

BOLETÍN N° 137
Serie A: Carta Geológica Nacional

MAPA GEOLÓGICO DEL CUADRÁNGULO DE ORCOPAMPA (SUR DEL PERÚ)

Por:

Kirk E. Swanson¹, Donald C. Noble², Katherine A. Connors³, Oscar Mayta T.⁴,
Edwin H. McKee⁵, Agapito Sánchez P.⁶, and Matthew T. Heizler⁷

¹ 632 Tarn Way, Reno, Nevada 89503, U.S.A. email: kswanson@nimbusengineers.com

² 3450 Rolling Ridge Road, Reno, Nevada 89506, U.S.A. email: dcn@kori.reno.nv.us

³ 2420 West Quinn Avenue, Littleton, Colorado 80120, U.S.A. email: kconnors@gdata.com

⁴ Compañía de Minas Buenaventura S.A.A., Carlos Villaran 790, Urb. Santa Catalina,
Lima 13, Perú. email: omayta@buenaventura.com.pe

⁵ 345 Middlefield Road, Menlo Park, California 94025 U.S.A. email: mckee@usgs.gov

⁶ Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú, Av. Canadá No. 1470,
Lima, 41, Perú. email: asanchez@ingemmet.gob.pe

⁷ New México Bureau of Mines and Mineral Resources, Socorro,
New México 87801. U.S.A. email: matt@nmt.edu



Lima - Perú
Marzo - 2004

REPÚBLICA DEL PERÚ
SECTOR ENERGÍA Y MINAS
INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO

BOLETÍN N° 137
Serie A: Carta Geológica Nacional

GEOLOGIC MAP OF THE ORCOPAMPA QUADRANGLE, SOUTH PERU

by:

Kirk E. Swanson ¹, Donald C. Noble ², Katherine A. Connors ³, Oscar Mayta T. ⁴,
Edwin H. McKee ⁵, Agapito Sánchez P. ⁶, and Matthew T. Heizler ⁷

¹ 632 Tam Way, Reno, Nevada 89503, U.S.A. email: kswanson@nimbusengineers.com

² 3450 Rolling Ridge Road, Reno, Nevada 89506, U.S.A. email: dcn@kori.reno.nv.us

³ 2420 West Quinn Avenue, Littleton, Colorado 80120, U.S.A. email: kconnors@gdata.com

⁴ Compañía de Minas Buenaventura S.A.A., Carlos Villaran 790, Urb. Santa. Catalina,
Lima 13, Perú. email: omayta@buenaventura.com.pe

⁵ 345 Middlefield Road, Menlo Park, California 94025 U.S.A. email: mckee@usgs.gov

⁶ Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú, Av. Canadá No. 1470,
Lima, 41, Perú. email: asanchez@ingemmet.gob.pe

⁷ New México Bureau of Mines and Mineral Resources, Socorro,
New México 87801. U.S.A. email: matt@nmt.edu



Lima - Perú
March - 2003



INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO

JAIME QUIJANDRÍA SALMÓN
Ministro de Energía y Minas

CÉSAR POLO ROBILLIARD
Viceministro de Minas

RÓMULO MUCHO MAMANI
Presidente del Consejo Directivo del INGEMMET

ALBERTO MANRIQUE POSTIGO
MIGUEL CARDOZO GOYTIZOLO
JUAN CARLOS BARCELLOS MILLA
VÍCTOR LAY BIANCARDI
VÍCTOR BENAVIDES CÁCERES
Consejo Directivo

FUNCIONARIOS TÉCNICOS RESPONSABLES

OSCAR PALACIOS MONCAYO
Director de Geología Regional

FRANCISCO HERRERA ROMERO
Director de Sistemas de Información

Primera Edición, INGEMMET 2004
Coordinación, Revisión y Edición
Dirección de Sistemas de Información, INGEMMET
Lima - Perú
Se terminó de imprimir el 17 de Mayo del año 2005 en los talleres del INGEMMET

Hecho el Depósito Legal N° 2005-2859
Razón Social : Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET)
Domicilio : Av. Canadá 1470, San Borja - Lima-Perú

Contents

INTRODUCTION	1
ROCK UNITS	3
SURFICIAL DEPOSITS	3
CENOZOIC VOLCANIC ROCKS	4
PRE-TERTIARY SEDIMENTARY ROCKS	12
ISOTOPIC DATING	13
SELECTED REFERENCES	15

INTRODUCTION

The geologic map of the Orcopampa quadrangle represents work done by a number of individuals over a period of three decades. Mapping has focused on the Cenozoic volcanic rocks; distribution and identification of Mesozoic units is based mainly on Caldas (1993).

Work on the volcanic stratigraphy and structure in the vicinity of the Orcopampa mine and rapid reconnaissance of other parts of the Orcopampa quadrangle was carried in by Ing. Mario Arenas F. and Donald C. Noble in 1972. Isotopic dating reported by Farrar and Noble (1976) and subsequent work established the remarkable range of age of the Cenozoic rocks within the quadrangle. Over the years geologists of Compañía de Minas Buenaventura S.A.A. and associated companies mapped areas east and southeast of the Orcopampa mine in detail, and at various times Noble was able to make pertinent observations in surrounding areas as well as within the Orcopampa quadrangle.

During five periods of field work of varying length from 1985 to 1991, Kirk E. Swanson mapped the Cordillera Chila, focusing particularly on the collapse calderas in the central part of the range. He also carried out reconnaissance in other areas so that a geologic map could be prepared encompassing the entire quadrangle. These results were reported by Swanson et al. (1993) and Swanson (1998). Subsequently, geologists of Buenaventura and the second author carried out additional geological studies, particularly in the area of the Chipmo mine on the west side of the Orcopampa Valley.

Contacts were transferred from color aerial photographs of approximately 1:50,000 scale, topographic maps (1:50,000 scale) and from detailed district maps of Compañía de Minas Buenaventura S.A., Compañía de Minas Orcopampa S.A., Buenaventura Ingenieros S.A., Cedimin, Minera Shila S.A. and Minas de Arcata S.A. Successive stages of preparation of the map using ArcInfo was done at various times at laboratories of the U.S. Geological Survey, Reno, Nevada, WMC Exploration, Inc., Reno, Nevada and Denver, Colorado, and at facilities of Dr. Katherine A. Connors in Denver, Colorado, U.S.A.

The work would not have been possible without the support of Compañía de Minas Buenaventura S.A.A. and its subsidiaries and the many geologists, mining engineers and others of the Orcopampa division. In particular, we acknowledge the interest and support of Don Alberto Benavides de la Quintana, founder and Presidente del Directorio of Buenaventura and Ingeniero Raúl Benavides G. of Buenaventura.

ROCK UNITS

The following provides somewhat more detailed descriptions of the rock units than are given on the geological map. For more detailed discussions of many of the units refer to Swanson (1998) and Noble et al. (2003). The separation of map units has followed standard procedures long used by geologists of the U.S. Geological Survey and other organizations in the United States of America.

SURFICIAL DEPOSITS

[Age of surficial deposits has been inferred from local surface dissection and their relationship to volcanic and glacial deposits.]

Qa Alluvium and colluvium (Quaternary) – Unconsolidated silt, sand and gravel, including alluvial-fan, stream-bed, flood-plain, stream-terrace, and lacustrine deposits. Colluvium consists of more heterogeneous detritus and includes talus and slope-wash deposits. Thickness of units varies greatly and may be as much as several 100 meters, particularly in the valley of the Río Orcopampa.

Ql Landslide deposits (Quaternary) – Poorly sorted rock debris and intact blocks that in places cover areas in excess of five square kilometers. Abundant large landslides resulted from slopes oversteepened by rapid uplift and glacial/fluvial erosion.

Glacial deposits (Quaternary) – Glacial outwash, lateral and terminal moraines and boulder-rich rock glaciers ranging in thickness from several to hundreds of meters.

Qrg Rock glaciers – Composed of large angular boulders typically 1 to 5 meters in diameter accompanied by little interstitial material; found at elevations greater than 4500 meters within glacial cirques below areas of steep arête and horn topography. Steep unstable fronts with minimal lichen growth suggest the possible presence of active interstitial ice cores.

Qg/Qgm Glacial outwash and moraines – Consist predominantly of coarse outwash of Pleistocene and possibly Holocene age. Outwash deposits composed of boulders and cobbles are exposed in the northeastern portion of the quadrangle in areas of subdued topography and generally lower stream gradients than in the southern portion of the quadrangle. Very young lateral and terminal moraines (Qgm), preserved above 4500 meters, are generally less than 100 meters thick. Crests of moraines are generally rounded and are little dissected by erosion.

CENOZOIC VOLCANIC ROCKS

[Tuffs and lavas were erupted during Neogene time from a number of vents and vent systems, including arcuate fissure vents associated with caldera collapse (e.g., Chinchón, Huayta and Cailloma calderas), within and adjacent to the Orcopampa quadrangle. Early Neogene rocks were folded during early to middle Miocene time; only the youngest units are undeformed. Units of volcanic rock are defined by lithology and other objective criteria and represent entities that can be recognized and mapped in the field. Most units of volcanic rock have been given informal names derived from geographic or cultural features in areas where the units are well developed. Only major, mappable and generally areally extensive units are given formal names. In summary, work followed standard procedures used by the U.S. Geological Survey and other workers and organizations in the United States.

Qta Andagua volcanics (Pliocene (?) and Quaternary) – Consists of lava flows, flow complexes and cinder cones. Lavas were generally highly fluid, and flows fill valleys and may extend for many kilometers from vents; in the northern part of the quadrangle flows form a shield volcano about 10 km in diameter. Flow features are well preserved, although some flows at higher elevations are glacially eroded. Rocks are generally dark gray, aphyric to sparsely porphyritic andesite and basaltic andesite compositionally distinct from rocks of the frontal volcanic arc (Venturelli et al., 1978). Although most lavas are Quaternary, some are probably late Pliocene. Three whole-rock K-Ar ages on rocks from the Orcopampa quadrangle range from 0.27 ± 0.02 to 1.4 ± 0.03 Ma (Kaneoka, 1982; Kaneoka and Guevara, 1984). Unit includes certain rocks mapped as Barroso Formation by Caldas (1994). Maximum exposed thickness is about 100 meters, although maximum aggregate thickness may exceed 500 meters in the Andahua Valley.

Rhyolite ash-flow sheets of the Cailloma caldera (Pliocene) – Two cooling units of moderately to poorly welded ash-flow tuff associated with the Cailloma caldera located east of the quadrangle. Isotopic ages are from unpublished determinations by E.H. McKee and D.C. Noble (Noble et al., 2002a; 2003).

Tcu Upper ash-flow sheet - Unit of white to light tan, moderately to poorly welded, glassy rhyolitic ash-flow tuff containing abundant phenocrysts of quartz, sanidine, hornblende,

plagioclase and biotite. K-Ar age determination obtained on sanidine of 2.7 ± 0.1 Ma. Thickness in Orcopampa quadrangle is several tens of meters.

Tcl Lower ash-flow sheet – Unit of tan, poorly welded, devitrified and vapor-phase crystallized rhyolitic ash-flow tuff containing abundant phenocrysts of plagioclase, quartz, sanidine, biotite and clinopyroxene and trace zircon. K-Ar ages of 4.3 ± 0.16 and 4.4 ± 0.1 Ma have been obtained on a probably correlative unit exposed northeast of the Cailloma caldera. Maximum thickness in quadrangle is about 30 meters.

Trc Rhyolite lavas of Challahuire (late Miocene) – Flow domes and flows of generally light tan to medium gray, aphyric to phenocryst-poor rhyolite lava and associated basal air-fall tuff, surge and carapace breccia deposits. Principal phenocryst species are plagioclase, sanidine, biotite and clinopyroxene. Thickness ranges from about 20 to 100 meters. K-Ar age on nonhydrated glass of from flows near mina Arcata is 5.9 ± 0.2 Ma (Candiotti et al., 1990).

