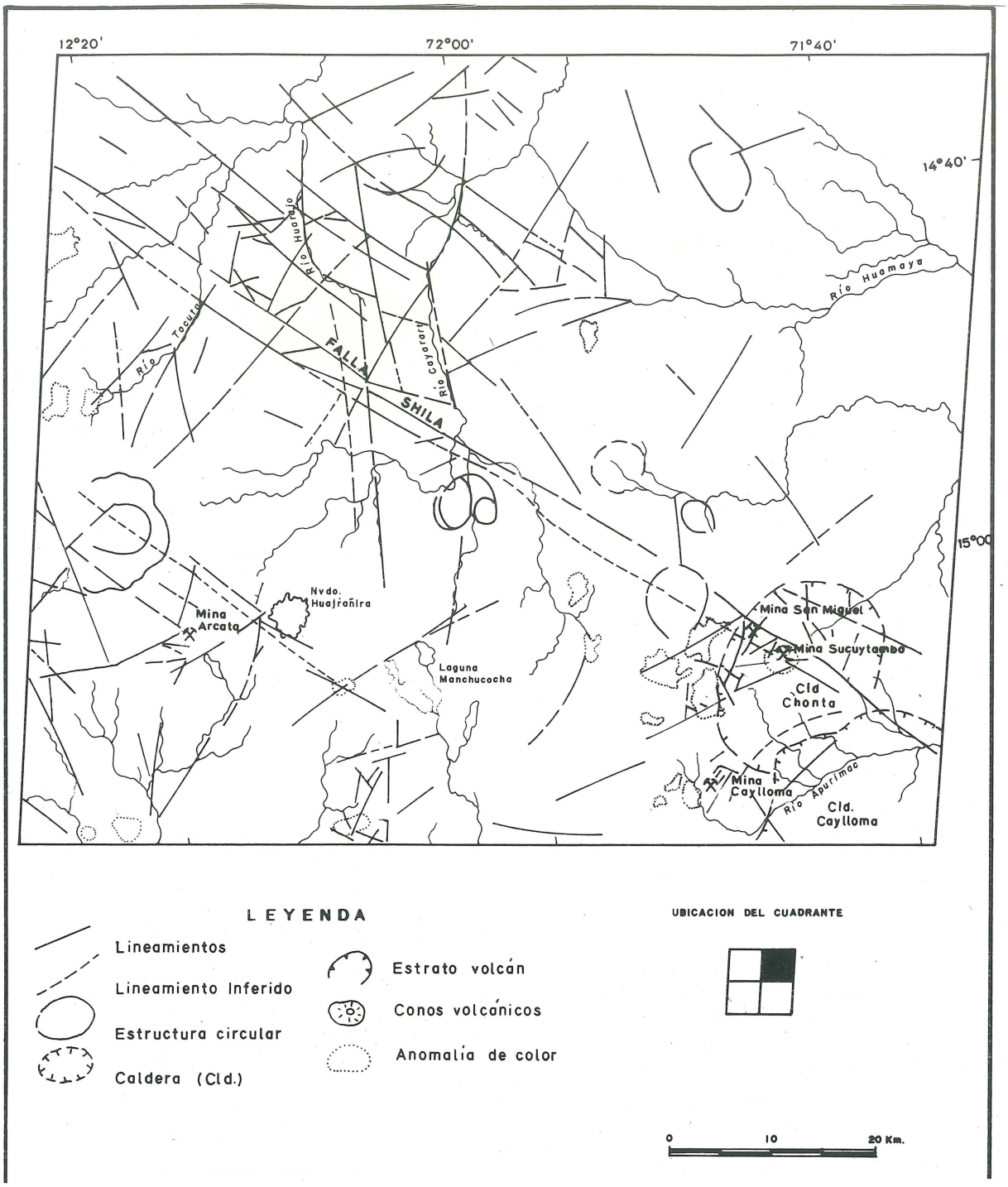


Figura 8.— Mapa de lineamientos, cuadrante IV escena P-004 R-070 (Fig. 1).

Arcata (Fig. 11), donde un reconocimiento exploratorio en la década de los años 80 por Mauricio Hochschild y Cía. localizó un número de objetivos exploratorios potencialmente importantes (Tomás Guerrero, Mauricio Hochschild y Cía. Ltda., comunicación verbal, 1991).

Aunque el potencial para el hallazgo de nuevos depósitos de metales preciosos es excelente casi en toda esta área, las exploraciones fueron interrumpidas a fines de la década del 80 por el peligro de terrorismo. Se espera que cuando esta actividad (terrorismo) esté bajo control, se iniciarán nuevos programas de exploración en el sur del Perú.

ESTUDIO ESPECIAL, FLANCO SUROESTE DEL NEVADO COROPUNA

Con el fin de comprobar la aplicación de las imágenes TM y técnicas geoquímicas para la evaluación de recursos minerales en los terrenos volcánicos del sur del Perú, se realizó un estudio especial en una interesante área alterada en el flanco suroeste del Nevado Coropuna (Fig. 1). Se incluyó la preparación de un mapa geológico del área (Fig. 13), el estudio de la estratigrafía, litología, y estructuras de las rocas volcánicas terciarias, y la determinación de la naturaleza de la alteración hidrotermal de estas rocas.

Estratigrafía

Como puede verse en la figura 12, las rocas volcánicas terciarias y cuaternarias sobreyacen al basamento de rocas metamórficas del Grupo Ongoro de probable edad paleozoica. Las rocas del Grupo Ongoro consisten de pizarras gris oscuras a negras con intercalaciones de esquistos verdes, que están expuestas en el Cerro Pucará, donde están intruidas por las rocas graníticas de la Unidad Tiabaya y cubiertas por las rocas volcánicas de la Formación Alpabamba (Fig. 12).

El Grupo Tacaza, que está ampliamente distribuido en el sur del Perú, es la roca huésped para muchos depósitos de metales preciosos. En el área de Coropuna puede ser dividido en dos unidades (Fig. 12). La unidad inferior (Unidad 1) consiste de brechas volcánicas verde violáceas, con matriz tufácea, e intercalaciones de lavas andesíticas de grano fino a porfirítico. También se presentan delgadas capas pardo amarillentas de areniscas volcánicas pobremente consolidadas. La edad radiométrica (K/Ar) (Tabla 2) de una lava andesítica de esta unidad en el cono Pariaviri (Fig. 12) es 16.0 ± 4 Ma. La unidad superior (Unidad 2) consiste de lavas andesíticas, localmente porfiríticas de color gris a gris verdoso, que en la parte superior contienen capas de brecha tufácea y arenisca. Esta unidad también presenta domos andesíticos a dacíticos que son predominantes entre los Cerros Minasnioc, Tucapache, y Antapuna (Fig. 13). En la mayor parte del área de Coropuna, la unidad superior del Grupo Tacaza está cubierta por rocas volcánicas del Grupo Barroso, y está separada de este Grupo por una discordancia erosional. Una determinación de edad radiométrica (K/Ar) de andesita basáltica en el Cerro Antapuna dió 10.3 ± 3 Ma (Tabla 2).

La Formación Alpabamba (Fig. 12) consiste de tufos dacíticos a riodacíticos, lapilli, y brecha tufácea con cerca de 600 m de espesor. Tiene exposición distinta a manera de capas que se extienden en forma horizontal a suave inclinación de 5°-10°SE. La exposición principal de esta formación está en el sureste del área del mapa (Fig. 13).

