



DIRECCIÓN DE RECURSOS MINERALES Y ENERGÉTICOS

PROGRAMA DE METALOGENIA

PROYECTO GE-13

“GEOLOGÍA ECONÓMICA Y METALOGENIA DEL PERÚ”



Pizarras y mantos con mineralizaciones de oro de la Galería Cenzacor en La Mina Ananea (La Rinconada - Puno)

**INFORME SOBRE LA METALOGENIA DE LA CORDILLERA ORIENTAL-
SECTORES SURESTE Y NORTE DEL PERÚ .**

Preparado por:
Michael VALENCIA MUÑOZ
Eder VILLARREAL JARAMILLO

Lima – Perú

2009

INDICE

RESUMEN.....	6
CAPÍTULO 1: GENERALIDADES	
1.1. Introducción.....	8
1.2. Ubicación y Accesos.....	9
1.3. Antecedentes	9
1.4. Geomorfología: División Geográfica Morfoestructural.....	9
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO	
2.1. Estratigrafía Regional.....	12
2.1.1. Sector Sureste.....	12
2.1.1.1. El Basamento Precámbrico.....	12
2.1.1.2. Paleozoico Inferior.....	13
2.1.1.3. Paleozoico Superior.....	14
2.1.1.4. Permotriásico.....	14
2.1.1.5. Cretáceo.....	15
2.1.1.6. Cenozoico.....	15
2.1.1.7. Cuaternario.....	15
2.1.2. Sector Norte.....	16
2.1.2.1. Precámbrico.....	16
2.1.2.2. Paleozoico.....	16
2.1.2.3. Jurásico.....	16
2.1.2.4. Cretáceo.....	16
2.1.2.5. Cenozoico.....	17
2.2. Rocas Intrusivas.....	18
2.2.1. Sector Sureste.....	18

2.2.1.1. Devónico Tardío.....	18
2.2.1.2. Paleozoico Superior.....	19
2.2.1.3. Pérmico Triásico	19
2.2.1.4. Jurásico.....	21
2.2.1.5. Cretáceo	21
2.2.1.6. Neógeno	22
2.2.2. Sector Norte.....	23
2.2.2.1. El Batolito de la Costa.....	23
2.2.2.2. El Batolito de Zamora.....	23
2.3 Geología Estructural y Tectónica Regional.....	24
2.3.1 Sector Sureste.....	24
2.3.1.1.Ciclos Orogénicos Paleozoicos.....	24
2.3.1.2. El Ciclo Orogénico Andino.....	25
2.3.2. Sector Norte.....	27

CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA ECONÓMICA: PRINCIPALES DEPÓSITOS Y OCURRENCIAS MINERALES

3.1. Sur: Cordillera Oriental del Sureste.....	30
3.1.1. Depósitos Orogénicos.....	30
3.1.1.1. Mina Ananea.....	30
3.1.1.1.1. Marco geológico.....	30
3.1.1.1.2. Geología Económica.....	31
3.1.1.2. Vetaspata.....	36
3.1.1.2.1. Marco geológico.....	36
3.1.1.2.2. Geología Económica.....	38
3.1.1.3. Ollachea.....	41

3.1.2. Vetas mesotermales.....	44
3.1.2.1. Palca XI.....	44
3.1.2.1.1. Marco geológico.....	44
3.1.2.1.2. Geología Económica.....	45
3.1.2.2. Mina Santa Rosa.....	49
3.1.2.2.1. Marco geológico.....	49
3.1.2.2.2. Geología Económica.....	49
3.1.2.3. Carcota.....	51
3.1.2.3.1. Marco geológico.....	51
3.1.2.3.2. Geología Económica.....	51
3.2. Norte: Cordillera Oriental del Norte	54
3.2.1. Sistemas porfiríticos.....	54
3.2.1.1. El Páramo.....	54
3.2.1.1.1. Marco geológico.....	54
3.2.1.1.2. Geología Económica.....	54
3.2.1.2. Peña Verde.....	57
3.2.1.3. La Huaca.....	57
3.2.2. Sistemas porfiríticos-epitermales.....	57
3.2.2.1. Las Huaquillas.....	57
3.2.2.1.1. Marco geológico.....	57
3.2.2.1.2. Geología Económica.....	58
3.2.2.2. La Coipa.....	61
3.2.2.2.1 Marco geológico.....	61
3.2.2.2.2 Geología Económica.....	61

3.2.2.3. Tablón.....	65
3.2.2.3.1. Marco geológico.....	65
3.2.2.3.2. Geología Económica.....	66
3.2.2.4. Tomaque-Mandinga.....	67
3.2.2.4.1. Marco geológico.....	67
3.2.2.4.2. Geología Económica.....	67
3.2.3. Mississippi Valley.....	70
3.2.3.1. Bongará.....	70

CAPÍTULO 4: METALOGENIA DE LA CORDILLERA ORIENTAL

4.1. Franja de Au en rocas meta-sedimentarias del Ordovícico y Siluro-Devónico (Franja I del Mapa Metalogenético)	72
4.2. Subfranja de depósitos de Oro Orogénico del Ordovícico.....	72
4.3. Franja de depósitos orogénicos de Au-Pb-Zn-Cu del Carbonífero-Pérmico (Franja II del Mapa Metalogenético)	73
4.4. Franja de pórfidos-skarns Cu-Mo-Zn y depósitos de Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos del Pérmico. (Franja III del Mapa Metalogenético)....	73
4.5. Franja de pórfidos y skarns de Cu-Au del Jurásico superior. (Franja V del Mapa Metalogenético).	74
4.6. Franja de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno. (Franja XVI del Mapa Metalogenético).	74
4.7. Franja de depósitos de Sn-Cu-W relacionados con intrusivos del Oligoceno-Mioceno y Epitermales de Ag-Pb-Zn. (Franja XIX del Mapa Metalogenético).....	74
4.8. Franja de pórfidos de Cu-Mo (Au), skarns de Pb-Zn-Cu (Ag) y depósitos polimetálicos relacionados con intrusiones del Mioceno. (Franja XX del Mapa Metalogenético)	75
CONCLUSIONES.....	76
BIBLIOGRAFÍA.....	78

RESUMEN

El proyecto GE13-2009 "Geología Económica y Metalogenia del Perú", comprende el estudio de la Cordillera Oriental del Perú, para el cual se realizaron dos salidas de campo

La primera salida correspondió al sector sur: Carcota, Palca 11, San Antonio, Ananea, Vetaspata, San Gabán y Santa Rosa. La segunda salida correspondió al sector norte: Las Huaquillas y El Páramo; y tres ocurrencias: Tomaque-Mandinga, La Coipa y Tablón.

La Cordillera Oriental presenta una serie de franjas individualizadas según las características de sus yacimientos:

-Franja de Au en rocas meta-sedimentarias del Ordovícico y Siluro-Devónico.- Se localiza a lo largo de toda la Cordillera Oriental. Sus rocas hospedantes son pizarras, esquistos, areniscas, limolitas del Paleozoico inferior. Están conformadas por vetillas y mantos lenticulares de cuarzo-oro. Se asocia con los eventos magmáticos del Ordovícico y del Siluro-Devónico, y probablemente posteriores.