Tda Dacite lavas of Arcata (late Miocene) – Lava flows and domes of dacite lava containing abundant phenocrysts of plagioclase with lesser amounts of biotite and Fe-Ti oxides exposed in the vicinity of Minas de Arcata. K-Ar age determination of 6.1 ± 0.2 Ma was reported by Candiotti et al. (1990) on specimen from near probable vent area several kilometers northwest of Minas de Arcata.

Tu Umachulco Tuff (late Miocene) – Ash-flow sheet of typically densely-welded tuff of low-silica rhyolitic or dacitic composition containing abundant phenocrysts of plagioclase, biotite and clinopyroxene. Maximum thickness is approximately 100 meters. K-Ar ages on biotite of 6.3 ± 0.1 Ma and 6.3 ± 0.2 Ma were reported by Farrar and Noble (1976) and Candiotti et al. (1990).

Trlc Rhyolite lavas of Laguna Corococha (late Miocene) – Lava flows and domes of light tan to light gray weathering rhyolite typically containing abundant phenocrysts of plagioclase, quartz, sanidine and biotite. Unit locally exceeds several hundred meters in thickness. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-fusion age on single phenocryst of sanidine is 6.81 ± 0.01 Ma. Several domes included within the unit overlie the *ca.* 7.3 Ma tuff of Laguna Pariguanas.

Tad Andesite and dacite of probable late Miocene age (late Miocene (?)) – Lava flows, domes, breccia and related rocks of intermediate composition. Age is uncertain.

Taa Andesite of Cerro Aseruta (Pliocene and Miocene) – Flows of dark-gray lava of andesitic composition with intercalated beds of laharic breccia. Lavas were erupted from several vents, forming flows and flow-dome complexes capping the volcanic sequence in the northern part of the Cordillera Chila. Lavas range from aphyric to rocks containing in excess of 25% phenocrysts of plagioclase (commonly longer than 1 cm), orthopyroxene, clinopyroxene and Fe-Ti oxides. Maximum preserved thickness is approximately 300 meters at Cerro Aseruta.

In many places the lavas are propylitically altered or altered to quartz+alunite+pyrite. The Andesite of Cerro Aseruta is more silicic and in part more phenocryst-rich than the Andahua volcanics. K-Ar ages of 6.5 ± 0.2 and 7.7 ± 0.3 Ma on modified whole-rock specimens from Cerro Aseruta and Cerro Huayta, respectively, and an age of 7.4 ± 0.2 Ma on alunite from altered tuff underlying the unit and ages obtained on the underlying Tuff of Laguna Pariguanas suggest an age of about 7 Ma.

Tp Tuff of Laguna Pariguanas (late Miocene) – Ash-flow sheet consisting of compound cooling unit of poorly- to densely-welded, crystal-rich, light tan, rhyolitic ash-flow tuff. Tuff contains 15 to 35% phenocrysts of plagioclase, sanidine, biotite, hornblende, orthopyroxene, rutile, sphene and zircon. Megascopically visible sphene occurs throughout much of the sequence. Lithic fragments are predominantly volcanic, but include clasts of quartzite. Exposed thickness locally exceeds 100 meters and individual ash flows that make up the sequence are generally tens of meters thick. The age of the unit is about 7.3 Ma, based on K-Ar determinations on biotite of 7.1 ± 0.2 and 7.6 ± 0.3 Ma.

Tas Andesite of Cerro Sahuarque (middle Miocene) – Lava and breccia flows of andesitic to dacitic composition forming a central volcanic complex southeast of the Chinchón caldera. Lavas are typically dark gray to black and locally oxidized to red and purple, and typically contain abundant phenocrysts of plagioclase and hornblende with lesser amounts of biotite, clinopyroxene and/or orthopyroxene, Fe-Ti oxides, and trace zircon. Vapor-phase aggregates of alkali feldspar and tridymite are locally present. Thickness exceeds several 100 meters at Cerro Sahuarque and Cerro Condor and generally thins away from these eruptive centers. K-Ar age obtained on plagioclase is 11.4 ± 0.6 Ma.

Tm Rhyolite domes of Nequeta (middle Miocene) – Flow domes and underlying pyroclastic surge deposits exposed in the southeastern part of the Orcopampa quadrangle. Composed of white to light tan, glassy to devitrified rhyolite lava with light purple hues possessing highly contorted flow banding. Domes typically grade inward from glassy basal zones to devitrified rock. Lavas contain 5 to 15% phenocrysts of sanidine and/or plagioclase and quartz with trace amounts of biotite, apatite and sphene; fine-grained Fe-Ti oxides are abundant within the groundmass. Maximum preserved thickness is about 100 meters. The Andesite of Cerro Sahuarque, dated at about 11.4 Ma, overlies a dome assigned to this unit in the Anchaca Valley, and many domes are younger than the Huayta Tuff.

Rocks of the Huayta caldera (middle Miocene) – Sequence of complexly intercalated intracaldera ash-flow tuff, associated slide blocks and breccia lenses, outflow tuff and surge deposits related to eruptions and attendant subsidence that resulted in the formation of the Huayta caldera between about 11 and 12 Ma. The Huayta caldera is located within the northern portion of the Chinchón caldera. Vertical compositional zonation appears to be defined both by the upward increase in phenocrysts in the tuff of Huancarama and by the more

phenocryst-rich character of the tuff of Cerro Hospicio relative to that of the underlying tuff of Cerro Huayta. Although the rocks of the Huayta caldera are provisionally considered to reflect a single volcanic event, the appreciably older radiometric age obtained on the tuff of Cerro Huayta allows the possibility of two distinct eruptive events separated by 1 to 2 million years.

Thc Tuff of Huancarama (middle Miocene) – Unit of poorly- to densely-welded rhyolitic ash-flow tuff. Tuff is predominantly crystal-poor to aphyric, although flows in the upper part of the unit contain 5 to 10% phenocrysts of sanidine, quartz, biotite, hornblende and sphene. Because of the generally crystal-poor nature of the tuff, sphene composes a greater percentage of the phenocrysts than in other more crystal-rich tuffs in the quadrangle. The tuff of Huancarama is included with the rocks of the Huayta caldera based on its general petrography and age. Thickness is approximately 100 meters. Residual cores of nonhydrated glass are locally present in densely welded, aphyric tuff, and a K-Ar age on nonhydrated glass of 11.1 ± 0.2 Ma was reported by Farrar and Noble (1976).

Thu Tuff of Cerro Upacabana – Typically white rhyolitic tuff of pyroclastic surge and ash-flow origin that is petrographically similar to the upper parts of the tuff of Cerro Hospicio. The unit includes associated lacustrine deposits. Contains phenocrysts of quartz, sanidine, plagioclase and biotite. Large lithic clasts, predominantly quartzite, are common. Maximum thickness is about 250 meters. The age of the unit is constrained by the occurrence of cross-bedded and laminated fine-grained deposits near Estancia Anchaca beneath the andesites of Cerro Sahuarque, which is dated at approximately 11.4 Ma.

Tho Tuff of Cerro Hospicio – Unit composed of white to buff, moderately- to densely-welded rhyolitic ash-flow tuff containing about 5% phenocrysts of plagioclase, quartz, biotite, sanidine, hornblende and apatite. Western portion of unit overlies intracaldera breccias of the Huayta caldera; eastern portion overlies Santa Rosa volcanics. The maximum exposed thickness of the unit is approximately 200 meters. K-Ar ages on biotite are 10.8 ± 0.4 and 11.4 ± 0.3 Ma.

Thb (Thb5, Thb4, Thb3, Thb2, Thb1) Intracaldera breccia – Bodies of very coarse breccia intercalated with the tuff of Cerro Huayta. Breccia in the southern portion of Huayta caldera composed mostly of blocks of Manto Tuff is labeled Thb1; breccia in the southeastern portion of the caldera breccia mainly consists of blocks of Santa Rosa volcanics is labeled Thb2; in both units blocks of volcanic rocks are accompanied by blocks of Mesozoic quartzite and limestone. Breccias composed of blocks of multiple lithologies are labeled Thb3 and masses of coherent volcanic rock more than 100 meters in length, typically lava, of probable slide block origin are labeled Thb4. Slide blocks of quartzite in excess of 100 meters in length are mapped as Thb5. Near the caldera margin, some breccia consists entirely of the local wall rock with little relative block displacement and may include blocks as large as tens of meters

in diameter; average block size decreases to less than 0.5 meters several hundred meters from the caldera margin. Exposed thickness is several hundred meters, but total original thickness in places was probably considerably greater.

Thh Tuff of Cerro Huayta – Poorly to densely- welded multiple-flow unit of dark gray, very phenocryst-poor, rhyolitic intracaldera ash-flow tuff exposed within the Huayta caldera; eruption of the unit was directly related to the formation of the caldera. Medial vitrophyres 5 to 15 meters thick are present in the northern and southern parts of the unit. Tuff contains about one percent phenocrysts of plagioclase, quartz, biotite and clinopyroxene. Collapsed pumice fragments with high aspect ratios are commonly readily visible on weathered surfaces. The unit is incompetent because of pervasive platy fracturing and commonly forms scree slopes. Over broad areas the unit is hydrothermally altered, typically to a mixture of quartz, alunite and pyrite. Exposed tuffs are only several hundred meters thick, but total thickness is probably much greater. A K-Ar age 12.7 ± 0.4 Ma has been obtained on phenocrystic biotite from unaltered vitrophyre.

Tcp Chipmo Tuff (middle Miocene) – Partly- to densely-welded unit of completely unaltered ash-flow tuff overlying altered lavas and tuffs that host the veins of the Chipmo section of the Orcopampa district. Unit contains abundant phenocrysts of quartz, plagioclase, sanidine, biotite and Fe-Ti oxides. Maximum exposed thickness is less than 50 meters. A laser-fusion $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age on individual sanidine phenocrysts is 14.16 ± 0.025 Ma.

Ts Sarpane volcanics (early Miocene) – Dark gray to purplish-gray flow domes, lava flows, flow carapace breccias and dikes of dacitic to andesitic composition containing phenocrysts of plagioclase and hornblende with variable amounts of quartz, biotite, orthopyroxene, clinopyroxene, apatite and Fe-Ti oxides. Domes may reach several 100 meters in thickness. Sinter deposits (Tss) are locally present. A number of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations show that most of the unit was deposited between about 9.5 and 9.0 Ma, although two K-Ar ages on biotite of 18.3 ± 0.6 and 18.6 ± 0.6 Ma suggest that somewhat younger flows may locally be present on the east side of the Orcopampa Valley.

Precious-metal mineralization in the Orcopampa district, including both the main part and the Chipmo zone on the west side of the Orcopampa Valley, is most closely associated with the Sarpane volcanics, even though about a million years elapsed between the end of the main phase of Sarpane volcanic activity and mineralization at Orcopampa. At both parts of the district, dikes of rhyolitic to andesitic composition were intruded along north-northeast striking pre-mineral faults. The Nazareno dike at Chipmo postdates acid-sulfate alteration and pre-dates gold mineralization. Although there is a discrepancy between the plateau and isochron ages obtained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, the dike, which closely parallels the Nazareno vein, provides important constraints. A reasonable hypothesis is that magmatism that resulted in the dikes at Chipmo and Orcopampa was also responsible for mineralization (Tosdal et al., 1995).

Tac Andesite of Collpa – Consists of flows of dense, black to gray andesite comprising a well-defined central volcano. Dip of flows shows that the center of the volcano is located in the general vicinity of pueblo Collpa. Lavas contain abundant large phenocrysts of plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, and iron oxide phases; biotite and hornblende are conspicuously absent. Initial dip of flows shows that the Although locally altered in the vicinity of veins, the unit has not been pervasively altered as has the lithologically similar, but slightly older, Santa Rosa volcanics. Preserved and exposed thickness northeast of Pueblo Umachulco exceeds 1000 meters. The reported $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age is imprecise, and the volcano is clearly younger than the Tuff of Quebrada Achaco.