Los volcánicos del Grupo Barroso y Tumpullo (Fig. 12) son las rocas volcánicas mas jóvenes del área. El Barroso consiste de flujos de lava andesítica afanítica a vítrea del Volcán Coropuna que localmente se extiende sobre las rocas del Tacaza y Alpabamba (Fig. 13). Kaneoka y Guevara (1984) reportan edades de K/Ar para lavas del Barroso de esta región en 1.3 ± 0.03 Ma. Los volcánicos Tumpullo consisten de ignimbritas riolíticas que muestran textura vesicular a fluidal. Estas rocas tienen sus mejores exposiciones en las vecindades de la falla Chuquibamba que está en la parte central y sur del mapa (Fig. 13).

Rocas intrusivas, que se exponen sólo en el Cerro Pucará en la esquina noroeste del área de estudio (Fig. 13), consisten de tonalitas y granodioritas de la Super Unidad Tiabaya del segmento Arequipa del Batolito de la Costa (Cobbing y Pitcher 1977, 1979). La textura es granítica y los principales minerales son feldespato, plagioclasa, cuarzo, hornblenda, y biotita. Las edades radiométricas del segmento Arequipa muestran una considerable variación, Weibelzslof y Fejer (1977) reportan una edad de 97.4 Ma, Pitcher y Cobbing (1977, 1979) reportan una edad de 80 Ma,

TABLA 1. PRODUCCION DE ORO Y PLATA DURANTE 1989
PARA LAS MINAS DEL AREA DE ESTUDIO

MINA	PRODUCCION			
	TM (mena)	LEY (oz Ag/tm)	ORO (oz)	PLATA (oz)
ARCATA	271,718	15.90	12,000	3,541,000
CAYLLOMA	216,500	12.55	8,300	2,293,000
ORCOPAMPA			38,000	5,180,000

TABLA 2. EDADES K/Ar DE ROCAS VOLCANICAS DEL COROPUNA
Y OTRAS AREAS EN EL SUR DEL PERU.
EDADES DETERMINADAS POR EL SERVICIO NACIONAL DE
GEOLOGIA Y MINERIA DE CHILE

MUESTRA No.	LOCALIDAD	LONGITUD	LATITUD	FORMACION	MINERAL	EDAD
LQ-Co-8	Co. Antapuna	72°49'00"	15°35'15"	Grupo Tacaza 1	Plagioclasa	10.3 ± 3.0
LQ-Co-28	Co. Pariaviri	72°47'15"	15°41'45"	Grupo Tacaza 2	Hornblenda	16.0 ± 4.0
LQ-Co-41	Co. Pabellones	72°45'20"	15°44'45"	Grupo Barroso	Biotita	2.5 ± 0.7
LQ-ORC-45	Co. Chila Pillune	72°10'45"	15°24'00"	Grupo Tacaza	Biotita	18.7 ± 0.08

y la Misión Japonesa, inédito (1986) reporta una edad de 57.4 Ma.

Geología estructural

En el área del Coropuna, las rocas volcánicas están cortadas por numerosas fallas, de las cuales las más importantes son Huamanmarca, Chuquibamba, Accrigua, Río Blanco y Jeshja (Fig. 13). Probablemente estas fallas se formaron durante la Fase Incaica de la Orogenia Andina y fueron reactivadas varias veces durante el Terciario superior y Cuaternario. Las Fallas Huamanmarca y Chuquibamba, en el sector oeste del área mapeada (Fig. 13), son paralelas, con un rumbo N 50°W y buzamiento 60°NE. Ambas han sido desplazadas por la falla río Blanco. Esta falla tiene escarpes de 10-15 m de altura ocasionados por movimientos de las fallas, rasgos que las hacen muy visibles en las imagenes TM. La Falla Accrigua, que se observa en el sector noroeste del mapa (Fig. 13), tiene un rumbo N40°E y buzamiento de 70°NW. Aparentemente está afectada por las Fallas Chuquibamba y Huamanmarca. Hacia el noreste la Falla Accrigua corre a lo largo del borde sur de la zona de alteración hidrotermal de Antapuna (Fig. 13). La Falla Jeshja, ubicada en la zona este del mapa (Fig. 13) es de singular importancia, por que discurre a través de 2 de las 3 zonas mayores de alteración hidrotermal. La intersección de esta falla con otras fallas y zonas de fracturas en estas zonas de alteración probablemente constituyen los canales por los cuales circularon los fluídos hidrotermales. Si éste es el caso, estas zonas también son objetivos favorables para prospectar depósitos de metales preciosos en profundidad. La falla Jeshja

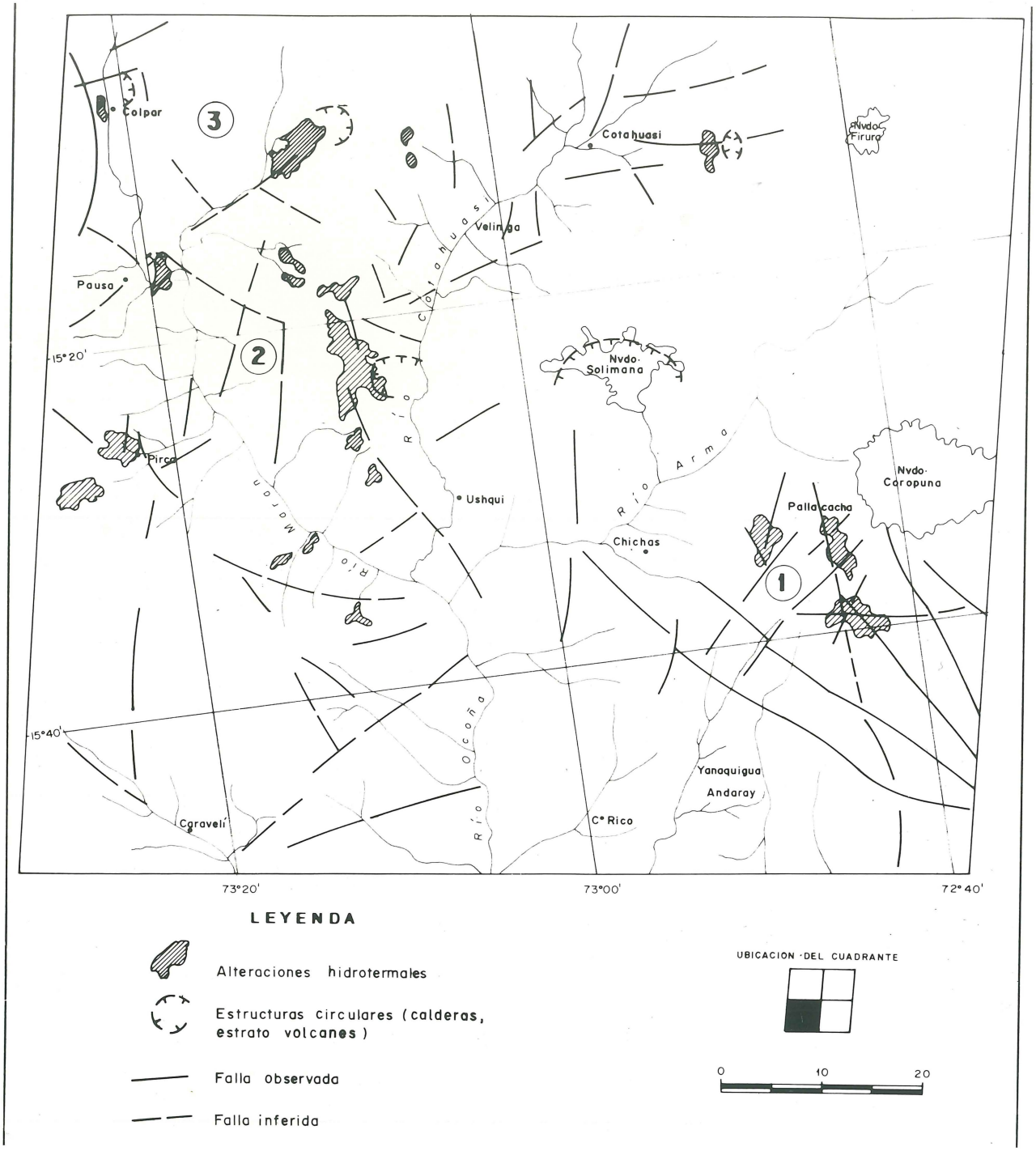


Figura 9.— Mapa de relacionamiento de estructuras circulares y alteraciones hidrotermales, cuadrante I, P-004 R-071. Los números 1-3 indican los sectores descritos en el texto.