-Subfranja de depósitos de Oro Orogénico del Ordovícico.- Dentro de la franja de Au, tenemos unos depósitos en aproximadamente 280 Km. desde Bolivia hasta la Deflexión de Abancay. Su origen se relaciona a procesos que controlaron la generación de los fluidos mineralizantes, variando mínimamente con el tiempo, lo que está reflejado en los eventos termales sinorogénicos que los movilizaron durante el metamorfismo progrado. Entre los principales depósitos se pueden mencionar a Ananea, La Rinconada, Ollachea y Untuca.

- Franja de depósitos orogénicos de Au-Pb-Zn-Cu del Carbonífero-Pérmico.- Al norte del Perú, en el departamento de La Libertad. La mineralización se asocia con granitoides calcoalcalinos del Carbonífero, del Batolito de Pataz, las que intruyen a rocas metamórficas del Paleozoico inferior. En esta franja son conocidos los depósitos de Poderosa, Horizonte, Retamas y Parcoy.

- Franja de pórfidos-skarns Cu-Mo-Zn y depósitos de Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos del Pérmico.- Se extiende en el Perú central y al norte de la deflexión de Abancay. Más al sur entre Crucero y Limbani se tiene una prolongación de la franja de aproximadamente 100 km. La mineralización está hospedada en lutitas y calizas del Carbonífero, con geometrías de mantos y vetas.

- Franja de pórfidos y skarns de Cu-Au del Jurásico superior.- Ubicada al noroeste del Perú. Las rocas huéspedes están conformadas por secuencias carbonatadas y

volcánicas del Jurásico, así como cuerpos intrusivos de esta misma edad. Así la mineralización de Cu-Au, se relaciona con stocks intrusivos del Jurásico superior, con edades absolutas alrededor de 153 Ma.

- Franja de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno.-. Ubicada a lo largo de la Zona Subandina del centro y norte del Perú. Las rocas huésped de la mineralización de Pb-Zn, son las dolomíticas del Triásico superior-Jurásico inferior del Grupo Pucará. El principal representante es Bongará.

-Franja de depósitos de Sn-Cu-W relacionados con intrusivos del Oligoceno-Mioceno y Epitermales de Ag-Pb-Zn.

Al extremo suroeste de la Cordillera Oriental y en la cuenca Putina, sur del Perú. La mineralización Sn-Cu-W está relacionada con stocks peraluminosos "tipo S", que varían de monzogranitos a granodioritas, con fuerte alteración clorítica. El principal depósito del Perú es San Rafael.

-Franja de pórfidos de Cu-Mo (Au), skarns de Pb-Zn-Cu (Ag) y depósitos polimetálicos relacionados con intrusiones del Mioceno. Al norte y centro del Perú y controlada por el sistema de fallas y cabalgamientos NO-SE que van cambiando a ONO-ESE y finalmente N-S, al aproximarse a la deflexión de Huancabamba. Los eventos magmáticos son stocks intrusivos calcoalcalinos dioríticos a granodioríticos. Los pórfidos de Cu-Mo (18-13 Ma.) son intrusiones intermedias a ácidas.

Concluyendo tenemos que en el norte existen depósitos porfiríticos asociados a intrusivos que han generado cristalización fraccionada tal vez por contaminación de las rocas máficas del volcanismo Oyotún, produciendo los pórfidos por enriquecimiento del magma residual que intruyó como cuerpos porfiríticos andesíticos a las demás rocas (Fm. Oyotún e intrusivos) generando los depósitos de tipo sistema porfirítico (Las Huaquillas y La Copia). Luego los fluidos se transportaron más lejos originando alteraciones con depósitos epitermales distales a los intrusivos (Tablón y Tomaque-Mandinga). Finalmente la erosión de ambos depósitos en ambientes fluviales (Fm. Tamborapa) originaron los "paleoplaceres".

En el sur los depósitos de oro de Ananea, La Rinconada, Ollachea y Untuca, presentan características de depósitos de oro de tipo orogénico, cuyo origen se relaciona a procesos que controlaron la generación de los fluidos mineralizantes que reflejan eventos termales sinorogénicos con subsecuente removilización por sistemas hidrotermales convectivos hacia estructuras favorables, durante los eventos orogénicos.

**INFORME SOBRE LA METALOGENIA DE LA CORDILLERA ORIENTAL:
SECTORES SURESTE (NORTE DE DPTO. PUNO Y SE. DPTO. CUSCO) Y NORTE
DEL PERÚ (NORTE DPTO. CAJAMARCA Y SUR DPTO. AMAZONAS).**

CAPÍTULO 1: GENERALIDADES

1.1. Introducción

El proyecto GE13-2009 “Geología Económica y Metalogenia del Perú”, es parte de los proyectos de investigación que viene desarrollando el INGEMMET desde el año 2004. Este proyecto abarca el estudio de la Metalogenia del Perú en su conjunto, por tal motivo en estos años se ha estado abocando al estudio de zonas no cubiertas por los otros proyectos de investigación metalogenética.

En el 2009 comprende el estudio de la Cordillera Oriental del Perú, y tiene por finalidad estudiar las características metalogenéticas de los depósitos metálicos del Perú sur y norte, hospedados en esta gran unidad Morfoestructural así como ver si existen controles estructurales regionales antiguos en la mineralización posterior.

Para este objetivo se planificaron tres salidas para cubrir la totalidad de la Cordillera Oriental. Sin embargo se pudieron efectuar solo dos salidas de campo en el 2009 que cubrieron los extremos más meridionales y septentrionales de la Cordillera Oriental, denominados como: La Cordillera Oriental del Norte y la Cordillera Oriental del Sur Este, respectivamente, quedando pendiente los estudios de la Cordillera Oriental del Centro y la Cordillera Oriental del Centro Sur (ver sección 1.4).

Las campañas de campo se realizaron una en junio y otra en noviembre, ambas de 21 días. Se contó con una brigada de dos geólogos: Michael Valencia y Eder Villarreal. La jefatura del proyecto total la tiene Jorge Acosta.

La primera salida correspondió al sector sur y se visitó las principales depósitos y ocurrencias distribuidos en el área del proyecto: Carcota, Palca 11, San Antonio, Ananea, Vetaspata, San Gaban y Santa Rosa.

La segunda salida correspondió al sector norte y se visitó los depósitos minerales de Las Huaquillas y El Páramo; y tres ocurrencias: Tomaque-Mandinga, La Coipa y Tablón.

Debido a retrasos en el envío de las muestras recolectadas para el análisis de laboratorio no se tienen resultados para mostrar en el informe.