Tqa Tuff of Quebrada Achaco – Unit of typically densely welded ash-flow tuff of high-silica rhyolite composition. Contains abundant large phenocrysts of sanidine, quartz and sodic plagioclase accompanied by small amounts of biotite. Age of 19.47 ± 0.025 Ma obtained by laser-fusion analysis of sanidine phenocrysts is consistent with ages obtained on overlying Sarpane volcanics.

Rocks of Chinchón caldera (early Miocene) – Outflow and intracaldera ash-flow tuff, surge and lacustrine deposits, and intrusive rocks associated with eruption of the Manto Tuff and formation of the Chinchón caldera. The general absence of slide blocks within the intracaldera tuff prism, the steepness of the caldera wall and the presence of porphyry dikes near to, and paralleling, the southern margin of the caldera, suggest that at least the southern part of the caldera margin approximates the position of the original ring-fracture zone.

Tmd Porphyry dikes and stocks – Porphyritic dikes and small stocks of silicic to intermediate composition exposed both near the center and near the margins of the Chinchón caldera. Dikes near the margin parallel the steeply-dipping (about 75°) caldera margin and several cut quartzite of the caldera wall as well as intracaldera tuff. Rocks which commonly are reddish in outcrop, contain phenocrysts of plagioclase, quartz, biotite, hornblende, clinopyroxene, Fe-Ti oxides and apatite. K-Ar ages of 19.7 ± 0.6 and 19.9 ± 1.0 Ma have been obtained on biotite from slightly altered rock.

Tml La Lengua tuff – Volcanic surge, volcanic sandstone, and tuffaceous fluvial and lacustrine deposits with interbeds of freshwater limestone. Volcaniclastic rocks contain abundant phenocrysts of quartz, sanidine, plagioclase and biotite. The unit is white to light gray, thin- to medium-bedded, well-sorted and well-lithified. The presence of abundant sanidine and quartz phenocrysts and the stratigraphic position between the Manto Tuff and the Sarpane volcanics suggest that the unit represents a late phase in the eruption of the Manto magmatic system. Maximum thickness is about 50 meters.

Tmi/Tmb/Tm Manto Tuff – Typically thick, densely welded and resistant, cliff-forming unit of ash-flow tuff consisting of a regionally extensive, compositionally-zoned outflow sheet and a well-exposed intracaldera tuff prism (Tmi). West of the Chinchón caldera, outflow tuffs

comprise a single cooling unit with a maximum preserved thickness of about 250 meters. Directly east of the caldera, the Manto Tuff is much thinner, apparently reflecting paleotopographic relief. At the type area north of the Río Huancarama in the northern part of the Orcopampa quadrangle, the unit is composed of two distinct cooling units separated by a zone of white, argillically altered, originally glassy nonwelded to partially welded tuff; thickness of the upper and lower units are 225 meters and 400+ meters, respectively. Intracaldera tuff is best exposed in the southern part of the Chinchón caldera, where it abuts the caldera wall. Exposed thickness of the intracaldera tuff prism, measured from the lowest exposure in Quebrada Miña to the top of Cerro Casiri, is about 2 kilometers. Large (greater than 300 meters in diameter) quartzite slide blocks (Tmb) are present in several places and intracaldera breccias (Tmb) are shown on the cross sections.

In most places the Manto Tuff is densely welded. Pumice fragments are common and eutaxitic structure is readily recognizable. Fresh tuff is generally gray. A distinctive basal vitrophyre is present west of the caldera, and discontinuous medial vitrophyres are present in the intracaldera section. Phenocrysts of plagioclase, quartz, biotite, hornblende, Fe-Ti oxides and trace apatite are abundant. Total phenocryst content, and particularly the amount of biotite, hornblende and Fe-Ti oxides, are greatest in the upper portions of the outflow sheet and in intracaldera tuff. Some rocks, particularly from lower portions of the outflow sheet, contain varying amounts of sanidine and may lack hornblende.

Sphene, orthopyroxene or allanite are present in a few specimens. Lithic fragments are sparse in both outflow and intracaldera tuff. Tuff of the intracaldera prism and the upper part of the outflow sheet near the caldera contains texturally and mineralogically distinctive masses of dacite as much as 10 cm in diameter containing abundant phenocrysts of plagioclase and hornblende with small to trace amounts of biotite. The rounded and generally somewhat flattened character of these inclusions indicate that they consist of originally unvesiculated to slightly vesiculated masses of magma. The marked difference in phenocryst composition indicates that they represent a magma distinct from that from which the ash-flow tuffs were derived. The age of the Manto Tuff is about 19.7 Ma, based on the three $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations. This age is about 0.3 million years younger than the average of six K-Ar determinations on biotite and hornblende from out-flow sheet and intracaldera tuff.

Trch Rhyolite of Pueblo Chipmo (early Miocene) – Volcanic domes and associated short flows of rhyolite containing abundant large phenocrysts of plagioclase and biotite. Maximum exposed thickness is greater than 400 meters. Isochron and plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on biotite of 20.04 ± 0.27 and 20.08 ± 0.14 Ma, respectively, confirm that the Rhyolite of Pueblo Chipmo is slightly older than the Manto Tuff and younger than the Santa Rosa volcanics.

Santa Rosa volcanics (early Miocene) – Intercalated lava flows and lenses of lahatic and flow breccia of pyroxene andesite with intercalated units of silicic ash-flow tuff (Tsr). The sequence is interpreted as consisting of the eroded remnants of coalescent central volcanoes.

Tsr In many places the lava flows, breccias and tuffs are cut by dikes, sills and irregular intrusions of similar lithology. Thinly-bedded, fine-grained sedimentary rocks and lenses of conglomerate containing blocks of Mesozoic quartzite and limestone present in the area of the Orcopampa mine reflect concurrent tectonic activity. Rocks are typically pervasively propylitically altered, and weathered exposures commonly are dark green to red. Lavas contain phenocrysts of plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and Fe-Ti oxides, commonly altered, in a fine-grained, typically greenish, altered matrix. Maximum exposed thickness is locally more than 500 meters; original thickness ranged from a few tens of meters near paleotopographic highs to an estimated 1,500 meters or more at eruptive centers. Two K-Ar ages of 20.1 ± 0.6 and 22.9 ± 0.7 Ma on intercalated tuff units are only slightly older than the overlying Manto Tuff.

Tsrt Ash-flow tuff – Typically discontinuous units of typically densely welded ash-flow tuff of rhyolitic to dacitic composition are present in various areas. Only the thickest units are shown on the map. The tuffs contain abundant phenocrysts of plagioclase, quartz, biotite and hornblende, with the large size of biotite phenocrysts helping to distinguish the unit from the Manto Tuff. A sequence of ash-flow tuff, locally termed the Pisaca tuff, reaches a thickness of about 60 meters near Orcopampa, but most flows are between less than 5 and 20 meters thick.

Tj Jallua Tuff (early Oligocene) – Densely-welded, in places granophyrically crystallized, rhyolitic ash-flow tuff composing a multiple-flow, resistant ash-flow sheet is exposed in the southwestern corner of the Orcopampa quadrangle in the vicinity of Jallua. Unit is present in adjacent quadrangles and can be traced in a north-south direction for about 30 kilometers. Generally dark reddish and white tuff contains abundant phenocrysts of quartz, plagioclase, sanidine, biotite, hornblende, Fe-Ti oxides and sphene and several percent altered white lithic fragments. Tuff is locally propylitically altered. Thickness locally exceeds 700 meters. Laser-fusion $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of sanidine phenocrysts from a specimen from the central part of the units yielded an age of 30.30 ± 0.07 Ma; the unit is the oldest volcanic unit presently known on the Pacific slope and southwestern part of the High Plateaus of southern Peru (Noble et al., 2003). The thickness and physical characteristics of the unit suggest that it is a remnant of a major regional ash-flow sheet erupted from a caldera complex somewhere to the east or northeast.

PRE-TERTIARY SEDIMENTARY ROCKS

[A concordant sequence of sedimentary rocks of Mesozoic age (Jenks, 1948; Benavides, 1962; Arenas, 1975; Dávila, 1988; Caldas, 1994) that were deformed during late Mesozoic and Cenozoic time (Audebaud and Vatin-Perignon, 1976; Vicente et al., 1979; Noble, 1985; Klinck, 1986; Ellison, 1989; Vicente, 1989; Palacios, 1993). Formation assignments of Mesozoic units are from Caldas (1993).]

Ka Arcuquina Formation (Lower to Upper Cretaceous) – Thick- to thin-bedded, light gray limestone with chert horizons. Correlates with the Chulec, Pariatambo and Jumasha Formations of central Perú. Thickness in the Orcopampa quadrangle ranges from about 200 to 250 meters.

Km Murco Formation (Lower to Upper Cretaceous) – Violet to red sandstone interbedded with purple shale that on weathering forms smooth topography. Correlates with the Goyllarisquizga Group of central Perú. Thickness is approximately 175 meters in the Orcopampa quadrangle.

Jku Yura Group (Jurassic to Lower Cretaceous) – The Yura Group within the Orcopampa quadrangle is composed almost entirely of dense, resistant quartzite of the Hualhuani Formation, with a maximum thickness of about 400 meters. In the Chivay quadrangle, one of the thickness of the Hualhuani Formation has been attributed to thrust faulting by Klinck (1986); Vicente (1989) reports a true thickness of less than 100 meters. Thin-bedded black shale interbedded with quartzite crops out east of the Shila district and in the valley of Río Miña in the southernmost part of the Orcopampa quadrangle. The Gramadal, Labra, Cachios and Puente Formations of the Yura Group that underlie the Hualhuani Formation may crop out locally within the quadrangle may have a possible aggregate thickness in excess of 2000 meters (Caldas, 1993; Vicente, 1988). Undifferentiated units of Mesozoic, Paleozoic and Precambrian age may be included within the Yura Group, as shown on the cross sections.

ISOTOPIC DATING

Isotopic age determinations summarized on the map have been made in several laboratories using both K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods. Determinations by the K-Ar method have been mostly made in laboratories of the U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA. More recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using state-of-the-art methods has been done at the Geochronological Laboratory of the New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Socorro, New Mexico. Almost all of the samples were prepared for dating by Swanson and Noble.

SELECTED REFERENCES

- Arenas F., M.J., 1975, Geología de la mina Orcopampa y alrededores, Arequipa: Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 46, p. 9-24.
- Audebaud, E., and Vatin-Perignon, N., 1976, The volcanism of the northern part of Peruvian Altiplano and of the Oriental Cordillera on a traverse Quincemil-Sicuani-Arequipa: Proceedings of the symposium on Andean and Antarctic volcanology problems – International Association of Volcanism and Chemistry of Earths Interior, p. 5-38.
- Benavides C., V.E., 1962, Estratigrafía pre-Terciaria de la región de Arequipa: Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 36, p. 5-63.
- Blés, J.L., 1989, Contexte structural des minéralisations aurifères épithermales d'Orcopampa-Layo et Shila (département d'Arequipa, Pérou): Rapport Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), no. 89, PER 054 GEO.
- Caldas V., J. 1993 (1994), Geología de los cuadrángulos de Huambo y Orcopampa (Hojas 32-s y 31-r): Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Serie A, Carta Geológica Nacional (Perú), Boletín no. 46, 62 p.
- Candiotti R., H., Noble, D.C., and McKee, E.H., 1990, Geological setting and epithermal silver veins of the Arcata district, southern Peru: Economic Geology, v. 85, p. 1473-1490.
- Dávila M., D., 1988, Geología del cuadrángulo de Cailloma (Hoja 31-s): Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Serie A: Carta Geológica Nacional (Perú), Boletín no. 40, 85 p.
- Ellison, R.A., Klinck, B.A., and Hawkins, M.P., 1989, Deformation events in the Andean orogenic cycle in the Altiplano and Western Cordillera, southern Perú: Journal of South American Earth Sciences, v. 2, p. 263-276.
- Farfán, C.A., 1965, Reconocimiento geológico preliminar de Orcopampa y alrededores: Unpublished tesis Bachill., Arequipa, Universidad San Agustín, p. 79.