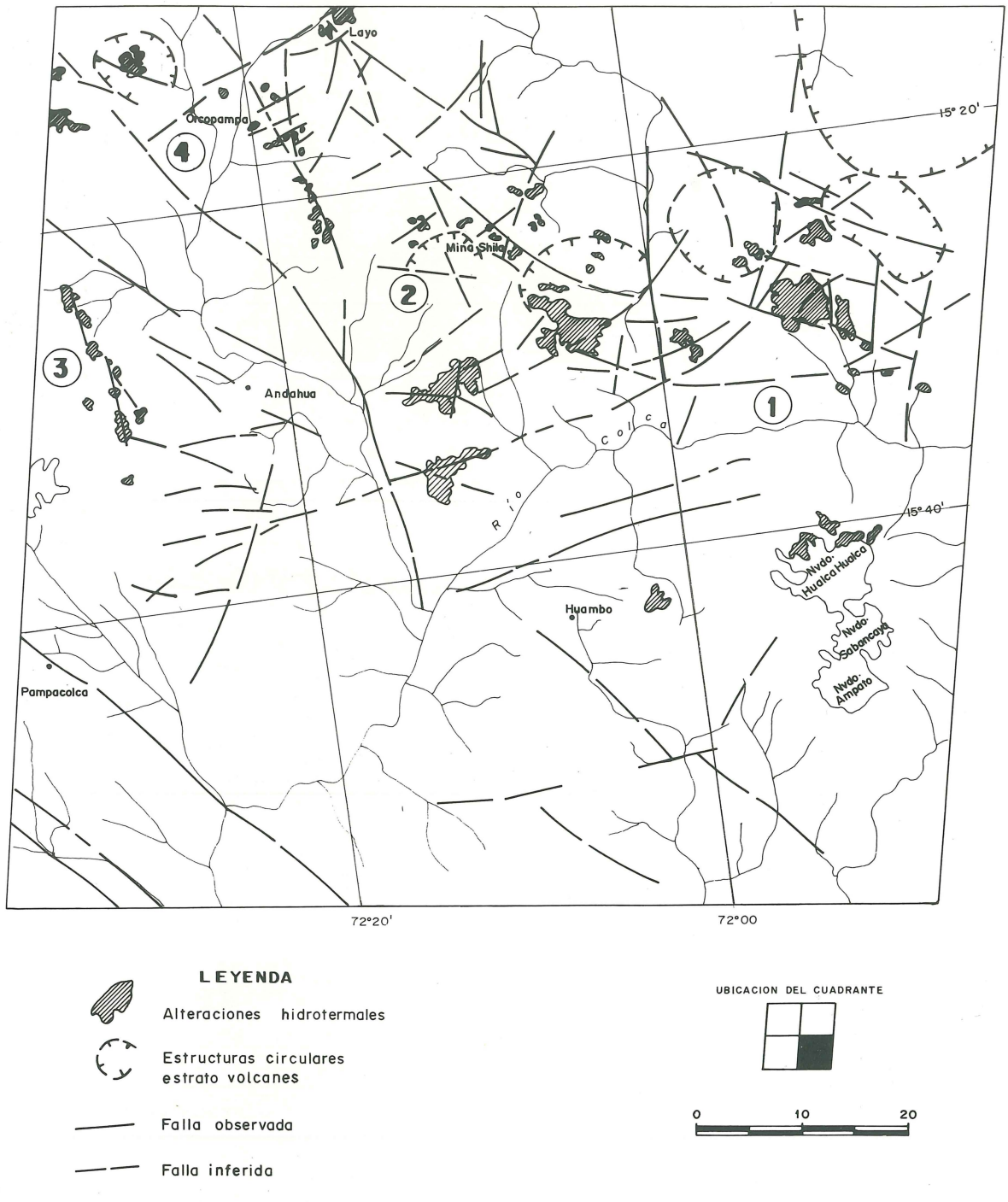


Figura 10.— Mapa de relacionamiento de estructuras circulares y alteraciones hidrotermales cuadrante II, P-004 R-071. Los números 1-4 indican los sectores descritos en el texto.