1.2. Ubicación y Accesos

El área de estudio comprende dos áreas. Una al sur que comprende la Cordillera Oriental del Sur, y abarca desde la frontera con Bolivia hasta la altura de Paucartambo, esto entre los meridianos 69° y 72° de longitud Oeste y de los paralelos 13° a 15° de latitud sur, abarcando parte de Cusco y Puno. Y otra al norte que comprende la Cordillera Oriental del Norte que abarca desde la frontera con Ecuador hasta la Deflexión de Huancabamba entre el margen norte del río del mismo nombre y Jaén, esto entre los meridianos 78°30' y 79°30' de longitud Oeste y de los paralelos 5° a 6° de latitud sur, abarcando parte de los departamentos de Amazonas y Cajamarca (Figura 1).

La accesibilidad es restringida. Al sur tenemos las grandes carreteras de penetración de Juliaca-Macusani-San Gabán y que está proyectando hasta Madre de Dios, y la de Cusco-Ocongate-Quince Mil; mientras al norte tenemos a la carretera Marginal de la Selva y la carretera de penetración Chiclayo-Bagua-Moyobamba-Tarapoto.

1.3. Antecedentes

Algunos de los trabajos de alcance regional que tiene que ver con la zona de estudio son:

Dalmayrac, B et al., (1973) La Cadena Hercínica del Perú y Bolivia. Sobre una discordancia Tardihercínica en la Cordillera Oriental del Sur del Perú.

Dalmayrac, B et al., (1980) con *Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes*

Kontak, D et al (1984) con *The magmatic evolution of the cordillera oriental, southeastern Peru*

Laubachert, G. (1978) con *su Estudio geológico de la región norte del Lago Titicaca* que hablan de la geología-tectónica del área.

1.4. Geomorfología: División Geográfica Morfoestructural.

La Cordillera Oriental es una de las principales Morfoestructuras del territorio peruano como la Faja Costanera, la Cordillera Occidental, y la Llanura Amazónica y es casi paralela con todas ellas.

Se la puede subdividir en cuatro sectores según sus características geológicas y morfológicas:

1.- Cordillera Oriental del Norte. Comprende sector oriental de la Deflexión de Huancabamba, y está conformada de un zócalo Precámbrico (Complejo de Tabaconas) y Paleozoico recubierto por una cobertura de unidades cretáceas silicoclásticas (Gpo. Gollarizquisga) a su vez erosionadas o cubiertas por secuencias volcánicas jurásicas y algunos afloramientos cenozoicos hacia sus bordes. Presenta una tendencia predominante Norte-Sur y limita al Norte con el Ecuador y hacia el sur con el cambio de dirección de la llamada Deflexión de Huancabamba.

2.- Cordillera Oriental del Centro. Comprende el sector al sur de la Deflexión de Huancabamba, a la altura de Lonya Grande (Amazonas) con una clara tendencia NO-SE, y conformada de un basamento Precámbrico (Complejo del Maraón), unidades y complejos intrusivos paleozoicos y secuencias permotriásico-jurásicas, sobreyacidas por una cobertura de secuencias cretáceas hacia los bordes fuertemente falladas y plegadas.

3.- Cordillera Oriental del Centro Sur. Dominada enteramente por la Deflexión de Abancay, con una clara tendencia E-O y conformada de un basamento paleozoico inferior sobreyacida hacia su borde suroccidental de secuencias del paleozoico superior, intruidas todas por cuerpos permotriásicos.

4.- Cordillera Oriental del Sur Este. De clara tendencia NO-SE y abarca desde Paucartambo (Cusco) hasta la frontera con Bolivia. Comprende la denominada Cordillera de Carabaya, conformada de basamento de paleozoico inferior y superior, con alguna cobertura de secuencias cretáceas bastante erosionadas, e intruida de cuerpos permotriásicos y de otras edades. Además se tienen depósitos de volcánicas cenozoicas.

Este informe abarcará los sectores Norte y Sureste de la Cordillera del sur del Perú, comprendiendo las zonas que se estudiaron en el 2009 dentro del marco del Proyecto GE13 de la DRME del Ingemmet.



Fig. 1, Mapa de ubicación y división de la Cordillera Oriental

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO

El Capítulo se ha dividido en cada uno de los dos sectores estudiados:

2.1. Estratigrafía Regional

2.1.1. Sector Sureste

Si bien la historia geológica del sureste peruano se inicia en el Paleozoico Temprano (Laubachert,1978; Newell,1949) con una sedimentación de una cuenca sedimentaria marina, de edad Devónico Tardío, la naturaleza de su basamento no está definida, postulándose su naturaleza siálica en base a la ocurrencia de gneiss de 2 Ga, relacionados al Macizo de Arequipa (Shackleton et al,1979 & Kontak et al,1984). Así sobre un zócalo Precambriano, se emplazan secuencias del Paleozoico superior e inferior, así como del Permotriásico, encontrándose algunas evidencias de unidades cretácicas y cenozoicas.

2.1.1.1. El Basamento Precámbrico

El basamento de rocas Precámbricas ha sufrido los efectos de las Orogenias Precambrianas y Paleozoicas que registran diversas etapas de extensión y acreción de terrenos parautóctonos, en lo que sería el protomargen occidental del Gondwana que formaba parte del supercontinente Rodinia entre el Mesoproterozoico y el Neoproterozoico temprano (Chew et al,2007a; Zappettini, et al,2001). Uno de estos terrenos estaba conformado por el Macizo de Arequipa (Complejo Basal de la Costa Meridional), constituido de gneis, migmatitas, esquistos, filitas, anfibolitas, granitos gnéisicos con franjas milonitizadas, diques pegmatíticos de ortosa-biotita-cuarzo y ortosa-muscovita-cuarzo, y que habría formado parte del denominado Terreno de Arequipa-Antofalla de rocas de edades de cristalización de hasta 1.9 Ga (Paleoproterozoico) y un metamorfismo de entre 1.2 y 0.97 Ga. Los datos de isótopos de Pb sugieren la vinculación original de este terreno con el Cratón Amazónico (Zappettini, et al,2001) o por lo menos uno colindante con él (Chew et al,2007b), por lo que este Terreno habría estado acrecionado a los actuales cratones de Sudamérica y Norteamérica por los menos hace 1 Ga.

En la Cordillera Oriental, el Proterozoico estaría representado por rocas que se asume tendrían características parecidas a las registradas en la parte central: metasedimentos terrígenos y metamagmatitas, con facies metamórficas de anfibolitas y granulitas

Representan en general, también un terreno Gondwánico que muestran evidencias de varias fases tectónicas precámbricas que estarían asociadas por lo menos a las Orogenia Grenville (Zappettini, et al,2001) y Orogenia Brasilida (600 Ma) que habría afectado también el Complejo Basal de la Costa (Steinmüller,1999), del que el Macizo de Arequipa forma parte.