- Farrar, E., and Noble, D.C., 1976, Timing of late Tertiary deformation in the Andes of Perú: Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 1247-1250.
- Gibson, P.C., 1992, The Calera vein system, Orcopampa district, Perú: Interrelation among magmatism, tectonism and hydrothermal activity in the formation bonanza Ag-Au mineralization: Unpublished Ph.D. dissertation, Reno, University of Nevada, Reno, 157 p.
- Gibson, P.C., Noble, D.C., and Larson, L.T., 1990, Multistage evolution of the Calera epithermal Ag-Au vein system, Orcopampa district, southern Peru: First results: Economic Geology, v. 85, p. 1504-1519.
- Gibson, P.C., Noble, D.C., Benavides G., R., and Mayta T., O., 1993, Discovery and development of a blind bonanza Au-Ag vein deposit, Orcopampa district, southern Peru: International Geological Review, v. 35, p. 780-796.
- Gibson, P.C., McKee, E.H., Noble, D.C., and Swanson, K.E., 1995, Timing and interrelation of magmatic, tectonic, and hydrothermal activity at the Orcopampa district, southern Perú: Economic Geology, v. 90, p. 2317-2325.
- Hoempler, A.L.O., 1962, Valle de los volcanes Andahua, Arequipa: Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 37, p. 59-69.
- Injoque E., J., Valera L., J., Mayta, O., García, J.L, Valdevia, J., Minaya, R., Meza, J., and Barrionuevo, H., 1995, El Complejo Volcánico Sarpane y relación a la mineralización epitermal, Distrito Minero de Orcopampa: Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar Alberto Benavides, p. 127-133.
- Jenks, W.F., 1948, Geología de la Hoja de Arequipa al 1/200,000: Instituto Geológico del Perú, Boletín, no. 9, 204 p.
- Kamilli, R.J., 1974, Paragenesis of the Manto vein: Private report, Compañía de Minas Buenaventura S.A., Lima, 14 p.
- Kaneoka, I., 1982, K/Ar age determination of the late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, Southern Perú: Rock Magnetism and Paleogeophysics, v. 9, p. 111-116.
- Kaneoka, I., and Guevara, C., 1984, K/Ar age determinations of the late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, southern Perú: Geochemical Journal, v. 18 (5). p. 233-239.

- Klinck, B.A., Ellison, R.A., and Hawkins, M.P., (compilers), 1986, The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano west of Lake Titicaca, southern Perú: Lima, British Geological Survey-Instituto Geológico Minero Metalurgico, 353 p.
- Mayta, O., and Lavado, M., 1995, Controles estructurales de la mineralización de la veta Calera Orcopampa – Arequipa Sur-Perú, Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar Alberto Benavides, p. 193-204.
- Mayta, O., Barrionuevo, H., Noble, D.C., Petersen, U., and Vidal, C.E., 2002, Vetas de oro nativo y telururos de oro en el sector Chipmo, distrito minero de Orcopampa, sur del Perú: Sociedad Geológica del Perú, XI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes.
- McKee, E.H., and Noble, D.C., 1989, Tectonic events, magmatic pulses, and base- and precious-metal mineralization in the central Andes: *in* Ericksen, G.E., Cañas-Pinochet, M.T., and Reinemund, J.A., eds., Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, v. 11, p. 189-194.
- Noble, D.C., 1972, Reconnaissance of the stratigraphy and structure of Cenozoic volcanic rocks of the Orcopampa district, north Andagua Valley, and their relation to silver mineralization: Private report, Compañía de Minas Buenaventura S.A., 16 p.
- Noble, D.C., 1992, Geology of the Orcopampa quadrangle, southern Perú: Private report, Compañía de Minas Buenaventura S.A., Lima, 25 p.
- Noble, D.C., McKee, E.H., Farrar, E., and Petersen, U., 1974, Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Perú: Earth and Planetary Science Letters, v. 21, p. 213-220.
- Noble, D.C., Sébrier, M., Mégard, F., and McKee, E.H., 1985, Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Perú: Earth and Planetary Science Letters, v. 73, p. 345-349.
- Noble, D.C., Eyzaguirre, V.R., and McKee, E.H., 1989, Precious-metal mineralization in the Andes of Perú: *in* Ericksen, G.E., Cañas-Pinochet, M.T., and Reinemund, J.A., eds., Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, v. 11, p. 207-212.
- Noble, D.C., Navarro C., P.A., McKee, E.H., and Quispesivana Q., L., 2002a, Eruptive history of the Pliocene Cailloma caldera, high plateau province of southern Perú: Sociedad Geológica del Perú, XI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, p. 202.

- Noble, D.C., Navarro C., P.A., Quispesivana Q., L., and Spell, T., 2002b, Highly differentiated “topaz” rhyolite in the high plateau province of southern Perú: Sociedad Geológica del Perú, XI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, p. 203.
- Noble, D.C., Navarro C., P.A., Quispesivana Q., L., Peters, L., and McKee, E.H., 2003, Ash-flow sheets of early Miocene and early Pliocene age are present in the Castillo de Callalli, Arequipa Department, Southern Perú: Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 95, *in press*.
- Noble, D.C., Swanson, K.E., Mayta, O., Barrionuevo, H., and Peters, L., 2004, The Jallua Tuff, a voluminous early Oligocene ash-flow sheet preserved west of the Andahua Valley, southern Perú, and its regional geological significance: Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 96, *in press*.
- Palacios, O., De La Cruz, J., De La Cruz, N., Klinck, B. A., Ellison, R.A., and Hawkins, M.P., 1993, Geología de la cordillera occidental y altiplano al oeste del Lago Titicaca - Sur del Perú (Proyecto integrado del Sur, Hojas: 31-t, 31-u, 31-v, 31-x, 31-y, 32-s, 32-t, 32-u, 32-v, 32-x, 32-y, 33-v, 33-x, 33-y, 33-z); Instituto Geológico Minero y Metalúrgico and British Geological Survey, Serie A: Carta Geologica Nacional (Perú), Boletín no. 42, 257 p.
- Petersen, U., 1982, Interpretación de la franja mineralizada en las vetas de Orcopampa: Private report, Compañía de Minas Buenaventura S.A., 46 p.
- Petersen, E.U., Petersen U., and Hackbarth, C.J., 1990, Tetrahedrite compositional zoning and ore distribution in the Orcopampa vein system, Orcopampa, Peru: Economic Geology, v. 85, p.a 1491-1503.
- Portocarrero, J.M., 1960, Reconocimiento geológico del valle de Andahua: Unpublished tesis Bachill., Arequipa, Universidad San Agustín, 55p.
- Rançon, J. Ph., 1989, Etude géo-volcanologique des prospectes épithermaux d’or et d’argent épithermaux d’Orcopampa-Layo et Shila (département d’Arequipa, Pérou): Rapport, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, no. 89, PER 059 GEO.
- Rançon, J. Ph., 1989, Etude géo-volcanologique des prospectes épithermaux d’or et d’argent d’Orcopampa-Layo et Shila (département d’Arequipa, Sud Pérou): *in* Bureau de Recherches Géologiques et Minières, principaus resultats scientifiques et techniqques, p. 173-174.

- Rañon, J. Ph., Blès, J.L., Tegye, M., and Lemièrre, B., 1988, Lithostructural setting of the Orcopampa (Au-Ag), Shila (Au, Ag) and Layo (Cu, Sn, Au) epithermal mineralization (south Perú): Part I: Lithostructure and petrology of the volcanic host rocks: Bureau of Recherches Géologiques et Minières, B.P. 6009, 45060 Orleans Cedex 02, France, unpublished manuscript, 59 p.
- Swanson, K.E., 1991, Ore petrology of Minas Shila: Unpublished report, Mackay School of Mines, University of Nevada, Reno, 11 p.
- Swanson, K.E., 1998, Geology of the Orcopampa 30 minute quadrangle, southern Perú, with special focus on the evolution of the Chinchón and Huayta Calderas: Unpublished Ph.D. dissertation, Reno, University of Nevada, Reno, 320 p.
- Swanson, K.E., Noble, D.C., McKee, E.H., and Gibson, P.C., 1993, Collapse calderas and other Neogene volcanic and hydrothermal features of the Chila cordillera and adjacent areas, southern Perú: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 25, p. 154.
- Tosdal, R.M., Gibson, P.C., and Noble, D.C., 1995, Metal sources for Miocene precious-metal veins of the Orcopampa, Shila, Cailloma and Arcata mining districts, southern Perú: Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar Alberto Benavides, p. 311-326.
- Tudela, M., 1918, Minas de Orcopampa: Unpublished report in the files of Compañía de Minas Buenaventura S.A., 11 p.
- Weibel, M., Fragipane, M., and Fejér, Z., 1978, Rezenten vulkanismus im tal von Anduagua (Dept. Arequipa, Süd-Perú: Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen, v. 58, no. 1-2, p. 157-161.
- Weibel, M., Fragipane-Geysel, M., and Hunziker, J., 1978, Ein Beitrag zur Vulkanologie Süd-Perú: Geologische Rundschau, v. 67, p. 243-252.
- Venturelli, G., Fragipane, M., Weibel, M., and Antiga, D., 1978, Trace element distribution in the Cainozoic lavas of Nevado Coropuna and Andagua Valley, central Andes of southern Peru: Bulletin of Volcanology, v. 41-43, p. 213-228.
- Vicente, J.-C., Sequeiros, F., Valdivia, M.A., and Zavala, J., 1979, El sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta: Elementos del accidente mayor andino al NW de Arequipa. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 61, p. 67-99.
- Vicente, J.-C., 1989, Early Late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Perú, in Ericksen, G.E. Cañas-Pinochet, M.T., and Reinemund, J.A., eds.,

Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources:
Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, v. 11, p. 91-117.

BOLETÍN N° 137
Serie A: Carta Geológica Nacional

MAPA GEOLÓGICO DEL CUADRÁNGULO DE ORCOPAMPA (SUR DEL PERÚ)

Por:

Kirk E. Swanson¹, Donald C. Noble², Katherine A. Connors³, Oscar Mayta T.⁴,
Edwin H. McKee⁵, Agapito Sánchez P.⁶, and Matthew T. Heizler⁷

¹ 632 Tam Way, Reno, Nevada 89503, U.S.A. email: kswanson@nimbusengineers.com

² 3450 Rolling Ridge Road, Reno, Nevada 89506, U.S.A. email: dcn@kori.reno.nv.us

³ 2420 West Quinn Avenue, Littleton, Colorado 80120, U.S.A. email: kconnors@gdata.com

⁴ Compañía de Minas Buenaventura S.A.A., Carlos Villaran 790, Urb. Santa. Catalina,
Lima 13, Perú. email: omayta@buenaventura.com.pe

⁵ 345 Middlefield Road, Menlo Park, California 94025 U.S.A. email: mckee@usgs.gov

⁶ Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú, Av. Canadá No. 1470,
Lima, 41, Perú. email: asanchez@ingemmet.gob.pe

⁷ New México Bureau of Mines and Mineral Resources, Socorro,
New México 87801. U.S.A. email: matt@nmt.edu



Lima - Perú
Marzo - 2004



INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO

JAIME QUIJANDRÍA SALMÓN
Ministro de Energía y Minas

CÉSAR POLO ROBILLIARD
Viceministro de Minas

RÓMULO MUCHO MAMANI
Presidente del Consejo Directivo del INGEMMET

ALBERTO MANRIQUE POSTIGO
MIGUEL CARDOZO GOYTIZOLO
JUAN CARLOS BARCELLOS MILLA
VÍCTOR LAY BIANCARDI
VÍCTOR BENAVIDES CÁCERES
Consejo Directivo

FUNCIONARIOS TÉCNICOS RESPONSABLES

OSCAR PALACIOS MONCAYO
Director de Geología Regional

FRANCISCO HERRERA ROMERO
Director de Sistemas de Información

Primera Edición, INGEMMET 2004
Coordinación, Revisión y Edición
Dirección de Sistemas de Información, INGEMMET
Lima - Perú
Se terminó de imprimir el de del año 2004 en los talleres del INGEMMET

Hecho el Depósito Legal N°
Razón Social : Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET)
Domicilio : Av. Canadá 1470, San Borja - Lima-Perú

Contenido

INTRODUCCIÓN	1
CUADRÁNGULO DE ORCOPAMPA	3
DESCRIPCIÓN DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	3
Depósitos Superficiales	3
Rocas Volcánicas Cenozoicas	4
Rocas Sedimentarias Pre-Terciarias	13
DATACIÓN ISOTÓPICA	13
BIBLIOGRAFÍA	15

INTRODUCCIÓN

El mapa geológico del cuadrángulo de Orcopampa es el resultado del trabajo de un periodo de tres décadas. El cartografiado se ha enfocado en las rocas volcánicas de edad cenozoica, así como la distribución e identificación de las unidades mesozoicas está basado principalmente en CALDAS, J., (1993).