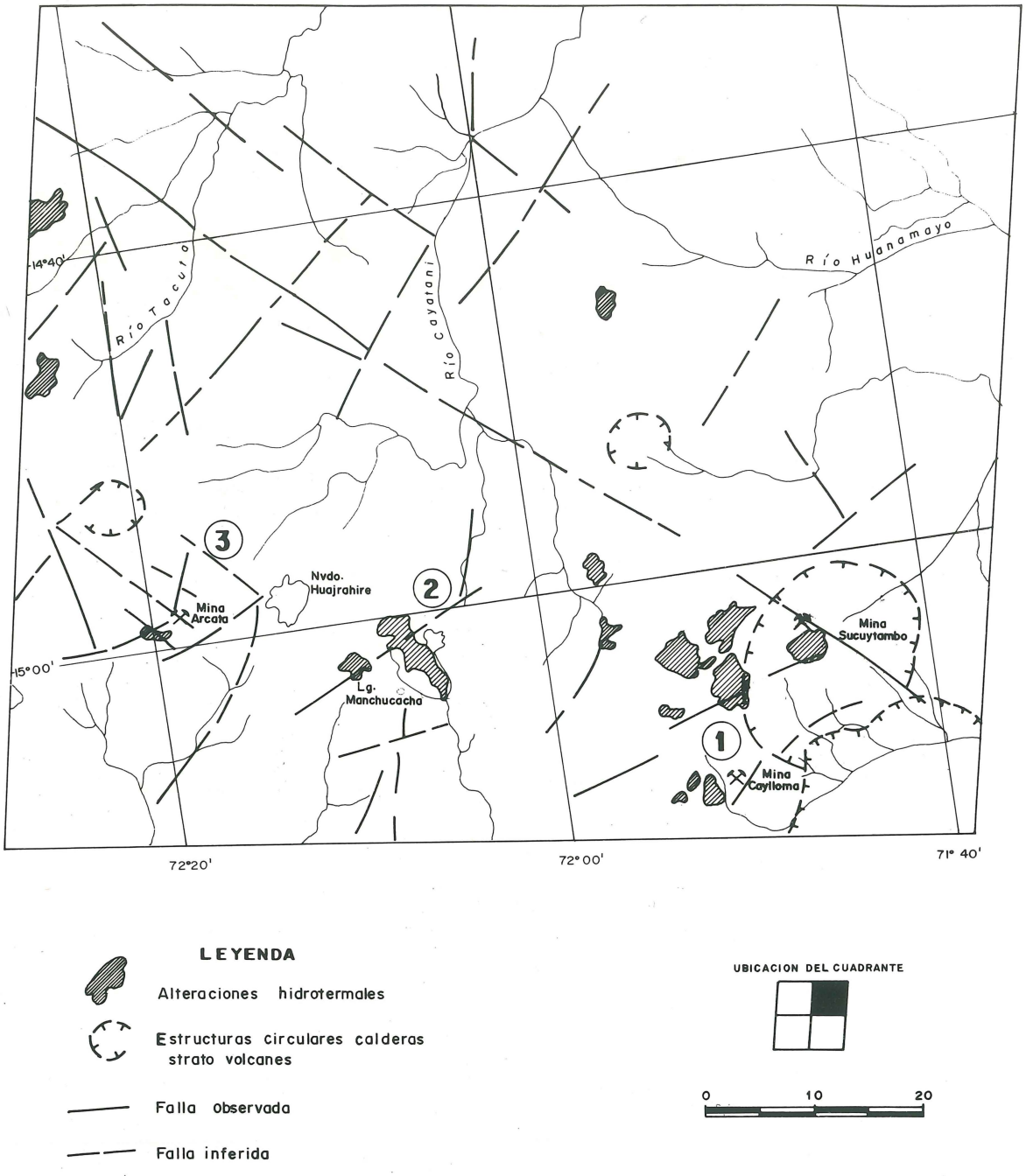


Figura 11.— Mapa de relacionamiento de estructuras circulares y alteraciones hidrotermales cuadrante IV, P-004 R-070. Los números 1-3 indican los sectores descritos en el texto.

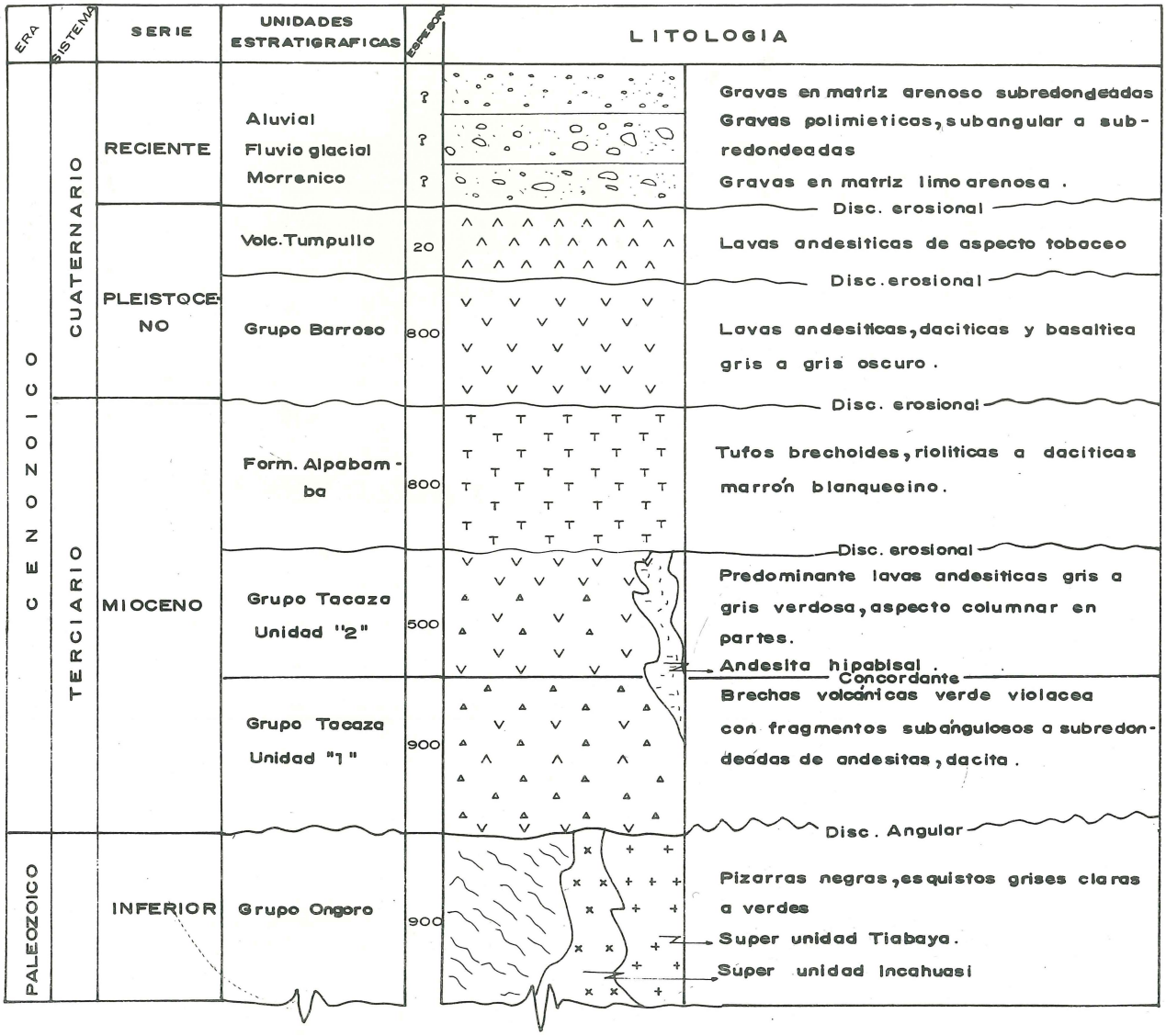


Figura 12.— Columna estratigráfica del flanco sudoeste del Nevado Coropuna.