2.1.1.2. Paleozoico Inferior

A principios del Cámbrico, el Terreno Arequipa-Antofalla colisionó durante la Orogenia Pampeana (estadios finales de la Orogenia Brasilida, en 530 Ma.), con el protomargen occidental del Continente Gondwana (Zappettini et al,2005) y siguiendo una sutura previa de edad Grenvilliana, tuvieron lugar procesos extensionales (rifting) y de adelgazamiento cortical hacia el oeste del Terreno Arequipa-Antofalla, formando una extensa cuenca sedimentaria marina. Asimismo, existen evidencias del emplazamiento en este terreno de una importante actividad magmática en el Ordovícico. Esta cuenca de retroarco evolucionó luego a una de antepaís (Cuenca Paleozoica) en lo que actualmente es la Cordillera Oriental entre Puno y Cusco, recibiendo ingentes cantidades de sedimentos provenientes de los erosionados y peneplanizados terrenos precámbricos. Para fines del Ordovícico ocurre el cierre de esta cuenca debido a movimientos epirogénicos, despositándose ingentes cantidades de secuencias clásticas con niveles actualmente metamorfizados (Fms. San José y Sandía). Este último evento estaría relacionado a la Orogenia Famatiniana identificada más al sur del continente (Chew et al, 2007a; Zappettini et al,2005 y Palacios,1995).

Durante el Silúrico y Devónico el mar recubre nuevamente la misma Cuenca Paleozoica (Zappettini et al,2001); mientras el Macizo de Arequipa permanece emergido, proveyendo aportes detríticos importantes, lo mismo que el Escudo Brasileño que aporta solamente sedimentos finos. El centro de esta Cuenca, para este periodo, se ubicaría en la actual Cordillera Oriental, con una meridional pila sedimentaria predominantemente pelítica (Fm. Ananea); mientras más al sur en el altiplano se emplazan secuencias mayormente cuarcíticas (Fm. Lampa y Fm. Chagrapí, dentro del Gpo. Cabanillas, Palacios,1995).

A fines del Devónico los mares se retiran por levantamiento paulatino de la Cuenca; mientras más al este (Faja Subandina), la sedimentación continuó hasta el Devónico superior.

2.1.1.3. Paleozoico Superior

Durante el Carbonífero ocurren depositaciones clásticas de ambiente marino con distensiones que originaron fallamientos normales con subsidencia de cubetas discontinuas, rellenos de clásticos de ambientes fluviales y deltaicos (Gpo. Ambo). Posteriormente, calizas de facies de plataforma con clásticos en el Perú Central (Gpo. Tarma), se extienden a toda la Cordillera Oriental del sur y al Altiplano acumulándose sobre los sedimentos terrígenos silúricos y carboníferos tempranos (Zappettini et al, 2005 y Palacios, 1995).

En el Pensilvaniano la sedimentación calcárea alcanza espesores considerables, en una cuenca aparentemente subsidente.

En el Permiano inferior continúa la extensión de la cuenca marina a través de la región Subandina, depositando sedimentos carbonatados (Gpo. Copacabana); mientras las zonas positivas muestran una fuerte peneplanización y seguidamente se inician nuevos procesos de levantamiento con aportes terrígenos, ocasionando el retiro paulatino de los mares (Palacios, 1995).

Durante el Pérmico superior, en los Andes centrales una nueva deformación denominada Tardihercínica se manifiesta en el cambio litológico radical de facies marinas a continentales entre el Pérmico superior e inferior. En Puno se evidencia un intenso plegamiento, sobre el que se depositan discordantemente las molasas continentales (Gpo. Mitu); mientras en el Cusco, esta deformación se manifiesta como una tectónica de ruptura con levantamiento en bloques, con fallas de rumbo NO-SE (Palacios, 1995). Los principales rasgos de esta cuenca Permotriásica, son estructuras heredadas del basamento, pero que a su vez han controlado toda la posterior evolución andina (Carlotto et al, 2004). Así durante este periodo se asume que se inició el desarrollo de las Deflexiones de Huancabamba y Abancay (Marocco, 1978).

2.1.1.4. Permotriásico.

En este periodo se depositan potentes secuencias de "moladas" continentales, derrames volcánicos e ignimbritas (Gpo. Mitu), cuya afloramientos se extienden a lo largo de toda la Cordillera Oriental y la Faja Subandina. El magmatismo se muestra más predominante hacia el sur.

2.1.1.5. Cretáceo

Sobre el Permotriásico no se tiene evidencias de depositación de las secuencias jurásicas. Así en el Cretáceo temprano, el territorio de la zona sur del Perú, ha emergido casi en su totalidad. Mientras tanto inicia el relleno paulatino de la denominada Cuenca Putina, debido a movimiento de subsidencia (Palacios, 1995), y la cual abarca parte de la Cordillera Oriental y el Altiplano.

En el Coniaciano, la Cuenca Putina sigue actuando como una cuenca subsidente con mares someros que se prolongan hasta el territorio boliviano (Palacios, 1995).

Al final del Cretáceo, la Cuenca Putina se extiende hasta el valle del Vilcanota (Palacios, 1995), mediante la depositación de unidades de capas rojas en Puno y Cusco. Algunas capas rojas de esta edad se reconocen en algunos sectores de la Cordillera de Carabaya; por lo tanto es presumible que algunas de estas unidades se depositaron y posteriormente fueron erosionadas debido al levantamiento de la Cordillera de los Andes.

2.1.1.6. Cenozoico

En el Cenozoico Temprano, en el sureste del Perú, aparece la cuenca del Altiplano como una entidad continental muy subsidente, depositándose secuencias de capas rojas (Gpo. Puno). Al mismo tiempo en toda la Cuenca Subandina, continúa la depositación de las capas rojas (Gpo. Huayabamba).

En el Plioceno, en la Cordillera Oriental del Sur, se comienza a depositar piroclásticos (Gpo. Quenamari). Además ocurre una potente fracturación en horst y graben que conforman los macizos y valles actuales, con fuerte intensificación del levantamiento. Mientras en el Subandino y Llano Amazónico, a medida que continuaba el levantamiento, se acumulan sedimentos gruesos de piedemonte cerca al Subandino y de fluviátiles lacustrinos con lutitas, lodolitas y arcillas más al oriente.

2.1.1.7. Cuaternario

En este periodo continuó el levantamiento de la Cordillera de los Andes, ocasionando deformaciones locales producto de este movimiento. Una intensa erosión por glaciación afectó a las cabeceras de los valles, configurando el paisaje actual. La acción de los ríos profundizan los valles formando cañones, arrastrando y transportando grandes volúmenes de material, que se han ido acumulando en las regiones bajas, formando los pie de montes, los abanicos fluviales, entre otros.

Mientras en los valles interandinos se depositan extensos depósitos lacustrinos representados por conglomerados, areniscas y diatomitas (Fm. Azángaro). Todo esto da como resultado la abrupta fisiografía que tiene actualmente el territorio peruano.

2.1.2. Sector Norte

Morfológicamente la Cordillera Oriental del Norte está comprendida por un núcleo de unidades metamórficas comprendidas por el Complejo de Tabaconas; el Gpo. Salas y la Fm. Río Seco unidades del Paleozoico, secuencias cretáceas silicoclásticas, unidades volcánicas jurásicas y del cenozoico.