Los trabajos sobre la estratigrafía volcánica y sus estructuras en los alrededores de la mina Orcopampa y en otras partes del cuadrángulo fueron llevadas a cabo por ARENAS, M. y NOBLE, D.C. en 1972. Las dataciones isotópicas reportadas por FARRAR, E. y NOBLE, D.C., (1976) y los trabajos subsecuentes han establecido un rango notable de edad de las rocas cenozoicas en el cuadrángulo de Orcopampa. Los geólogos de la Compañía de Minas Buenaventura S.A. y las compañías asociadas por muchos años cartografiaron en detalle los sectores este y sureste de la mina Orcopampa y NOBLE, D.C. en varias oportunidades hizo observaciones pertinentes en las áreas circundantes y dentro del cuadrángulo de Orcopampa.

Durante cinco campañas de campo llevadas a cabo entre los años 1985 y 1991, SWANSON, K.E., cartografió en la Cordillera Chila, centrándose particularmente en el colapso de la caldera, en la parte central. También hizo un reconocimiento en otras áreas con el fin de elaborar un mapa geológico de todo el cuadrángulo de Orcopampa. Sus resultados fueron reportados por SWANSON, K.E. et al., (1993) y SWANSON, K.E., (1998). Posteriormente, fueron los geólogos de Buenaventura y el segundo autor de la presente publicación quienes llevaron a cabo estudios geológicos adicionales, particularmente en el área de la mina Chipmo, en el flanco oeste del valle de Orcopampa.

Los contactos se transfirieron de las fotografías aéreas a color a escala aproximada 1:50 000 a los mapas topográficos a escala 1:50 000, y de los mapas detallados del distrito minero de la Compañía de Minas Buenaventura S.A., Compañía de Minas Orcopampa S.A., Buenaventura Ingenieros S.A., Cedimin, Minera Shila S.A. y Minas Arcata S.A. En la preparación del mapa se utilizó el software ArcInfo, en los laboratorios del U.S. Geological Survey, Reno, Nevada, WMC, Exploration, Inc., Reno, Nevada y Denver, Colorado, y con los servicios del Dr. Katherine A. Connors en Denver, Colorado, USA.

El trabajo no habría sido posible sin el apoyo de la Compañía de Minas Buenaventura S.A. y sus subsidiarias, además de los geólogos, ingenieros mineros y otros de la división de la unidad Orcopampa. En particular, agradecemos el interés y apoyo brindado por Don Alberto Benavides de la Quintana, fundador y Presidente del Directorio de Buenaventura y del Ingeniero Raúl Benavides G., de Buenaventura.

CUADRÁNGULO DE ORCOPAMPA

DESCRIPCIÓN DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Lo siguiente es una descripción algo más detallada de las unidades de rocas que afloran en el cuadrángulo de Orcopampa. Para discusiones más detalladas de las unidades referirse a SWANSON, K.E. & NOBLE, D.C., (1998) y NOBLE, D.C. et al., (2003). La separación de las unidades en el mapa siguieron los procedimientos estándares largamente usados por los geólogos del Servicio Geológico y otras organizaciones de los Estados Unidos de Norteamérica.

Depósitos Superficiales

La edad de los depósitos superficiales ha sido inferida de la disección de la superficie local y de su relación con depósitos volcánicos y glaciares. Estos depósitos corresponden a las secuencias superficiales de edad cuaternaria siendo el resultado de la denudación de las rocas preexistentes y otras que se relacionan con la acción de los glaciares o la actividad volcánica cuaternaria.

Depósitos Aluviales y Coluviales (Cuaternario), **Qa**. Limos inconsolidados, arenas y gravas, incluyendo abanicos aluviales, cauce de los ríos, llanuras de inundación, terrazas y depósitos lacustres. Los depósitos coluviales consisten de detritus más heterogéneos e incluyen depósitos de talud y de pendientes. El grosor basal de estas unidades es muy variado y puede ser de muchos cientos de metros.

Depósitos de Deslizamiento (Cuaternario), **Ql**. Rocas pobremente seleccionadas y bloques que en algunos lugares cubren áreas que superan los 5 km². Abundan deslizamientos de tierra por lo escarpado de las pendientes, originados a su vez por los rápidos levantamientos y la erosión fluvio-glaciar.

Depósitos Glaciares (Cuaternario). Morrenas laterales y terminales, además glaciares ricos en bloques de rocas, su grosor varía de algunos metros a cientos de metros.

Glaciares de Roca, Qrg. Compuestos por grandes bloques angulares (de 1 a 5 m de diámetro) acompañados por poco material intersticial. Se encuentran en alturas que superan los 4 500 msnm, dentro de los circos glaciares, debajo de áreas con taludes escarpados y topografía accidentada. Los frentes de escarpas son inestables con mínimo crecimiento de líquenes que sugieren la posible presencia de núcleos de hielo intersticial activos.

Morrenas y Depósitos Glaciares, Qg/Qgm. Consisten predominantemente de gruesos depósitos glaciares compuestos de bloques y cantos del Pleistoceno y posiblemente Holoceno, están expuestos en el sector noreste del cuadrángulo, en áreas de topografía suave y generalmente de gradientes de corrientes más bajas que en el sector sur del cuadrángulo. Las morrenas laterales y terminales muy jóvenes (Qgm), preservadas sobre los 4 500 msnm generalmente tienen un grosor menor a 100 m. Las crestas de las morrenas en su mayoría son redondeadas y están algo disectadas por la erosión.

Rocas Volcánicas Cenozoicas

Las tobas y lavas fueron erupcionadas durante el Neógeno a través de sistemas de conductos, incluyendo fisuras curvadas asociadas con áreas de caldera en colapso (por ejemplo Chinchón, Huayta, Cailloma), dentro y adyacentes al cuadrángulo de Orcopampa. Las rocas del Neógeno inferior fueron plegadas durante el Mioceno inferior a medio, y sólo las unidades más jóvenes están sin deformación. Las unidades de rocas volcánicas están definidas por su litología y otros criterios objetivos y representan elementos que pueden reconocerse y cartografiarse en el campo asignando nombres informales derivados de las características geográficas y culturales en áreas donde las unidades están bien desarrolladas. En resumen, el trabajo siguió los procedimientos estándares usados por el US Geological Survey y por otros autores y organizaciones en los Estados Unidos. Las determinaciones de edad por el método Potasio-Argón fueron realizados en los laboratorios de la USGS en Menlo Park, California).

Los volcánicos Andahua (Plioceno a Cuaternario), **QTa.** Están conformados por flujos de lava, complejos flujos y conos de escoria. Las lavas en general fueron altamente fluidas, y los flujos rellenan valles y pueden extenderse por muchos kilómetros desde el conducto en la parte norte del cuadrángulo, los flujos forman un centro volcánico de aproximadamente 10 km de diámetro. Los rasgos del flujo están bien preservados, aunque algunos flujos, en las partes altas están erosionados por los glaciares. Las rocas son habitualmente andesitas gris oscuras afíricas a escasamente porfiríticas y andesitas basálticas, ambas contienen fenocristales de plagioclasa, hornblenda, clinopiroxenos y/o ortopiroxenos, composicionalmente distintas a las rocas del frente del arco volcánico (VENTURELLI et al.,

1978). Aunque la mayoría de las lavas son cuaternarias, algunas son probablemente del Pleistoceno. Tres dataciones por K-Ar en roca total en muestras del cuadrángulo de Orcopampa varían desde $0,27 \pm 0,02$ hasta $1,4 \pm 0,03$ Ma (KANEOKA, I. y GUEVARA, C. 1984). La unidad incluye en parte rocas cartografiadas por CALDAS, J., (1994) como Formación Barroso. El grosor máximo de exposición es de aproximadamente 100 m, aunque un grosor máximo agregado puede exceder los 500 m en el valle de Andahua.

Las dos unidades de tobas de cenizas soldadas están asociadas con la caldera de Cailloma ubicada al este de la hoja de Orcopampa. Las edades isotópicas son determinaciones inéditas de MCKEE, E.H. y NOBLE, D.C., (2002), (NOBLE, D.C. et al., 2003).

Toba de cenizas superior, Tcu. Corresponde a una unidad de tobas de cenizas riolíticas vítreas, blancas a marrón claro. Se encuentran de pobre a moderadamente soldadas, con abundante fenocristal de cuarzo, sanidina, hornblenda, plagioclasa y biotita. La datación por K-Ar obtenida en una sanidina indica $2,7 \pm 0,1$ Ma. El grosor es de varias decenas de metros en el cuadrángulo de Orcopampa.

Toba inferior riolítica, Tcl. Cristalizada desvitrificada, pobremente soldada con abundante fenocristal de plagioclasa, cuarzo, sanidina, biotita, clinopiroxenos y trazas de circón. Se ha obtenido dos datación por K-Ar de $4,3 \pm 0,16$ y $4,4 \pm 0,1$ Ma, probablemente en una unidad correlativa expuesta al noreste de la caldera Cailloma, su grosor máximo en la hoja de Orcopampa es de aproximadamente 30 m.

Lavas riolíticas de Challahuire (Mioceno superior), Trc. Corresponde a flujos de lava y domos riolíticos afíricos, pobres en fenocristales asociados a depósitos piroclásticos de caída, basaltos, depósitos de oleadas y costras de brechas. Sus fenocristales principales son de plagioclasa, sanidina, biotita y clinopiroxeno. Su grosor varía de 20 a 100 m. La datación por K-Ar en un vidrio no hidratados de un flujo cercano a la mina Arcata indica $5,9 \pm 0,2$ Ma (CANDIOTTI, H. y otros, 1990).

Lavas dacíticas de Arcata (Mioceno superior), Tda. Flujos de lava y domos de lava dacítica que contiene fenocristales de plagioclasa en abundancia y cantidades menores de biotita y óxidos de Fe y Ti, que afloran en las cercanías de Minas Arcata. La edad obtenida por método K-Ar en una muestra tomada probablemente cerca al conducto, muchos kilómetros al NO de Minas Arcata es de $6,1 \pm 0,2$ Ma, (CANDIOTTI, H. et al., 1990).

Tobas de Umachulco (Mioceno superior), Tu. Ignimbritas fuertemente soldadas, caracterizadas por su bajo contenido de sílice, de composición riolítica o dacítica de color blanco a gris claro, conteniendo abundante fenocristal de plagioclasa, biotita y clinopiroxeno. El grosor máximo aproximado es de 100 m. Las dataciones por K-Ar en biotita indican $6,3 \pm 0,1$ Ma y $6,3 \pm 0,2$ Ma han sido reportada por FARRAR, E. y NOBLE, D.C., (1976) y CANDIOTTI, H. y otros (1990).

Lavas riolíticas de la laguna Corococha (Mioceno superior), **Trlc.** Flujos de lavas y domos riolíticos de color canela a gris claro comúnmente por meteorización. Contiene abundante fenocristal de plagioclasa, cuarzo, sanidina y biotita. La unidad localmente excede varios cientos de metros de grosor. La edad por fusión Laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en un fenocristal de Sanidina es de $6,81 \pm 0,01$ Ma. Muchos domos han sido incluidos dentro de la unidad suprayacente toba Laguna Pariguanas de edad 7,3 Ma.

Andesita y dacita (probablemente del Mioceno superior (?)), **Tad.** Flujos de lavas, domos brecha y rocas relacionados a composición intermedia, la edad es incierta.