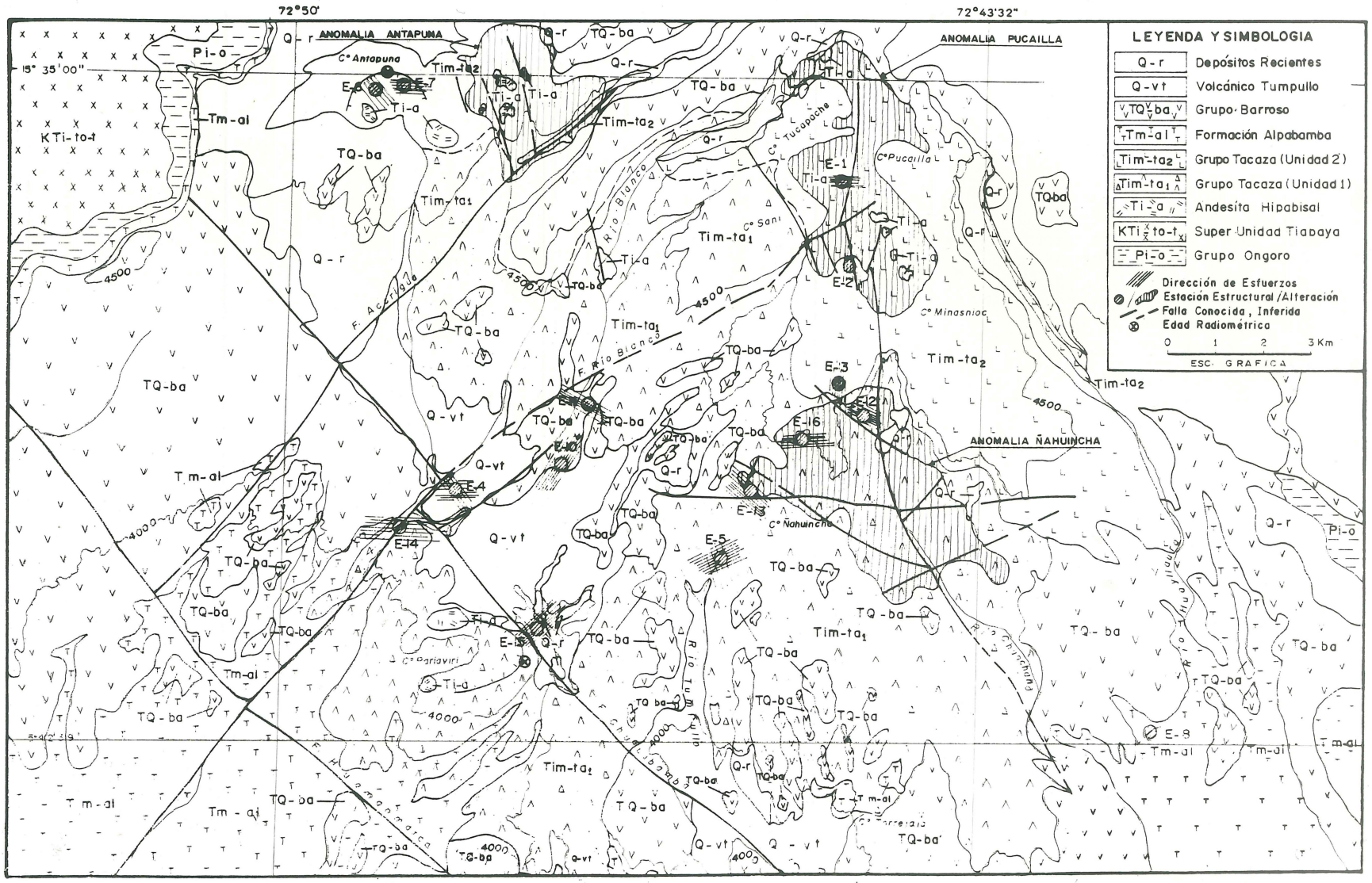
Tabla 3.— *Análisis de muestras geoquímicas de rocas volcánicas con alteración hidrotermal de la zona de Ñahuincha, al suroeste del área de estudio, del Nevado Coropuna.*

Análisis de absorción atómica en laboratorios de INGEMMET..

CLAVE	Au ppb	Ag ppm	As ppm	Cu ppm	Zn ppm	Pb ppm	Sb ppm
CORO-CV- 12	<= 30	<= 0.5	<= 15		<= 5	7	10
CORO-CV- 13	<= 30	<= 0.5	<= 15	6	7	5	<= 5
CORO-CV- 14	50	0.7	127	95	7	15	20
CORO-CV- 15	50	1	<= 15	12	17	45	10
CORO-CV- 16	40	<= 0.5	<= 15	<= 5	<= 5	19	<= 5
CORO-CV- 17	<= 30	<= 0.5	<= 15	46	<= 5	5	<= 5
CORO-CV- 18	<= 30	<= 0.5	<= 15	12	16	17	16
CORO-CV- 19	<= 30	<= 0.5	<= 15	13	13	10	13
CORO-CV- 20	<= 30	1	<= 15	43	13	29	13
CORO-CV- 21	<= 30	1.5	970	60	20	20	20
CORO-CV- 22	<= 30	<= 0.5	37	34	8	24	8
CORO-CV- 23	<= 30	1	80	70	15	14	15
CORO-CV- 24	40	<= 0.5	<= 15	42	11	15	11
CORO-CV- 25	<= 30	0.5	<= 15	27	9	15	9
CORO-CV- 26	<= 30	1	<= 15	18	10	17	10
CORO-CV- 27	<= 30	1	45	68	13	19	13
CORO-CV- 28	<= 30	0.5	57	49	13	64	13
CORO-CV- 29	<= 30	0.5	<= 15	115	<= 5	12	<= 5
CORO-CV- 30	60	0.9	160	50	12	42	11
CORO-CV- 31	60	0.5	<= 15	10	<= 5	240	12
CORO-CV- 32	<= 30	1.5	<= 15	40	17	63	11
CORO-CV- 35	<= 30	1.5	<= 15	35	19	25	10
CORO-CV- 36	80	0.5	<= 15	42	9	19	12
CORO-CV- 37	<= 30	0.5	62	74	10	10	10
CORO-CV- 38	50	0.5	72	97	9	48	14
CORO-CV- 39	<= 30	0.5	<= 15	10	<= 5	15	16
CORO-CV- 40	70	<= 0.5	63	15	<= 5	8	<= 5
CORO-CV- 41	<= 30	<= 0.5	<= 15	9	<= 5	7	<= 5
CORO-CV- 42	60	0.5	43	25	<= 5	25	20
CORO-CV- 43	40	1	<= 15	25	7	64	40
CORO-CV- 44	<= 30	3.4	2188	120	30	12	293
CORO-CV- 45	<= 30	<= 0.5	<= 15	45	<= 5	14	9
CORO-CV- 46	<= 30	0.5	38	45	29	8	<= 5
CORO-CV- 47	<= 30	<= 0.5	<= 15	9	8	5	<= 5
CORO-CV- 48	<= 30	<= 0.5	<= 15	9	8	5	<= 5
CORO-CV- 49	<= 30	<= 0.5	<= 15	7	<= 5	<= 5	<= 5
CORO-CV- 50	<= 30	1	375	104	12	68	203
CORO-CV- 62	<= 30	<= 0.5	<= 15	<= 5	<= 5	<= 5	<= 5
CORO-CV- 63	<= 30	<= 0.5	<= 15	5	<= 5	<= 5	<= 5
CORO-CV- 64	<= 30	<= 0.5	<= 15	5	<= 5	<= 5	<= 5
CORO-CV- 65	40	1.5	63	34	9	25	94
CORO-CV- 66	40	0.5	117	79	10	15	63

Nota: <=, menor ó igual al valor indicado,
que es límite de detección para elemento.

Figura 13.— Mapa geológico del área de estudio sudoeste del Nevado Coropuna (ver fig. 1 para ubicación), mostrando también la distribución de las zonas con mayor alteración hidrotermal.