2.1.2.1. Precámbrico

En el extremo norte de la zona de estudio se tiene un Complejo Metamórfico denominado de Tabacones (Complejo del Marañón según, Reyes & Caldas, 1987) con gneiss bandeados tonalíticos granoblásticos con una foliación destacada por la biotita, muscovita y cuarzo, con presencia de granates y que aparentan una facie de esquisto verde (Reyes & Caldas, 1987).

2.1.2.2. Paleozoico

Se diferencian dos secuencias epimetamórficas: el Gpo. Salas de filitas argiláceas, cineritas verdes y cuarcitas de grano grueso, con metandesitas hasta anfibolitas; Fm. Río Seco conformada de bancos de cuarcitas de 3 a 4 m. gris oscuras a negruzcas intercaladas de filitas lustrosas. De ambas unidades no se tiene edades precisas, pero se asume que pertenecen al Paleozoico Inferior (Reyes & Caldas, 1987).

2.1.2.3. Jurásico

Hacia el borde oeste de la Cordillera Oriental se tiene una secuencia volcánica jurásica denominada como Volcánicos Oyotún (Wilson, J. 1984). Está conformada de lavas andesitas y metandesitas afíricas (microporfíricas), en bancos moderados con fuerte alteración verdosa a gris violácea entre otras causas por cloritización. Se encuentran además calizas amarillentas bituminosas, filitas y limolitas grises en estratos delgados.

2.1.2.4. Cretáceo

Entre Sallique y San Felipe se emplaza una faja plegada mesozoica, que correspondería al extremo límite oeste de los remanentes de la Cuenca Cajamarca casi completamente erosionada a esta latitud de la Cordillera Oriental. Su emplazamiento no está claro, pero presumiblemente se formó un graben al inicio del

levantamiento e individualización de la Cordillera Oriental, posteriormente al emplazarse la Deflexión de Huancabamba, se generó el marcado fallamiento inverso de esta faja. Marca el límite oeste de la Cordillera Oriental y presumiblemente el de los Complejos de Olmos hacia la oeste y el Complejo de Tabaconas (Complejo del Marañón) al este, por tanto sería la manifestación de una estructura tectónica mucho más antigua y profunda.

El Cretáceo de esta faja lo conforman: a la base tenemos a las areniscas, conglomerados, brechas piroclásticas y limolitas de la Fm. Tinajones que es el equivalente en edad al Volc. Oyotún; seguida de las areniscas cuarzosas y cuarcitas de la Fm. Gollarisquizga; margas astillosas gris violáceas y margas con lodolitas de las formaciones Inca y Chúlec; lodolitas calcáreas negras y calizas bituminosas de la Fm. Pariatambo. Finalmente hacia el techo de la faja tenemos al Gpo. Pulluicana con calizas arenosas grises (Reyes & Caldas, 1987).

La sedimentación cretácea fue controlada mayormente por movimientos oscilatorios verticales de franjas alargadas paralelas al Cratón Brasileño (Myers, 1980) que corresponden a bloques hundidos y levantados que individualizaron estas cuencas.

2.1.2.5. Cenozoico

Durante el cenozoico se depositaron en la zona una serie de unidades volcánicas como los Volc. Llama de piroclásticos gris-violáceos y conglomerados; los Volc. Porculla de tobas andesíticas y brechas; los Volc. Shimbe de lavas andesíticas y metandesíticas, todas que indistintamente se pueden agrupar como Gpo. Calipuy y con escasos afloramientos en la Cordillera Oriental, pero abundantes en la limitante Cordillera Occidental.

Finalmente la Fm. Namballe de tobas dacíticas y conglomerados se depositan hacia el este de Cordillera Oriental y se le considera un equivalente en edad con el Gpo. Calipuy.

Por otro lado, el flanco este de la Cordillera Oriental está limitado por la Cuenca Bagua caracterizado por secuencias fluviales continentales (Fm. El Milagro y Fm. Bellavista) sobreyacentes a las secuencias marino transicionales silicoclásticas (Gpo. Gollarisquizga) y carbonatadas (formaciones Chúlec, Pulluicana, Quilquiñán) de la Cuenca Cajamarca, que forma el basamento de la Faja Subandina. Ambas cuencas se encuentran separadas por una secuencia transicional margosa tobácea (Fm. Cajaruro). Finalmente sobre la Cuenca Bagua se depositaron depósitos de pie de

monte (Fm. Tamborapa) probablemente producto del levantamiento de la Cordillera Oriental durante el pliopliestoceno y que marcan el límite este de aquella.

2.2. Rocas Intrusivas

2.2.1. Sector Sureste

La Cordillera Oriental del Sur está representado por la Cordillera de Carabaya del sureste peruano. Esta muestra abundante superposición de unidades magmáticas que ilustran bien las características de un arco interno, como respuesta al variabilidad del régimen tectónico de compresional, extensional o neutral, con importantes contribuciones de material fundido de corteza y manto, de diferentes regiones fuente (Kontak et al, 1984).

Así en esta zona tenemos unidades magmáticas en los diversos periodos y con diferentes características:

2.2.1.1. Devónico Tardío

Tenemos dos intrusivos en San Gabán y Limacpampa, al límite NO y SE del área de estudio, y que se encuentran rodeados por sedimentos del paleozoico inferior altamente metamorfizados y múltiplemente deformado.

El Granito de San Gabán (Ollachea, Puno), tiene evidencias de un emplazamiento sin y post-tectónico con la Deformación Eohercínica. Muestra una edad Devónica superior a Carbonífera inferior (Sánchez, 1995). A la par de esta actividad ígnea ocurre un proceso metamórfico y estructural (Bard et al, 1974; Megard et al,1971). Estos granitoides comprenden un rango de diorita hasta sienogranito con piroxeno-horblenda-biotita-muscovita. Son unidades comagmáticas generadas por cristalización fraccionada. Además son subcalcinas, producto de una inicial fusión derivada del manto, posiblemente de afinidad toleítica, con una moderada presión (2-3 Kbar) y un proceso de cristalización fraccionada que involucra cristalización de anfíboles que fue el principal responsable para las composiciones peraluminosas debido a contaminación cortical de los últimos procesos de diferenciación (Kontak et al,1984), pero no en una extensión suficiente como para modificar el proceso de cristalización fraccionada.

El granito de Limacpampa es sincinemático (Kontak et al,1984) conformado de monzogranito y sienogranito de biotita-muscovita, sin asociación de rocas más básicas y características de los granitos de tipo S (Chapell y White,1974) y que se interpreta

como rocas derivadas desde un protolito sedimentario (Kontak et al,1984) en la corteza continental.

En resumen, el magmatismo del Devónico tardío por tanto involucra fusión derivada del manto y la corteza, asociada con los metasedimentos que las circunscriben, que son alta y variablemente deformados y metamorizados, indicando que un tectonismo compresional acompañó magmatismo cortical y de manto (Kontak et al,1984).

2.2.1.2. Paleozoico Superior

Se tienen unidades volcánicas félsicas sobre la base de secuencias paleozoicas (Kontak, et al,1984), que en ninguna parte llega a ser prominente.