Andesita del Cerro Aseruta (Plioceno y Mioceno), **Taa.** Constituido por flujos de lava gris oscuros de composición andesítica intercaladas con capas de brechas laháricas. Las lavas fueron erupcionadas a partir de varios conductos formando flujos y domos que cubren la parte norte de la cordillera Chila. Las lavas varían desde afíricas hasta rocas que contienen en exceso 25 % de fenocristales de plagioclasa (comúnmente mayores a 1 cm), ortopiroxeno, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti. El máximo grosor es aproximadamente de 300 m en Cerro Aseruta.

En muchos lugares las lavas están alteradas propilíticamente o alteradas a cuarzo-alunita-pirita. La andesita de Cerro Aseruta es la más silíceo y en parte es mucho más rica en fenocristales que los volcánicos Andahua. Dos dataciones por K-Ar indican $6,5 \pm 0,2$ y $7,7 \pm 0,3$ Ma habiendo sido obtenidas en análisis de roca total en muestras que proceden de los cerros Aseruta y Huayta, respectivamente. Una edad de $7,4 \pm 0,2$ Ma en tobas con alteración alunitica, las edades obtenidas en la toba Laguna Pariguanas sugiere una edad de unos 7 Ma.

Tobas Laguna Pariguanas (Mioceno superior), **Tp.** Está compuesta por ignimbritas consistentes de una unidad de tobas de cenizas riolíticas ricas en cristales y fuerte a pobremente soldadas de color canela claro, contiene 15 a 35 % de fenocristales de plagioclasa, sanidina, biotita, hornblenda, ortopiroxeno, rutilo, esfena y circón. La esfena es visible y ocurre en casi toda la secuencia. Los fragmentos líticos son predominantemente volcánicos pero incluyen clastos de cuarcita. El grosor expuesto excede localmente los 100 m y los flujos individuales de cenizas que constituyen la secuencia superior tienen generalmente un grosor de varias decenas de m. La edad de la unidad es de 7,3 Ma aproximadamente basados en las determinaciones por K-Ar en biotita que indican $7,1 \pm 0,2$ y $7,6 \pm 0,3$ Ma.

Andesita de Cerro Sahuarque (Mioceno medio), **Tas.** Corresponde a flujos de lava y brechas andesíticas a dacíticas que constituyen un complejo volcánico central ubicado al sureste de la Caldera Chinchón. Las lavas son de color gris oscuro a negro, localmente oxidan a rojo púrpura. Generalmente contiene abundante fenocristal de plagioclasas y hornblenda con pequeñas cantidades de biotita, clinopiroxeno y/o ortopiroxenos, óxidos de Fe-Ti, y trazas de circón. La fase gaseosa incrementa los feldespatos alcalinos y tridimita que

están presentes localmente. Su grosor alcanza varios cientos de metros en los cerros Sahuarque y Cóndor, adelgazándose gradual y de acuerdo a la distancia de estos centros eruptivos. La datación por K-Ar obtenida en una plagioclasa es de $11,4 \pm 0,6$ Ma.

Domos Riolíticos de Nequeta (Mioceno medio), **Tm**. Corresponde a flujos, domos y depósitos de oleadas piroclásticas infrayacentes y expuestos al sureste del cuadrángulo de Orcopampa. Están compuestos por lava riolítica vítrea a desvitrificada de color blanco a canela claro, con matices púrpura claro que poseen bandeamiento de un flujo altamente deformados. Los domos generalmente gradan hacia el interior de las zonas basales de rocas vítricas a desvitrificadas. Las lavas contienen entre 5 y 15 % de fenocristales de sanidina y/o plagioclasa y cuarzo con trazas de biotita, apatito y esfena el óxidos de Fe-Ti de grano fino es abundante dentro de la pasta. La andesita de Cerro Sahuarque, está datada alrededor de 11,4 Ma, y sobreyace a un domo asignado a esta unidad en el valle de Anchaca, y varios domos son más jóvenes que la toba Huayta. El máximo grosor observado es alrededor de 100 m.

Rocas de la Caldera Huayta (Mioceno medio). Secuencia de ignimbritas de intracaldera intercalada complejamente, asociadas con bloques caídos y lentes de brechas, flujo de tobas y depósitos de oleadas relacionados a las erupciones concomitantes que resultan en la formación de la caldera Huayta aproximadamente entre 11 y 12 Ma. La caldera Huayta está ubicada dentro de la porción norte de la caldera Chinchón. La zonación o gradación vertical de la composición parece estar definida tanto por el aumento hacia el tope de fenocristales en las tobas de Huancarama como por el carácter más rico en fenocristales de la toba Cerro Hospicio relacionada a la toba infrayacente de Cerro Huayta, aunque las rocas de la Caldera Huayta están provisionalmente consideradas como reflejo de un solo evento volcánico. La edad radiométrica estimada como la más antigua ha sido obtenida en las tobas del cerro Huayta existiendo la posibilidad de dos eventos eruptivo diferentes separados entre 1 y 2 Ma.

Tobas de Huancarama (Mioceno medio), **Thc**. Unidad compuesta por ignimbritas riolíticas de pobre a fuertemente soldadas. Las tobas son predominantemente pobres en cristales, afíricas, aunque los flujos hacia el tope de la unidad contienen de 5 a 10% de fenocristales de sanidina, cuarzo, biotita, hornblenda y esfena. Generalmente, debido a la naturaleza pobre en fenocristales, la esfena alcanza un mayor porcentaje que en otras tobas ricas en cristales. Las tobas de Huancarama contienen rocas de la caldera Huayta esto se basa en su petrografía general y en su edad. El grosor es aproximadamente de 100 m. Los núcleos residuales de vidrio no hidratado están localmente presentes en las tobas afírica fuertemente soldadas. La datación por K-Ar en un vidrio no hidratado determina $11,1 \pm 0,2$ Ma (FARRAR, C.A. y NOBLE, D.C., 1974).

Tobas del Cerro Upacabana, **Thu**. Generalmente son tobas riolíticas blancas, originadas por oleadas de piroclásticos y flujos de cenizas que petrográficamente son similares

en la parte superior de la toba del cerro Hospicio. Además la unidad incluye a depósitos lacustrinos asociados. Contiene fenocristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita. Son comunes los clastos líticos grandes, predominantemente de cuarcita. La edad está restringida por la ocurrencia de depósitos de grano fino con estratificación cruzada y planar cerca a la estancia Anchaca, debajo de las andesitas del cerro Sahuarque que están datadas aproximadamente en 11,4 Ma, el grosor máximo es de 250 m.

Tobas del cerro Hospicio, Tho. Unidad compuesta de ignimbritas riolíticas de color blanco a amarillo claro moderado a fuertemente soldadas conteniendo cerca de 5 % de fenocristales de plagioclasa, cuarzo, sanidina, biotita, hornblenda y apatito. La parte occidental de la unidad suprayace a las brechas de intracaldera de la caldera Huayta; en el sector oriental sobreyace a los volcánicos Santa Rosa. Las dataciones por K-Ar obtenida en biotita determinan $10,8 \pm 0,4$ y $11,4 \pm 0,3$ Ma. El máximo grosor expuesto de esta unidad es aproximadamente de 200 m.

Brecha de Intracaldera, Thb (Thb5, Thb4 Thb3 Thb2 Thb1). Cuerpos brechoides gruesos intercalados con tobas del cerro Huayta, la brecha en el sector sur de la caldera Huayta está compuesta mayormente de bloques de la toba Manto (Thb1). En el sector sureste la brecha de caldera consiste principalmente de bloques de los volcánicos Santa Rosa (Thb2). En ambas unidades los fragmentos, y bloques de rocas volcánicas están acompañados por bloques de cuarcita y caliza mesozoicas. Las brechas compuestas por bloques polimícticos (Thb3) y masas de roca volcánica competentes con más de 100 m de longitud generalmente son lavas, probablemente se originaron a partir de bloques caídos (Thb4). Los bloques caídos de cuarcita que exceden los 100 m de longitud (Thb5), cerca al margen de la caldera, algunas de las brechas consisten en su totalidad de roca encajonante, deslizamientos de pequeños bloques pudiendo incluir bloques grandes con diámetro de decenas de metros. El tamaño promedio de los bloques es de 0,5 m a varios cientos de metros, en la margen de la caldera. El grosor expuesto supera cientos de metros pero su grosor original total en algunos lugares es probable que sea mayor.

Tobas del cerro Huayta, Thh. Unidad de flujo múltiple pobre a fuertemente soldada. Ignimbrita riolítica de intracaldera color gris oscuro, muy pobre en fenocristales, aflora dentro de la caldera Huayta. La erupción de esta unidad estuvo relacionada directamente con la formación de la caldera. El grosor promedio de las tobas vítricas es de 5 a 15 m, están presentes en la parte norte y sur del cerro Huayta. La Toba contiene cerca de 1 % de fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y clinopiroxeno. Los fragmentos colapsados de pumitas con ratios de componentes altos son generalmente visibles, con facilidad en las superficies meteorizadas. La unidad es incompetente por su fuerte fracturamiento tabular penetrante y con frecuencia forma conos de derrubios, está alterada hidrotermalmente en grandes áreas, generalmente se trata de un ensamble de cuarzo-alunita-pirita. Las tobas expuestas sólo tienen varios cientos de metros de grosor pero es probable que el total sea mayor. Se ha

obtenido una datación por K-Ar que indica $12,7 \pm 0,4$ Ma en un fenocristal de biotita de un vitrófiro no alterado.

Tobas Chipmo (Mioceno medio), **Tcp.** Esta unidad parcial a fuertemente soldada de ignimbritas completamente inalteradas, suprayace a las lavas alteradas y tobas que albergan las vetas de la sección Chipmo del distrito de Orcopampa. La unidad contiene abundante fenocristal de cuarzo, sanidina, plagioclasa, biotita y óxidos de Fe-Ti. El máximo grosor expuesto es menor a 50 m. Una datación obtenida por medio de la fusión laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de un fenocristal de sanidina indica $14,16 \pm 0,025$ Ma.

Volcánicos Sarpane (Mioceno inferior), **Ts.** Corresponden a domos, flujos de lavas, costras de brechas de flujos y diques de composición andesítica a dacítica de color gris oscuro a gris púrpura, conteniendo fenocristales de plagioclasa y hornblenda con cantidades variables de cuarzo, biotita, ortopiroxeno, clinopiroxeno, apatito, y óxidos de Fe y Ti. Los domos pueden superar cientos de metros de grosor. Localmente están presentes los depósitos de escoria (Tss). Las numerosas determinaciones de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muestran que la mayor parte de la unidad se depositó entre 9,5 y 9,0 aunque dos edades que han sido obtenidas por K-Ar son de $18,3 \pm 0,6$ Ma y $18,6 \pm 0,6$ Ma en biotita lo que sugiere que algunos flujos más jóvenes pueden localmente estar presentes en el lado oriental del valle de Orcopampa.

La mineralización de metales preciosos en el distrito de Orcopampa, incluye más la parte principal y la zona de Chipmo en el lado oeste del valle de Orcopampa estando íntimamente asociada a los volcánicos Sarpane, aunque transcurrieron alrededor del millón de años entre el final de la fase principal de la actividad volcánica Sarpane en Orcopampa. En ambos sectores del distrito, los diques de composición riolítica a andesítica fueron intruidos a lo largo de las fallas de rumbo norte-noreste pre-mineralización. La alteración sulfatada en el dique Nazareno en Chipmo, ha sido postdatada mientras que la mineralización del oro fue predatada. Aunque hay una discrepancia entre la horizontalidad y la isócrona de las edades obtenidas en base a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el dique que se halla cercano y paralelo a la veta Nazareno, lo que proporciona una importante contradicción. Una hipótesis razonable es que el magmatismo que dio lugar a los diques en Chipmo y Orcopampa es también responsable de la mineralización (TOSDAL, R.M. et al., 1995).