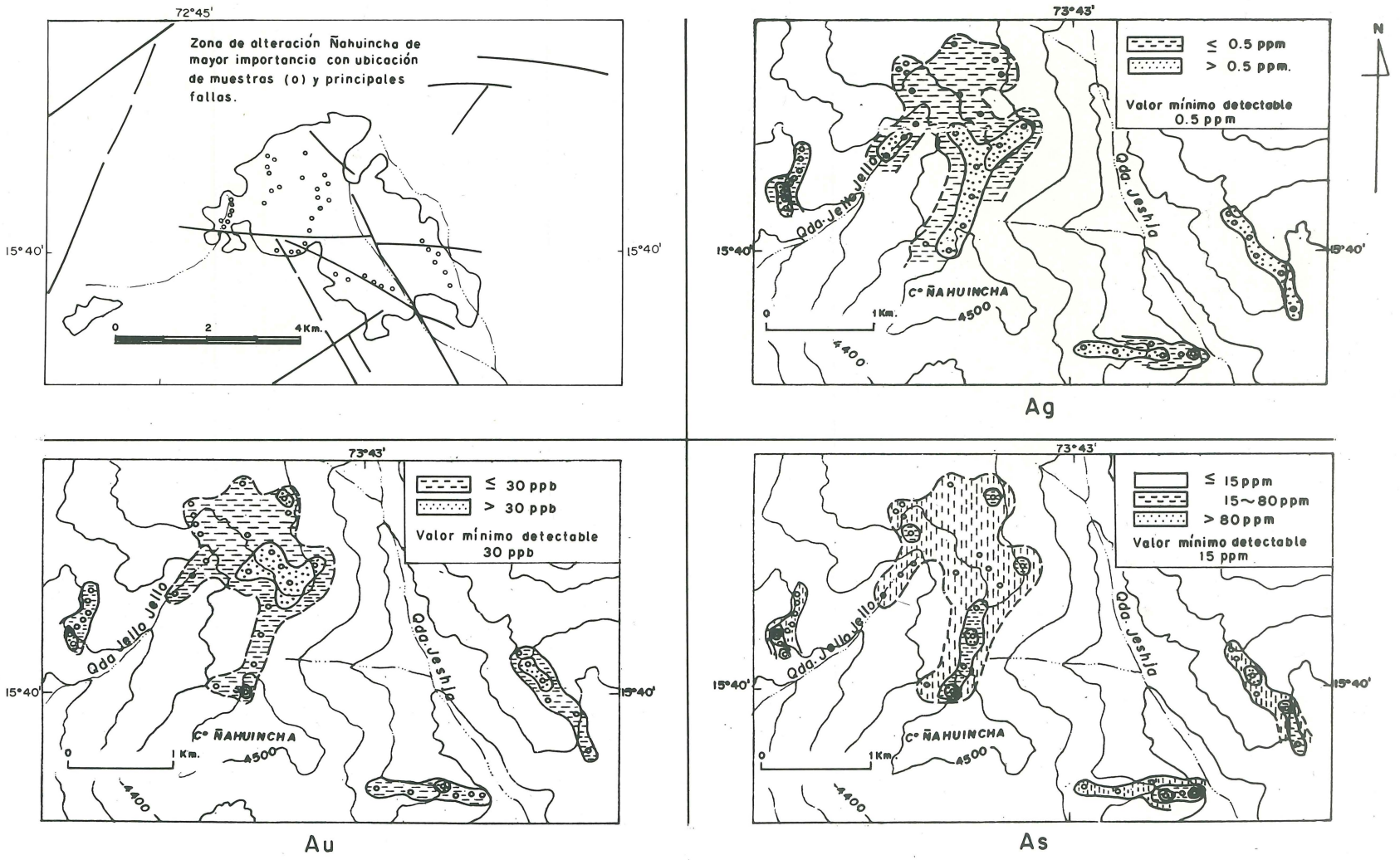


Figura 14.— Mapa geoquímico mostrando la ubicación de muestras (círculos) y la distribución de Ag, Au y As en la zona de alteración Ñahuincha, área de estudio sudoeste del nevado Coropuna. (ver fig. 13).

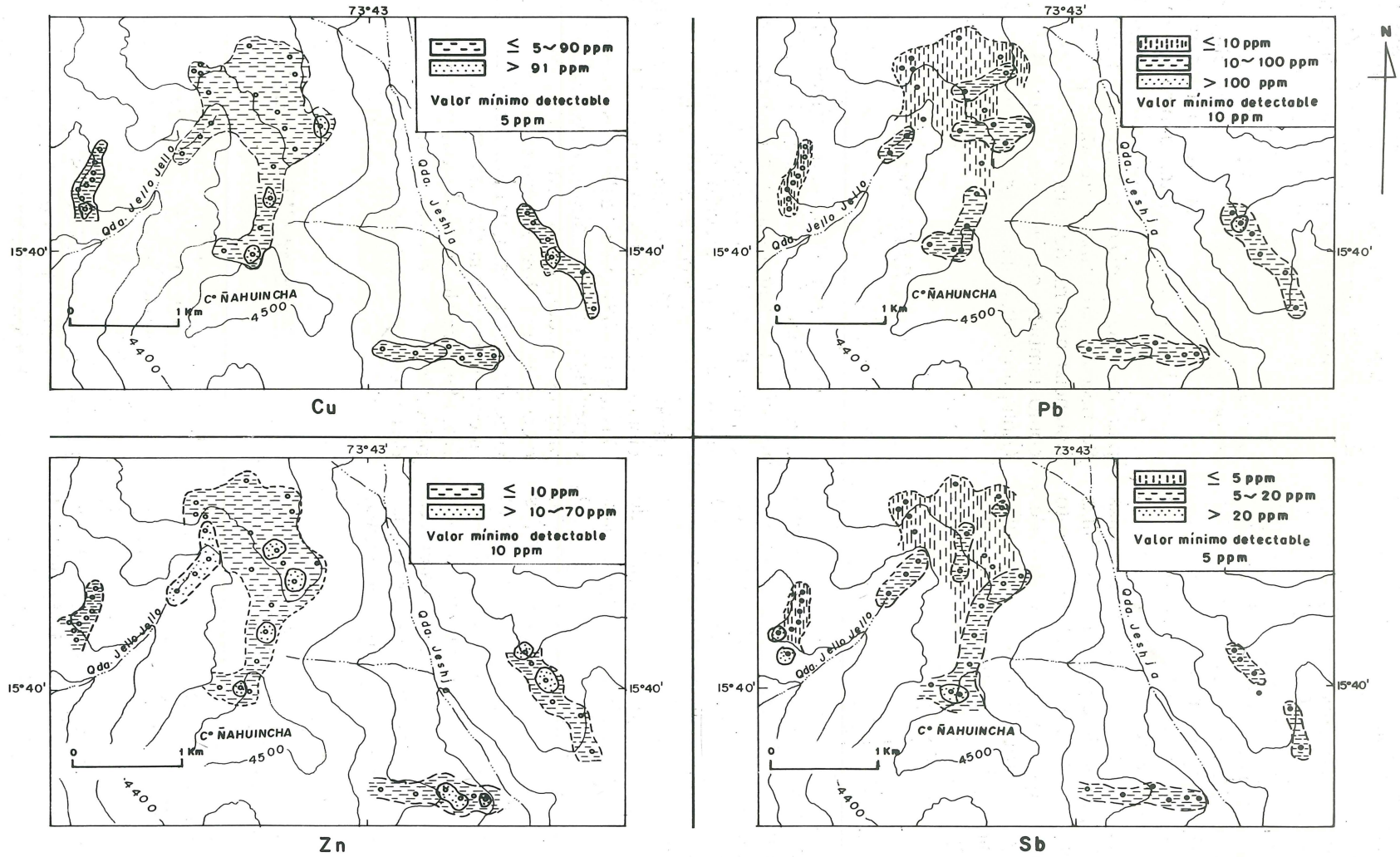


Figura 15.— *Mapa geoquímico mostrando la ubicación de muestras (círculos) y la distribución de Cu, Pb, Zn, y Sb en la zona de alteración Ñahuincha, área de estudio suoeste del nevado Coropuna (ver fig. 13).*

es una falla inversa que muestra una traza curva, cuyo rumbo varía de N a N 40°W.