2.2.1.3. Pérmico Triásico

El magmatismo del Permotriásico se manifiesta como volcanismo y plutonismo. Se tiene dos tipos de volcanismo de este evento: básico de basaltos alcalinos y volcánicos peralcalinos con shoshonitas ricas en potasio que son típicas de ambientes de extensión intracontinental (Noble et al,1978) con composiciones que van de andesitas a ignimbritas riolíticas. Este vulcanismo denominado como Gpo. Mitu volcánico puede ser subdividido química y mineralógicamente en unidades alcalinas, peralcalinas y shoshoníticas. Las tres unidades consideradas representan variables grados de fusión parcial del manto. Kontak, identifica tres unidades volcánicas (ver Kontak, et al,1984):

- a) La *unidad shoshonítica*, consistente de “absorakitas” (basalto porfirítico con pequeñas cantidades de ortoclasa) fíricas de olivino y shoshonitas fíricas de ortopiroxeno.
- b) Los *basaltos alcalinos* fíricos con plagioclasa con clinopiroxeno, están caracterizados por su alto contenido de TiO₂, Sr, V y Zn.
- c) Los *volcánicos peralcalinos* son generalmente afaníticos, pero feldespatos alcalinos y ocurrencias de variedades fíricas con nefelina. Ellos son químicamente distintos que las previas dos unidades y caracterizadas por alto Al₂O₃, (Na₂O+K₂O), Nb y Zr, y bajos contenidos de CaO, MgO y V.

Además Kontak (1984), establece que las relaciones de isótopos de Sr de los volcánicos del Gpo. Mitu (0.704-0.705) son comparables con los valores considerados característicos para el manto. Sin embargo, los valores de relaciones isotópicas de Sr (Sri) no evidencia una fuente cortical para estos volcánicos; además la significativa

contaminación cortical, podría inferirse por la presencia de “entrantes” de megacrístales de cuarzo en las rocas shoshoníticas, y alto contenido de K₂O de basaltos alcalinos. Así, Kontak interpreta la abundante variación geoquímica de los volcánicos asignados como del Gpo. Mitu como un reflejo de las distintas regiones fuentes, todas de mantélicas.

Asímismo, series de grandes plutones de granito estrechamente asociados en espacio y tiempo con el volcanismo, se emplazan a lo largo de la Cordillera Oriental del Sur en dos tipos caracterizados por: (1) Plutonismo calcoalcalino con tendencia alcalina de batolitos graníticos (Coasa, Limbani y Aricoma) de edad Pérmico superior; y (2) Plutonismo hiperalcalino posterior (“Sienita Macusani”) del Pérmico superior y Jurásico inferior (Sánchez,1995). Estas intrusiones se emplazan preferentemente en las fallas hacia los márgenes de cuenca (en especial la oriental) del Gpo. Mitu (Kontak et al,1984).

Los batolitos Permotriásicos son característicamente granodiorita de biotita y monzogranito de grano medio a grueso, megacrístales de feldespatos de potásico, asociados con cantidades menores de sienogranitos y monzogranitos de cordierita-muscovita. Son estériles de xenolitos metasedimentarios, excepto en la margen suroeste del batolito de Coasa. Se sugieren enérgicos emplazamientos, más que una pasiva intrusión acompañada de stopping. Kontak (1984) postula químicamente, que estas rocas comprende dos grupos petrológicos: uno de origen cortical y otro representando fusión derivada del manto. La primera unidad (Coasa, Limbani, Aricoma) es subalcalina y peraluminosa, de rocas granitoides del tipo S, peraluminosa. En contraste, la segunda unidad petrológica (Ayapata) muestra estar en el límite alcalino-subalcalino, de composición metaluminoso a peraluminoso, y relativamente enriquecido en TiO₂, Sr, Nb y (Na₂O + K₂O), con abundante REE indicativo de su afinidad alcalina. Por tanto, el granitoide Ayapata, corresponden a los granitos del tipo I de Chappell & White (1974) con una región fuente en la corteza inferior o manto superior.

La data isotópica es consistente con una fuente cortical para la porción sur del batolito de Coasa. La geoquímica similar de los batolitos de Limbani e Aricoma, podría asignar a estas unidades una similar región fuente, dentro de la corteza inferior, de probable naturaleza metasedimentaria.

Estos eventos se asociaría a las primeras manifestaciones de la ruptura del antiguo continente sudamericano, que este tiempo formaba parte del paleocontinente Gondwana (Kontak, et al 1984), y que estarían relacionados con un periodo de

distensión tectónica independiente de los procesos relacionados con la subducción (Kontak et al,1985). Los análisis de roca total de Rb-Sr define en el periodo de 250-270 Ma para este volcanismo, en completo acuerdo con dos datos de roca total por K-Ar de 280 a 245 Ma (Mc Bride et al,1983 & Kontak et al,1984). Otros datos asignaron una edad 234-238 Ma (Laubachert,1978). La notable discontinuidad de estos datos con los de roca total por Rb-Sr (205 Ma), biotita (205-211 Ma) y K-Ar por biotita (215-180 Ma) es evidente. Estos datos, en conjunción con ensambles metamórficos, historia de cristalización, sugieren que un inicial periodo de intrusión profunda (entre 6 a 10 Km), que fue seguida a los 200 Ma. por una rápida elevación y exhumación (Kontak et al,1984).

2.2.1.4. Jurásico

El intrusivo de Macusani (tomado de Kontak et al,1984), denominado también como “Sienita Macusani” es un gran complejo sienítico peralcalino de edad Jurásico Medio (K-Ar en biotita), un episodio magmático contemporáneo con el magmatismo relacionado a la subducción del Arco Principal del oeste. Asociado con este complejo intrusivo tenemos a los grandes cuerpos de “pórfido” peralcalino y volcánicos afíricos y afaníticos del Gpo. Mitu, de feldespato alcalino con nefelina de los anteriormente mencionados intrusivos y volcánicos permotriásicos. Es una sienita de piroxeno-anfíbol-biotita y sienita nefelina de grano medio a grueso, cortados por menores cuerpos pegmatíticos leucócratas feldepáticos. Otras intrusiones peralcalinas incluyen muchos pequeños cuerpos y diques de sienita nefelínica en Antauta composicionalmente similares a la intrusión Macusani. La sienita está caracterizada por alto (Na₂O+K₂O), Al₂O₃, Nb, Zr y Zn, contenidos y como se ha visto, son muy similares en composición para los volcánicos peralcalinos asignados para el Gpo. Mitu.

Se le asigna un origen mantélico (Kontak et al, 1984), aunque con pobre contaminación cortical. La sienita es comagmática con los volcánicos peralcalinos, y sus valores de Sri de los volcánicos (Sri=0.705 de Kontak et al,1984), indican que la contaminación cortical es de poca importancia petrogenética.

2.2.1.5. Cretáceo

La actividad intrusiva durante el Cretáceo Medio está muy restringido (Kontak et al,1984), generando pequeñas intrusiones hipoabisales (menores a 0.5 Km²) y muchos diques de dolerita localizados al norte de Crucero. La edad de estos eventos en base a roca total en K-Ar indican 87-69 Ma. Estos stocks son de composición granodiorítica y subalcalinos con afinidades shoshoníticas.