Andesita del Collpa, Tac. Consiste de flujos andesíticos oscuros de color negro a gris y comprende a un centro volcánico bien definido. Por lo general la inclinación de los flujos demuestran que el centro volcánico está situado en las vecindades del pueblo de Collpa. Estas lavas tienen gran abundancia de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, y fases de óxido de Fe con ausencia visible de biotita y hornblenda. La inclinación inicial de los flujos demuestra que aunque localmente están alterados en las cercanías de las vetas, la unidad no ha sido intensamente alterada, mostrando una litología muy similar, pero ligeramen-

te más antigua que los volcánicos Santa Rosa. El grosor observado y expuesto al noreste del pueblo de Umachulco excede los 1000 m. La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reportada es imprecisa, ya que el volcán es claramente más joven que la toba Quebrada Achaco.

La Toba Quebrada Achaco, Tqa. Unidad de ignimbrita fuertemente soldada, de composición riolítica con alto contenido de sílice, contiene gran abundancia de fenocristales de sanidina, cuarzo y plagioclasa sódica acompañado por pequeñas cantidades de biotita. La edad obtenida por medio del análisis de fusión láser en los fenocristales de sanidina es $19,47 \pm 0,025$ Ma, que es congruente con las edades obtenidas en las secuencias suprayacentes de los volcánicos Sarpane.

Las rocas de la caldera de Chinchón (Mioceno inferior). Son flujos superficiales e ignimbritas de intracaldera, depósitos de oleadas de piroclastos, depósitos lacustrinos, y rocas intrusivas asociadas a la erupción de la toba Manto y la formación de la caldera Chinchón. La ausencia general de bloques deslizados dentro del prisma de la toba de intracaldera, la inclinación de las paredes de la caldera y la presencia de los diques porfiríticos cerca y paralelos a la margen sur de la caldera, sugieren que por lo menos su parte sur se encuentra cerca a la zona de origen de la fractura anular.

Diques porfiríticos y stocks, Tmd. Diques porfiríticos y pequeños stocks de composición silíceo a intermedia afloran cerca al centro y próximos a las márgenes de la caldera Chinchón. Los diques cercanos a la margen de la caldera son paralelos con fuertes buzamientos (cerca a los 75°), y cortan a las cuarcitas de la caldera así como a tobas de intracaldera. Las rocas son comúnmente rojizas en los afloramientos y contienen fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda, clinopiroxeno, óxidos de Fe - Ti y apatito. Las dataciones por K-Ar determinan $19,7 \pm 0,6$ y $19,9 \pm 1,0$ Ma obtenidas en biotitas de rocas levemente alteradas

Toba La Lengua, Tml. Está constituido por oleadas volcánicas, arenisca volcánicas, depósitos fluviales tobáceos, depósitos lacustrinos interestratificados con calizas de agua fresca. Las rocas volcanoclásticas contienen abundante fenocristal de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita. Esta unidad es de color blanco a gris claro, en estratos delgados a medianos, bien seleccionados y litificados. La presencia de abundante fenocristal de sanidina, y cuarzo, su posición estratigráfica entre la toba Manto y los volcánicos Sarpane sugieren que la unidad representa la fase tardía de la erupción en el sistema magmático del manto. El grosor máximo es de aproximadamente 50 m.

Toba Manto, Tmi/Tmb/Tm. Unidad consistente de ignimbrita de exposición a escala regional, de composición zonada en un flujo externo laminar generalmente gruesa (Tm), fuertemente soldada y resistente, que forma acantilados y está bien expuesta en el prisma de la toba de intracaldera (Tmi), al oeste de la caldera Chinchón los flujos externos de las tobas

comprende a una unidad de enfriamiento simple con un grosor máximo de alrededor de 250 m. Directamente al este de la caldera, la toba Manto es más delgada, reflejando aparentemente un relieve paleotopográfico. En el área tipo, al norte del río Huancarama, en el sector norte del cuadrángulo de Orcopampa, la unidad está compuesta de dos unidades de enfriamiento distintas separadas por una toba blanca no soldada a parcialmente soldada, originalmente vítrea y alterada argílicamente; el grosor de las unidades superior e inferior son de 225 a más de 400 m, respectivamente. La toba de intracaldera está mejor expuesta en la parte sur de la caldera Chinchón, donde se le observa en contacto con la pared de la caldera. El grosor expuesto del prisma de la toba de intracaldera medido desde la parte inferior que aflora en la quebrada Miña hasta el tope en el cerro Casiri, es de 2 km de longitud aproximadamente. Grandes bloques de cuarcitas (más de 300 m de diámetro) deslizados y las brechas de intracaldera están presentes en varios lugares (Tmb).

En muchos lugares la toba Manto está fuertemente soldada. Los fragmentos de pumita son comunes y la textura eutaxítica es fácilmente reconocible. La toba fresca es generalmente de color gris. Al oeste de la caldera está presente un vitrófiro basal distintivo y en la sección de intracaldera están presentes vitrófiros medios discontinuos. Los fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda, óxidos de Fe-Ti y trazas de apatito se encuentran abundantemente. El contenido total de fenocristales, y particularmente la cantidad de biotita, hornblenda y óxidos de Fe-Ti, son mayores en las partes superiores de los flujos superficiales laminados y en la toba de intracaldera. Algunas rocas, particularmente en las partes inferiores del flujo externo laminado contienen una cantidad variable de sanidina y puede carecer de hornblenda.

La esfena, ortopiroxeno y allanita están presentes en pocas muestras. Los fragmentos líticos están esparcidos en los flujos externos y en la toba de intracaldera. Las tobas del prisma de intracaldera y la parte superior de los flujos superficiales laminados cerca a la caldera tienen masas distintas tanto textural como mineralógicamente, las dacitas contienen abundante fenocristal, hasta 10 cm de diámetro de plagioclasas, hornblenda con pequeñas cantidades y trazas de biotita. El aspecto redondeado y algo aplanado de estas inclusiones son signos de que consisten de masas de magmas originalmente no vesiculados a ligeramente vesiculados. La marcada diferencia en la composición del fenocristal, indica que representa a un magma diferente de aquel que se derivó la ignimbrita. La edad de la toba Manto es de 19,7 Ma basado en tres determinaciones $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$. La edad aproximada es 0,3 Ma más joven que el promedio de sus determinaciones por K-Ar en biotita y hornblenda del flujo externo laminado y tobas de intracaldera.

Riolita del Pueblo Chipmo (Mioceno inferior), **Trch.** Domos volcánicos asociados con flujos cortos riolíticos, con abundancia de fenocristales de plagioclasas y biotita. Su grosor máximo expuesto supera los 400 m. La edad obtenida en una biotita a partir de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es $20,04 \pm 0,27$ y $20,08 \pm 0,14$ Ma, tanto para la isocrona como para la horizontal respec-

tivamente; esto confirma que la riolita del pueblo de Chipmo es ligeramente más antigua que la toba Manto y más joven que los volcánicos Santa Rosa.

Volcánicos Santa Rosa (Mioceno inferior), **Tsr**. Flujos de lavas intercalados con lentes de lahares y flujo de brechas de composición andesita-piroxénica con unidades intercaladas con ignimbrita silíceas (Tsrt). Esta secuencia se interpreta como una estructura remanente de la erosión de un centro volcánico con varios centros cohetáneos de salida.

En muchos lugares los flujos de lavas, brechas y tobas están cortados por diques, sills e intrusivos irregulares de similar litología. Las rocas sedimentarias finamente estratificadas de grano fino, lentes de conglomerados con contenido de bloques de cuarzo y calizas mesozoicas presentes en el área de la mina de Orcopampa reflejan una actividad tectónica concurrente. Frecuentemente las rocas están fuertemente alteradas propilíticamente y generalmente expuestas a la meteorización, son de color verde oscuro a rojo. Las lavas tienen fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, y óxidos de Fe-Ti, por lo general tienen una matriz alterada y son de grano fino normalmente verde. El grosor máximo expuesto localmente es de 500 m; variando desde unas pocas decenas de metros en los altos paleotopográficos hasta un estimado de 1 500 m cerca a los centros eruptivos. Dos dataciones por K-Ar indican $20,1 \pm 0,6$ y $22,9 \pm 0,7$ Ma, se han obtenido en la intercalación de las tobas que son ligeramente más antiguos que la toba Manto suprayacente.

Flujos de Tobas de cenizas, Tsrt. Unidades generalmente discontinuas de tobas fuertemente soldadas; son de composición riolítica a dacítica y están presentes en varias áreas. Sólo se muestran en el mapa las unidades más gruesas. Las tobas contienen abundante fenocristal de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda con fenocristal de biotita de gran tamaño, las que ayudan a distinguir a esta unidad de la toba Manto. Una secuencia de ignimbritas, denominada localmente toba Pisaca, alcanza un grosor aproximado de 60 m cerca de Orcopampa; pero la mayoría de estos flujos están entre 5 y 20 m de grosor.

Tobas de Jallua (Mioceno medio), **Tj**. Ignimbritas de composición riolítica fuertemente soldadas, en algunos lugares cristaliza granofínicamente, constituyendo un flujo múltiple de ignimbrita resistentes, están expuestas en la esquina suroeste del cuadrángulo de Orcopampa en la vecindad de Jallua. Esta unidad aflora en los cuadrángulos adyacentes y tiene una dirección de norte a sur por casi 30 km. Generalmente esta toba es roja oscura a blanca, contiene abundante fenocristal de cuarzo, biotita, plagioclasa, sanidina, hornblenda, óxidos de Fe y Ti, esfena y diversos porcentajes de fragmentos líticos alterados. La toba está localmente alterada propilíticamente. Su grosor local es de unos 700 m. La datación mediante la fusión por láser del $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de un fenocristal de sanidina de una muestra de la parte central de esta unidad, determina una edad de $30,30 \pm 0,07$ Ma; es la unidad volcánica más antigua conocida en la actualidad en el talud Pacífico y en la parte suroeste del Altiplano sur del Perú (NOBLE, D.C. y otros, 1974). El grosor y sus características físicas de esta unidad

sugieren que es el remanente de una ignimbrita principalmente regional erupcionada de una compleja caldera en alguna parte al este o noreste.

Rocas Sedimentarias Pre-Terciarias

Se trata de una secuencia concordante constituida por unidades sedimentarias de edad Mesozoica (JENKS, W.F., 1948; BENAVIDES, V., 1962; ARENAS, M., 1975; DÁVILA, D., 1988; CALDAS, J., 1994; que fueron deformadas durante el Mesozoico superior y Cenozoico (AUDEBAUD, E. and VATIN-PERIGNON, N., 1976; VICENTE, J.C. y otros 1979; NOBLE, D.C., 1985; KLINCK, B.A., 1986; ELLISON, R.A., 1989; VICENTE, J.C., 1989; PALACIOS, O., 1993). La definición de la formación de las unidades mesozoicas son de CALDAS, J., (1993).

Formación Arcurquina (Cretáceo inferior a superior), **Ka**. Constituida por estratos gruesos a delgados de calizas gris claras con horizontes de chert. Se le correlaciona con las formaciones Chúlec, Pariatambo y Jumasha del Perú Central. El grosor en el cuadrángulo es de 200 a 250 m.

Formación Murco (Cretáceo inferior a superior), **Km**. Constituida por areniscas violáceas a rojizas interstratificadas con lutitas moradas que al intemperizarse forma una topografía suave. Se correlaciona con el Grupo Goyllarisquizga del Perú Central. El grosor en este cuadrángulo es de aproximadamente 175 m.

Grupo Yura (Jurásico a Cretáceo inferior), **Jku**. En el cuadrángulo de Orcopampa, el Grupo Yura consiste mayormente de cuarcitas fuertes y resistentes pertenecientes a la Formación Hualhuani, con un grosor máximo de 400 m. Algunos grosores de la Formación Hualhuani en el cuadrángulo de Chivay han sido atribuidos a fallas inversas, KLINCK, B.A., (1986). VICENTE, J.C., (1989) reporta un grosor real menor de 100 m en estratos delgados de lutitas negras intercalados con cuarcitas, que afloran al este del distrito de Shila y en el valle del río Miña, al extremo sur de la hoja de Orcopampa. Las formaciones Gramadal, Labra, Cachíos y Puente del Grupo Yura que infrayacen a la Formación Hualhuani, pueden aflorar localmente dentro del cuadrángulo, pudiendo tener un posible sobreengrosamiento que excede los 2000 m (CALDAS, J., 1993; VICENTE, J.C., 1988). Las unidades indiferenciadas de edad mesozoica, paleozoica y precambriana podrían tal vez corresponder al Grupo Yura, como se muestra en las secciones transversales.