Se determinaron los diversos sistemas de fracturas y junturas en rocas volcánicas y en los pequeños cuerpos intrusivos (Fig. 13) presentes en el área mapeada. Se efectuaron 16 estaciones (E-1 a E-16) con 70 mediciones por estación y la dirección del sistema de fracturas y junturas prodominantes en cada lugar están indicados en la figura 13. En algunos lugares, las principales fracturas y junturas son paralelas a las fallas vecinas (E-2, E-12), otras interceptan a las fallas con un ángulo oblicuo (E-3, E-4, E-11, E-13), esto sugiere tensión ocurrida a lo largo del rumbo de las fallas. Otras son perpendiculares a las fallas (E-4, E-10), posiblemente fracturas de tensión debidas al movimiento según el rumbo, y existen otras que no están relacionadas al fallamiento.

Geología económica

Tres grandes zonas de alteración hidrotermal se presentan en el área del flanco suroeste del Nevado Coropuna: la zona Antapuna, ubicada en el lado oriental del Cerro Antapuna; la zona Pucailla en el lado occidental del Cerro Pucailla; y la zona de Ñahuincha, en el lado oriental del Cerro Ñahuincha (Fig. 13). Las rocas volcánicas de estas zonas son principalmente lavas andesíticas a riodacíticas, aglomerados, y brechas del Grupo Tacaza, que muestran intensa alteración argílica, silícea, y alunítica. Los stocks andesíticos en las zonas Antapuna y Pucailla (Fig. 13) no están alterados. También están presentes vetas silíceas, cuerpos irregulares, y brechas hidrotermales. Un estudio en secciones pulidas de materiales limoníticos silíceos y brechas revelan la presencia de pequeñas cantidades de pirita, marcasita, chalcopirita, galena, y trazas de oro.

La presencia de alunita, que durante los estudios petrográficos de rocas alteradas se identificó por primera vez y se encontró que está ampliamente dispersa y abundante, sugiere que esas zonas de alteración son del tipo sulfato-ácido. Sin embargo, es incierto si ésta alunita es de origen magmático hidrotermal, que es una condición esencial de sistemas tipo sulfato-ácido, o fué formada en un ambiente geotermal cercano a la superficie, en cuyo caso la alteración no indicaría necesariamente un sistema sulfato-ácido.

Un total de 42 muestras geoquímicas recolectadas en la zona de alteración Ñahuincha fueron analizadas por Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Sb y As (Tabla 3) en los laboratorios de INGEMMET. Los resultados de estos elementos fueron usados para preparar mapas geoquímicos (Fig. 14 y 15). Debido a la falta de información acerca de los valores geoquímicos en las zonas de alteración en el Sur del Perú y su relación con cuerpos mineralizados no expuestos dentro de esta zona, no es posible hacer una evaluación significativa de patrones geoquímicos mostrados en esos mapas. Se necesita un trabajo adicional para evaluar el potencial mineral de esta zona de alteración, así como también de las otras zonas de alteración (Antapuna y Pucailla) mostradas en la figura 13.

AGRADECIMIENTOS

Muchas personas han contribuido a las investigaciones en las que se basa el presente informe. Los autores agradecen particularmente a George E. Ericksen (USGS) por su invalorable apoyo en la preparación del informe. También deseamos agradecer a Barbara Eiswerth (USGS), quien nos guió acertadamente en las interpretaciones iniciales de las imagenes TM, y a Richard O'Leary (USGS) quien realizó los análisis químicos especiales en los laboratorios del USGS. Los análisis geoquímicos en INGEMMET fueron efectuados por Rosa Alonso bajo la supervisión de Graciela Barrantes. Queremos expresar asimismo nuestra gratitud a la Cía. Minera Orcopampa S.A. y Cía. Mauricio Hochschild Ltda. por la hospitalidad brindada en sus campamentos mineros, localizados en el área de estudio.

REFERENCIAS CITADAS

Arenas, M. J., 1975, Geología de la mina Orcopampa y alredores, Arequipa: Sociedad Geológica del Perú, Bol., 46, p. 9-24.

Bellido, E. B. y Narváez S. 1960, Geología del Cuadrángulo de Atico: Corte Geológica Nacional Nº2, 53 p.

Caldas, V. J., 1975, Geología de los Cuadrángulos de Huambo y Orcopampa: Carta Geológica Nacional, inédito. Lima, Perú.

Candiotti, H., 1990, Geologic setting and epithermal silver veins of the Arcata district, Southern Perú: Economic Geology, v. 85, p. 1473-1490.

Ericksen, G. E., Eyzaguirre, V. R., Urquidi B., F. and Salas O., R., 1987, Neogene Quaternary volcanism and mineralization in the Central Andes: in Transactions of the Fourth Circum-Pacific energy and mineral resources conference, August 17-22, 1986 : M. K. Hornied, ed.: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 537-550.

Fletcher, C. J. N., Hawkins, M. P., and Tejada, R., 1989, Structural control and genesis of polymetallic in the altiplano and Western Cordillera of southern Peru: Journal of South American Earth Sciences, v. 2, p. 61-71.

Fornarí, M., and Vilca N., C., 1979, Mineralización argentífera asociada al volcanismo Cenozoico en la faja Puquio-Caylloma: Sociedad Geológica del Perú. Bol., v. 60, p. 101-128.

Jenks, W. F., 1948, Geology of the Arequipa quadrangle of the Carta Nacional del Perú: Instituto Geológico del Perú, Bol. 9, 204 p.

Kameoka, I., Guevara C., 1984, K- Ar age determinations of late tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks Southern Peru: Geochemical Journal, Vol. 18, p. 223 - 239.

Marocco, R., 1975, Geología de los cuadrángulos de Andahuaylas, Abancay y Cotabambas; Instituto de Geología y Minería, Bol. 27, 51 p. Lima - Perú.

Noble, D. C., Mckee, E. H., Farrar, E. and Peterson V., 1974, Episodic cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Perú: Earth and Planetary Science Letters, V 21, p. 213 - 220.

Noble, D. C., Eyzaguirre, V. R., and McKee, E.H., 1990, Precious metal mineralization of Cenozoic age in the Andes of Perú, in Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources, G. E. Ericksen, G. E., Cañas, M. T., and Reinemund, J. A., eds.: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series No. 11, p. 207-212.

Olchauski, L. E., 1973, Geología de los Cuadrángulos de Chuquibamba y Cotahuasi: Carta Geológica Nacional, inédito. Lima, Perú.

Pecho, G. V., 1983, Geología de los Cuadrángulos de Pausa y Caravelí: Carta Geológica Nacional, Bol. 37, Serie A, 125 p. Lima, Perú.

Silberman, M. L., McKee, E. H., and Noble, D. C., 1985, Age of mineralization at the Caylloma and Orcopampa silver districts, southern Peru: Isochron/West, No.43, p. 17-18.

Peterson, P. S., Nobel D. C., McKee, E. H., and Eyzaguirre, V. R., 1983, A resurgent, mineralized caldera in southern Peru: A preliminary report (Abs.): Eos, Transactions, American Geophysical Union, v.64, p. 884.

Vidal, C., and Cedillo, E., 1988, Los yacimientos de enargita-alunita en el Perú: Sociedad Geológica del Perú Bol., v. 78, p. 109-120.

Vidal, C., Noble. D. C., McKee, E. H., Benavides, J. E., and Candiotti, H., 1989, Hydrothermally altered and mineralized late Pliocene-Quaternary central volcanoes in the Andes of southern Peru [Abs.]: 28th International Geological Congress, Washington, D.C., July 9-19-1989, Abstracts, v. 3, p. 3-297.

Wilson, J. and García, W., 1962, Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca, Carta Geológica Nacional, Vol. II, Nº 4, 82 p., Lima, Perú.