Aunque insignificantes, estas rocas indican que el magmatismo de esta edad, aunque realmente restringido, penetró hacia el este del interior del “Arco Interno”, formando parte de la casi continua zona de actividad ígnea extendida hacia porciones de los Andes Centrales (Clark et al, 1983). Los diques de dolerita son similares en composición a aquellos del Permo-Triásico y a algunos volcánicos alcalinos del Gpo. Mitu, con alto contenido en TiO₂, CaO, MgO, V y Ni. Los intrusivos cretáceos pueden por lo tanto, representar fundidos relacionados al manto para un régimen extensional (Kontak et al,1984).

2.2.1.6. Neógeno

El magmatismo extensivo se reanuda durante el Oligoceno Tardío, el cual es continuo, hasta el Plioceno. Se caracteriza por una fuerte química peraluminosa, divididos en episodios plutónicos (26-20Ma, K-Ar, biotita) y volcánicos (17-4 Ma, K-Ar biotita) (Kontak et al,1984). Por tanto, tenemos dos distintas unidades: un grupo antiguo de grano medio, monzogranito de megacristales de biotita-cordierita-sillimanita- felespato K; y uno más joven como una sucesión de tobas de flujos de ceniza riolita con diseminación de biotita-andalusita-sillimanita-muscovita-cordierita. La marcada mineralogía peraluminosa de ambas unidades, sugieren un origen cortical, con características de los granitoides de tipo S (Chappell & White,1974 & Kontak et al,1984). Aunque las dos unidades pueden comprender un coherente episodio magmático, sus edades todavía no muestran un traslape, y ellos son química y mineralógicamente distintos.

Resumiendo el magmatismo del área de estudio muestra una variación, que es un reflejo de diferentes regiones fuente dentro de la corteza. Así la data geoquímica para esta unidades y las más antiguas como las unidades Permo-Triásicas derivadas de la corteza, pueden interpretarse como reflejo del equilibrio de fusión en su respectiva región fuente. Finalmente las unidades graníticas Permo-Triásicas se originaron de un protolito enriquecido en Fe, los granitoides terciarios son enriquecidos en Mg y los volcánicos terciarios son enriquecidos en Al. Esta diversidad en regiones fuente corticales está evidenciado por la variable “Sri” (Kontak et al,1984). Además, la presencia de intrusiones máficas de similar edad (Audebaud et al,1979) cerca de Ayaviri, inmediatamente al oeste del área de estudio, en el Altiplano, sugiere fusión derivada del manto que puede haber contribuido termalmente hacia la generación de magmatismo peraluminoso durante el Mioplioceno (Kontak et al,1984).

Finalmente este vulcanismo mioplioceno, en la Cordillera Oriental del Sur, ocurre como volcanismo fisural explosivo ácido, y ha sido denominado Gpo. Quenamari.

2.2.2. Sector Norte

Las rocas intrusivas de la Cordillera Oriental del Norte comprenden dos unidades el Batolito de la Costa de edad Cretáceo Superior – Cenozoica, en el sector occidental, y el Batolito de Zamora en el oriental. Estas intrusiones dentro de la cuenca de los volcánicos Oyotún marcan el límite septentrional de la Cordillera Oriental, el cual se fusiona con la Cordillera Occidental.

2.2.2.1. El Batolito de la Costa

El Batolito de la Costa, intruyó la faja plegada de Cajamarca en el Cretáceo superior entre los 100 a 32 Ma. y evidencia características geoquímicas particulares: baja tasa inicial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, y una sola firma geoquímica con plutones emplazados en la epizona y enfriados rápidamente con emplazamiento, enraicimiento y subsidencia. El Batolito no intruyó en un simple régimen Andino extensional, sino como lo demuestra Bussel, con una traspresión de rumbo dextral ocurrido en el Paleoceno temprano. Las relaciones entre el batolito y el volcanismo coetáneo son inciertas, pero las edades radiométricas demuestran una lenta migración al Este desde el Albiano hasta el Oligoceno temprano, con actividades volcánicas que tuvieron sus mayores expresiones entre los 40 a 35 Ma y alrededor de 22 a 10 Ma .

El comienzo de la intrusión se relaciona con un periodo mundial de aperturas, tal como en el sud-Atlántico. Los mayores volúmenes se emplazan en 86 a 70 Ma, en un periodo relativamente bajo de aperturas en el Pacífico sur. Esta actividad, comparada con los vectores de convergencia, muestran una correlación entre 35.5 a 26 Ma, periodo de baja tasa de convergencia y baja actividad volcánica.

Existen dos intrusivos relacionados con este batolito:

Intrusivo de Tabaconas.- Descrito como Granito de Paltashaco por Reyes & Caldas (1987). Es un granito de textura granular alotriomórfico con ortosa con leve alteración arcillosa, plagioclasa con débil alteración sericítica y biotita opaca. Se tienen dos afloramientos de gran extensión a lo largo del río Tabaconas.

Intrusivo de Arabisca.- Una roca de composición predominantemente de diorita y tonalita de gran extensión en los alrededores de los Cerros Arabisca al norte de Pomahuaca. Datado en el Cretáceo (comunicación verbal de Jaimes F.).

2.2.2.2. El Batolito de Zamora

El Batolito de Zamora, es un intrusivo de composición tonalita, granodiorita, diorita que tiene afinidad calco-alcalina y edad Jurásico temprano a media, datado en el Ecuador

en 202 Ma, por Ar/Ar (Sánchez, J., et al 2005) y con plutones asociados que se extienden desde el Ecuador hasta el norte del Perú.

Intrusivo de Rumipite.- Reyes & Caldas (1987) describen este intrusivo como de edad Cretácea, sin embargo nuevas dataciones (Comunicación verbal con Jaimes F.) revelaron su edad Jurásica, correlacionándosele con el Batolito de Zamora. Es un cuerpo plutónico bastante extendido en esta parte de la Cordillera Oriental. Tenemos afloramientos en La Coipa, el más extendido al norte; mientras al sur tenemos unos afloramientos de intrusivos al oeste de Jaén, con una clara tendencia N-S. Comprende principalmente una tonalita gris leucócrata de grano grueso a medio, con plagioclasas alteradas total o parcialmente a sericita, calcita y epidota; la biotitas en cristales subhedrales con alteración a clorita, epidota; y finalmente hornblendas en cristales anhedrales o subhedrales alteradas a clorita y calcita.

2.3 Geología Estructural y Tectónica Regional

2.3.1 Sector Sureste

El Basamento precámbrico representan en general, terrenos de origen Gondwánico que deben de haber soportado numerosas fases tectónicas precámbricas, algunas de las cuales estarían asociadas a la Orogenia Grenville (Zappettini, et al,2001) y Orogenia Brasílica (600 Ma).