DATACIÓN ISOTÓPICA

Las determinaciones de edades isotópicas resumidas en el mapa han sido hechas en varios laboratorios usando los métodos K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Las determinaciones por el méto-

do K-Ar se han hecho mayormente en los laboratorios de U.S. Geological Survey , Merlo Park, CA.

Las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ más recientes se han hecho en el laboratorio geocronológico en el Bureau of Mines and Mineral Resources, Socorro, Nuevo México. Casi todas las muestras fueron preparadas por SWANSON, K.E. y NOBLE, D.C.

BIBLIOGRAFÍA

- ARENAS, M. (1975) - Geología de la mina Orcopampa y alrededores, Arequipa. En: Congreso Peruano de Geología, 3, Lima, 1974. Bol. Soc. Geol. Perú, (46):9-24.
- AUDEBAUD, E. & VATIN-PERIGNON, N. (1976) - The volcanism of the northern part of Peruvian Altiplano and of the Oriental Cordillera on a traverse Quincemil-Sicuani-Arequipa. En: Proceedings of the Symposium of Andean and Antarctic Volcanology problems, Santiago, 1974, International Association of Volcanism and Chemistry of Earths Interior, Rome, p. 5-38.
- BENAVIDES, V. (1962) - Estratigrafía Pre-terciaria de la región de Arequipa. En: Congreso Nacional de Geología, 2, Lima, 1960. Bol. Soc. Geol. Perú, (38):5-63.
- BLÉS, J.L. (1988) - Contexte structural des minéralisations aurifères épithermales d'Orcopampa-Layo et Shila (département d'Arequipa, Pérou). Rapport Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 89, PER 054 GEO.
- CALDAS, J. (1993) - Geología de los cuadrángulos de Huambo y Orcopampa. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geol. Nac., 46, 62 p.
- CANDIOTTI, H.; NOBLE, D.C. & MCKEE, E.H. (1990) - Geologic setting and epithermal silver veins of the Arcata district, Southern Peru. Economic Geology, 85(7):1473-1490.
- DÁVILA, D. (1988) - Geología del cuadrángulo de Cailloma. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geol. Nac., 40, 93 p.
- ELLISON, R.A.; KLINCK, B.A. & HAWKINS, M.P. (1989) - Deformation events in the Andean orogenic cycle in the Altiplano and Western Cordillera, southern Peru. J. South American Earth Sciences, 2(3): 263-276.
- FARFÁN, C.A. (1965) - Reconocimiento geológico preliminar de Orcopampa y alrededores. Tesis Bach., Prog. Acad. Geología, Univ. Nac. San Agustín, Arequipa, 79 p.

- FARRAR, E. & NOBLE, D.C. (1976) - Timing of late Tertiary deformation in the Andes of Peru. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87(9): 1247-1250.
- GIBSON, P.C. (1992) - The Calera vein system, Orcopampa District, southern Peru; association of tectonism, magmatism and hydrothermal activity in the formation of a bonanza Ag-Au deposit.. Thesis Doct., University of Nevada, Reno, 169 p.
- GIBSON, P.C., et al. (1993) - Multistage evolution of the Calera epithermal Ag-Au vein system, Orcopampa District, southern Peru: first results. *Economic Geology*, 85(7):1504-1519.
- GIBSON, P.C., et al. (1993) - Discovery, development and production of a blind Ag-Au Bonanza in the Calera vein, Orcopampa district, Peru. *International Geology Review*, 35:780-796.
- GIBSON, P.C., et al. (1995) - Timing and interrelation of magmatic, tectonic, and hydrothermal activity at the Orcopampa district, southern Peru. *Economic Geology*, 90(8): 2317-2325.
- HOEMPLER, A. (1962) - Valle de volcanes de Andahua, Arequipa. En: Congreso Nacional de Geología, 2, Lima, 1960. *Bol. Soc. Geol. Perú*, (37): 59-69.
- INJOQUE, J.; VALERA, J. & MAYTA, O. (1995) - El complejo volcánico Sarpane y su relación a la mineralización epitermal, distrito minero de Orcopampa, Arequipa, Perú. En: Sociedad Geológica del Perú, Volumen jubilar Alberto Benavides, Lima, p. 127-133.
- JENKS, W.F. (1948) - Geología de la hoja de Arequipa al 200,000. *Geology of the Arequipa Quadrangle of the Carta Nacional del Peru*. *Bol. Inst. Geol. Perú*, 9, 204 p.
- KAMILI, R.J. (1974) - Paragenesis of the Manto vein. *Compañía de Minas Buenaventura*, Lima, 14 p. (Informe privado).
- KANEOKA, I. (1982) - K/Ar age determination of the late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, Southern Peru. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, 9: 111-116.
- KANEOKA, I. & GUEVARA, C. (1984) - K-Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, southern Peru. *Geochemical Journal*, 18(5): 233-239.
- KLINCK, B.A.; ELLISON, R.A. & HAWKINS, M.P. (1986) - The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano west of Lake Titicaca Southern Peru. *British Geological Survey*, INGEMMET, Lima, 353 p.

- MAYTA, O. & LAVADO, M. (1995) - Controles estructurales de la mineralización de la veta Calera Orcopampa— Arequipa Sur-Perú. En: Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar Alberto Benavides, Lima, p. 193-204.
- MAYTA, O., et al. (2002) - Vetas de oro nativo y telururos de oro en el sector Chipmo, distrito minero de Orcopampa, sur del Perú: Sociedad Geológica del Perú En: Congreso Peruano de Geología, 11, Lima, 2002, Resúmenes, Soc. Geológica del Perú, Lima, p. 240.
- MCKEE, E.H. & NOBLE, D.C. (1990) - Cenozoic tectonic events, magmatic pulses, and base-and precious-metal mineralization in the Central Andes. En: Ericksen, G.E., Cañas-Pinochet, M.T. & Reinemund, J.A., eds., Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, Earth Science Series, 11, p. 189-194.
- NOBLE, D.C. (1972) - Reconnaissance of the stratigraphy and structure of Cenozoic volcanic rocks of the Orcopampa district, north Andagua Valley, and their relation to silver mineralization. Compañía de Minas Buenaventura, Lima, 16 p. (Informe privado).
- NOBLE, D.C. (1992) - Geology of the Orcopampa quadrangle, southern Peru. Compañía de Minas Buenaventura, Lima, 25 p. (Informe privado).
- NOBLE, D.C., et al. (1974) - Episodic cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru; Earth and Planetary Science Letters, 21(2): 213-220.
- NOBLE, D.C., et al. (1985) - Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Peru. Earth and Planetary Science Letters, 73(2-4): 345-349.
- NOBLE, D.C.; EYZAGUIRRE, V.R. & MCKEE, E.H. (1990) - Precious-metal mineralization of Cenozoic age in the Andes of Peru. En: Ericksen, G.E., Cañas-Pinochet, M.T., and Reinemund, J.A., eds., Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, Earth Science Series, 11, p. 207-212.
- NOBLE, D.C., et al. (2002) - Eruptive history of the Pliocene Cailloma caldera, high plateau province of southern Peru. En: Congreso Peruano de Geología, 11, Lima, 2002, Resúmenes, Soc. Geológica del Perú, Lima, p. 202.
- NOBLE, D.C., et al. (2002) - Highly differentiated «Topaz» rhyolite in the high plateau province of southern Peru. En: Congreso Peruano de Geología, 11, Lima, 2002, Resúmenes, Soc. Geológica del Perú, Lima, p. 203.

- NOBLE, D.C., et al. (2003) - Ash-flow sheets of early Miocene and early Pliocene age are present in the Castillo de Callalli, Arequipa Department, Southern Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*, (95): 33-38.
- NOBLE, D.C., et al. (2003) - The Jallua Tuff: a thick and voluminous rhyolitic ash-flow sheet of early Oligocene age in southern Perú and its regional geological significance. *Bol. Soc. Geol. Perú*, (96): 7-16.
- PALACIOS, O., et al. (1993) - Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca – Sur del Perú (Proyecto Integrado del Sur). INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geol. Nac., 42, 257 p.
- PETERSEN, U. (1982) - Interpretación de la franja mineralizada en las vetas de Orcopampa. Compañía de Minas Buenaventura, Lima, 46 p. (Informe privado).
- PETERSEN, E.U.; PETERSEN, U. & HACKBARTH, C.J. (1990) - Ore zoning and tetrahedrite compositional variation at Orcopampa, Peru. *Economic Geology*, 85(7): 1491-1503.
- PORTOCARRERO, J. (1960) - Reconocimiento geológico del valle de Andahua. Tesis Bach., Univ. Nac. San Agustín, Arequipa, 55 p.
- RANÇON, J.P. (1989) - Etude géo-volcanologique des prospectes épithermaux d'or et d'argent épithermaux d'Orcopampa-Layo et Shila (département d'Arequipa, Pérou). Rapport Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 89, PER 059 GEO.
- RANÇON, J.P. (1988) - Etude géo-volcanologique des prospectes épithermaux d'or et d'argent d'Orcopampa-Layo et Shila (département d'Arequipa, Sud Pérou). En: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Principaux résultats scientifiques, Paris, p. 173-174.
- RANÇON, J.P., et al. (1988) - Lithostructural setting of the Orcopampa (Au-Ag), Shila (Au, Ag) and Layo (Cu, Sn, Au) epithermal mineralization (south Peru), Part I: Lithostructure and petrology of the volcanic host rocks. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orleans, 59 p. (Informe inédito)
- SWANSON, K.E. (1991) - Ore petrology of Minas Shila. Mackay School of Mines, University of Nevada, Reno, 11 p. (informe inédito)
- SWANSON, K.E. (1998) - Geology of the Orcopampa 30 minute quadrangle, southern Peru with special focus on the evolution of the Chinchon and Huayta calderas: Thesis Doct., University of Nevada, Reno, 320 p.

- SWANSON, K.E., et al. (1993) - Collapse calderas and other Neogene volcanic and hydrothermal features of the Chila cordillera and adjacent areas, southern Perú: Geol. Soc. America, Abs. with Progs., 25: 154.
- TOSDAL, R.M.; GIBSON, P.C. & NOBLE, D.C. (1995) - Metal sources for Miocene precious-metal veins of the Orcopampa, Shila, Cailloma and Arcata mining districts, southern Peru. En: Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar Alberto Benavides, Lima, p. 311-326.
- TUDELA, M. (1918) - Minas de Orcopampa. Lima, 11 p. (Informe privado de Cía. Minas Buena-ventura).
- VENTURELLI, G., et al. (1978) - Trace element distribution in the Cainozoic lavas of Nevado Coropuna and Andagua Valley, central Andes of southern Peru. Bulletin Volcanologique, 41(3): 213-228.
- VICENTE, J.C., et al. (1979) - El sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al NW de Arequipa. Bol. Soc. Geol. Perú, (61): 67-99.
- VICENTE, J.C. (1990) - Early Late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Peru. En: Ericksen, G.E., Cañas-Pinochet, M.T. & Reinemund, J.A., eds., Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, Earth Science Series, 11, p. 91-117.
- WEIBEL, M.; FRAGIPANE, M. & FEJÉR, Z. (1978) - Rezenter vulkanismus im Tal von Anduagua (Dept. Arequipa, Süd-Peru). Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 58(1-2): 157-161.
- WEIBEL, M.; FRAGIPANE-GYSEL, M. & HUNZIKER, J. (1978) - Ein Beitrag zur Vulkanologie Süd-Perú. Geol. Rundschau, 67(1): 243-252.