Esta edición se terminó de
imprimir el mes de Marzo de
1.993 en los Talleres de:

PUBLICIDAD
ARTE
PRODUCCIONES

(Promotores y Editores)

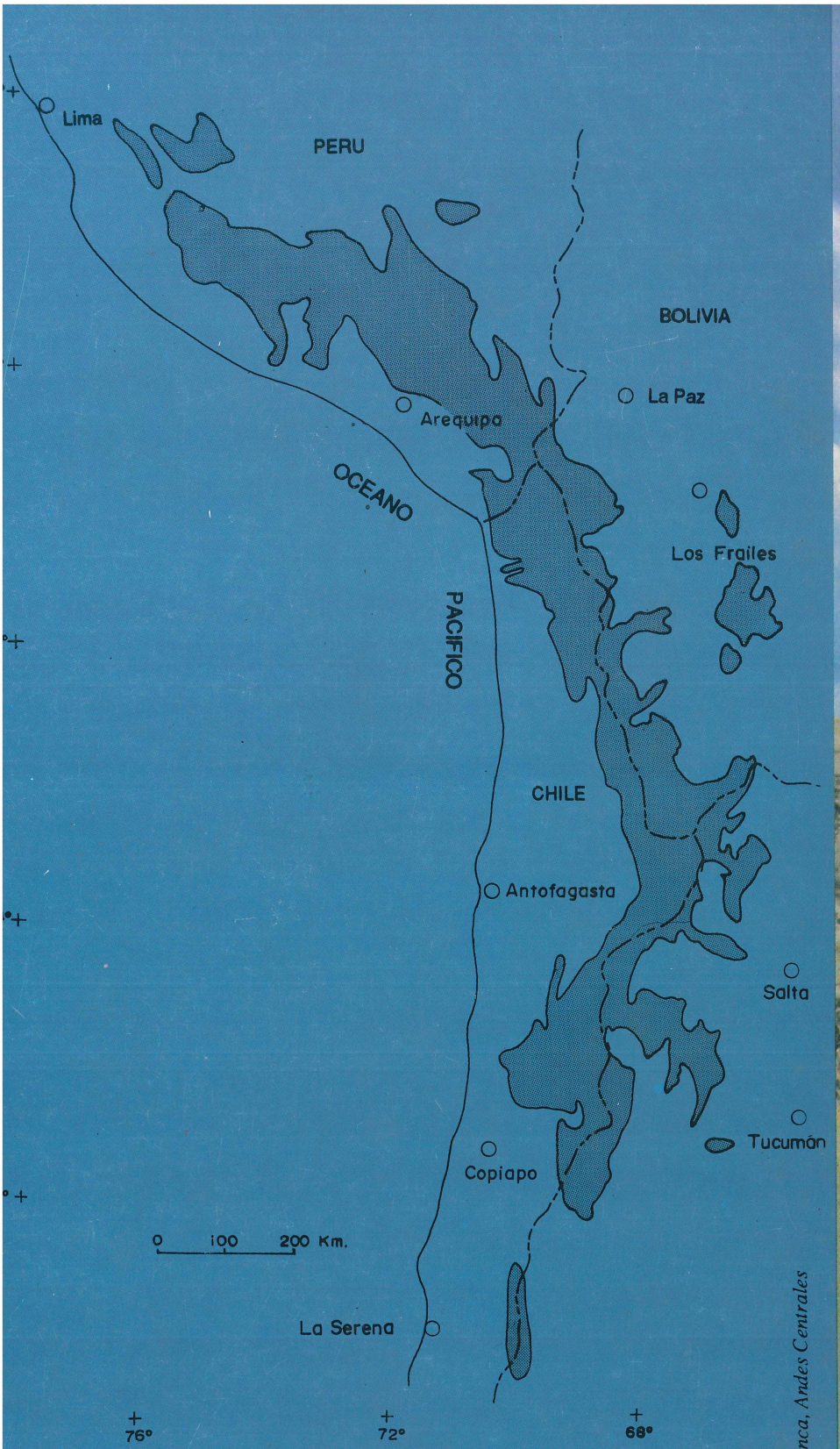
Telf: 312069 Casilla: 11006
LA PAZ - BOLIVIA

IMPRESO EN BOLIVIA

PRINTED IN BOLIVIA

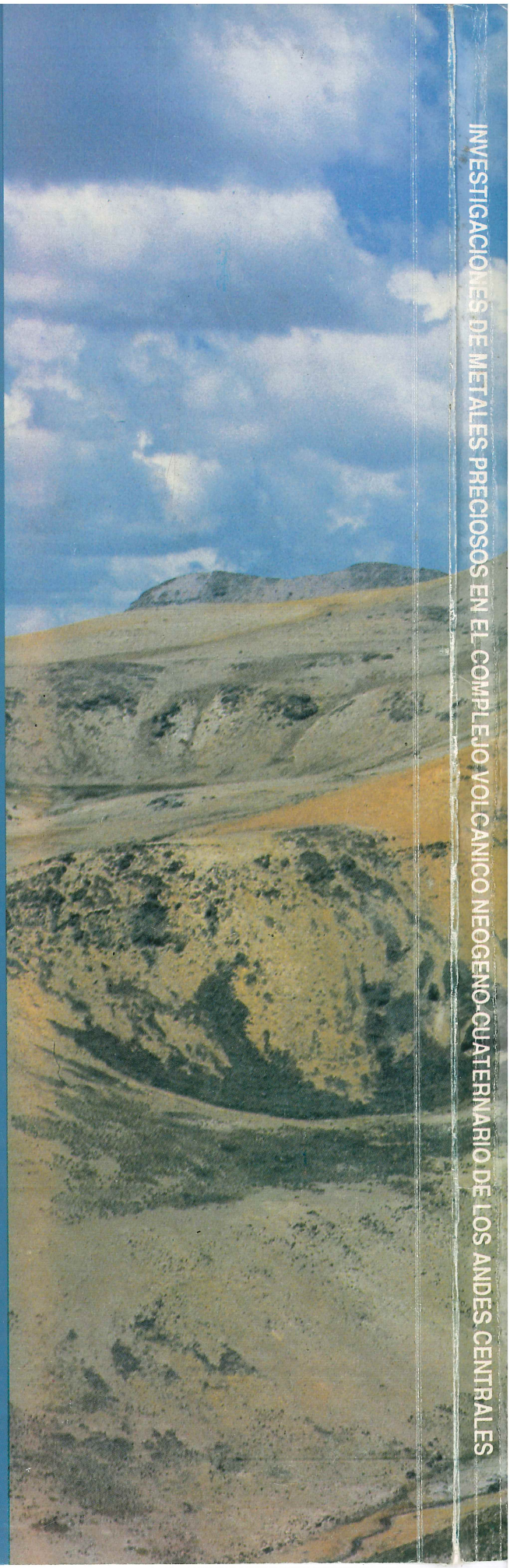
Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL)
Auspiciado por el: Banco Interamericano de Desarrollo

Derechos Reservados
Depósito Legal No. 4 - 1 - 139 - 93



Complejo Neógeno-Cuaternario de los Andes Centrales (Ericksen y Cunningham-1992).

Teléf: 312069
La Paz - Bolivia



Fotografía: *Volcán Huaricunca, Andes Centrales*

INVESTIGACIONES DE METALES PRECIOSOS EN EL COMPLEJO VOLCANICO NEOGENO-CUATERNARIO DE LOS ANDES CENTRALES