2.3.1.1. Ciclos Orogénicos Paleozoicos

Entre el Paleozoico Inferior y el Paleozoico Superior se tiene una discordancia relacionada a la denominada Deformación Eohercínica (Megard,1978; Laubacher,1978; Palacios,1995), que se caracteriza por sus fases compresivas cortas que originan plegamiento métrico, metamorfismo de bajo grado y magmatismo sin y post tectónico de carácter alcalino y calcoalcalino.

La Deformación Eohercínica lleva a un levantamiento generalizado de las cuencas y formación de cordilleras a comienzos del carbonífero que fueron sometidas a erosión, recortando las series del Paleozoico Inferior. Mientras tanto los continentes paleozoicos Gondwana y Laurasia se movieron durante casi todo el Paleozoico Inferior, y finalmente se unen para formar el Supercontinente Pangea a fines del Carbonífero (0.3 Ga), representando la fusión de Laurasia, Gondwana, Siberia y Patagonia (Zappettini et al,2001).

En el Pérmico superior, el levantamiento Permiano es seguido por un intenso plegamiento, que produce una erosión, sobre la que se rellenan discordantemente secuencias molásicas rojizas continentales (Gpo. Mitu). Este evento está relacionado con la denominada Deformación Tardihercínica.

En el Permotriásico se tiene un evento tectónico que difiere notoriamente de las deformaciones anteriores, y que algunos denominan “Finihercínico”, y se manifiesta en la discordancia presente entre el Gpo. Mitu y el Gpo. Pucará (Palacios,1995). Se caracteriza por un régimen de distensión, tectonismo en bloques y deposición con fuerte discordancia de potentes secuencias de “moladas” continentales, derrames volcánicos e ignimbritas (Gpo.Mitu). Esta deformación estaría relacionada a la Orogenia Gondwánica identificada y reconocida en el margen Pacífico del sur de la actual Sudamérica, y que evolucionó a un magmatismo no orogénico relacionado a fallas extensionales que precedieron el rifting Mesozoico (Zappettini et al,2001).

La ocurrencia en el área de Macusani de un gran complejo sienítico peralcalino de edad Jurásico Medio (K-Ar en biotita) sugiere el retorno de un régimen tectónico extensional (Bailey, 1974,1978), pero más localizado que el prevaleciente durante el Permiano (Kontak et al,1984).

2.3.1.2. El Ciclo Orogénico Andino

La geodinámica andina está controlada principalmente por la tectónica de convergencia de placas. El rifting activo iniciado en el Paleozoico sería el responsable a la larga de la ruptura del Pangea en el Jurásico temprano (180 Ma), el cual individualizó el continente Sudamericano (Zappettini et al,2001).

El Ciclo Andino tiene dos periodos: (1) Triásico tardío al Cretácico tardío de régimen distensivo según regiones y épocas, que algunos denominaron fase Peruana, con subsidencia en cuencas marinas y por una intensa actividad volcánica a lo largo del litoral; y (2) del Cretáceo tardío hasta la actualidad, de breves fases compresivas (Inca y Quechua), con predominio de condiciones continentales y con intensa actividad magmática (extrusiva e intrusiva) en un frente más oriental (Palacios et al, 1995).

Es entre Triásico-Jurásico, donde la geotectónica de los Andes Centrales (centro y sur del Perú) es nuevamente controlada por la subducción de la corteza oceánica del Pacífico bajo el borde continental Sudamericano (Zappettini et al,2001). Esta última se caracterizaría por una baja tasa de subducción con un ángulo de convergencia de placas muy oblicuo (Rössling, 2000).

El final del Cretáceo se caracteriza por una fase orogénica escalonada (Fase Peruana) desde el Coniaciano hasta el Maestrichtiano y por el suave plegamiento de la secuencia marina acumulada al oeste de la cuenca andina del Perú, así como vastos cabalgamientos y un progresivo levantamiento epirogénico.

Sin embargo, debido a lo escaso de los afloramientos Cretáceos en la zona de estudio, el régimen tectónico durante este periodo es incierto, aunque los pequeños stocks de Crucero pueden relacionarse con un ensanchamiento del Arco Principal (Clark & Mc Nutt, 1982; Kontak et al, 1984).

En el Eoceno tardío-Oligoceno ocurre una fase compresiva de gran envergadura denominada *Fase Inca*. Su duración e intensidad varía según regiones, pero en la mayoría de ellas se constituye en la fase compresiva principal. Así se observa una deformación de importancia en la Cordillera Oriental, tal como lo especulaba Laubacher (1978) al proponer que “el juego de desgarre de numerosas fallas de la Cordillera Oriental del Sur no excluyen la posibilidad de una ‘deformación’ andina ..‘sobrepuesta’ a la Tardihercínica”. Así, esta fase de edad eocénica se manifestaría con cabalgamientos de vergencia al oeste y originó la formación de un relieve positivo (Protocordillera Oriental) que aisló el dominio del Altiplano de la zona subandina (Zappettini et al, 2001).

En el Oligoceno, se inicia en forma coincidente la ruptura de la Placa Farallón y la formación de la Placa de Nazca, indicando el comienzo de un periodo de rápida convergencia casi ortogonal al margen sudamericano (Zappettini et al, 2001).

La presencia de un magmatismo del Oligoceno Tardío continuo, implica un régimen tectónico similar al que estuvo activo durante el plutonismo Permo-Triásico, y fue coetáneo con y probablemente relacionado al, sensiblemente, instantáneo ensanchamiento del Arco Principal en 25 Ma. (Clark et al, 1976; Grant et al, 1979; Clark & Mc Nutt, 1982). Este episodio magmático podría estar asociado con un tectonismo de subducción (Kontak et al, 1984), pero hay pocas evidencias de que se relacione con una ‘...subducción de bajo ángulo’ (Kontak et al, 1984).

En el Mioceno, se producen deformaciones a las que Steinman denominó “Fase Quechua”, y “Quechua 1” por otros autores. Esta deformación se caracterizó por ser compresiva, aunque con menores esfuerzos que los de la fase Inca, con pliegues más abiertos y fallamientos reactivados. Una epirogénesis afecta el Altiplano y Cusco (Carlotto et al, 2005) con una posterior erosión, a la que le siguió una reactivación del volcanismo; mientras en el centro y sur de Perú se produce una discordancia,

("Quechua 2") en el Mioceno terminal; seguida de un posterior levantamiento (denominado "Quechua 3" por algunos autores, ver Palacios,1995) en donde se intercala con periodos de quietud que tienen mayor duración, y es donde se forman las superficies de erosión, como la Superficie Puna. Mientras todo esto ocurría, el Subandino y la Cuenca Oriental no fueron afectados por las deformaciones miocénicas, depositándose si las gruesas secuencias de las Capas Rojas Superiores para el Subandino, reconociéndose un débil plegamiento, probablemente relacionada al "Quechua 2".

En el Plioceno, el fenómeno de levantamiento de este periodo, se ha considerado como una consecuencia del cabalgamiento de la corteza de la cordillera Andina, sobre el núcleo frío del cratón Brasileño, termalmente debilitada por el magmatismo del Cenozoico Superior. Asimismo, diferencias en el grado de acortamiento tectónico a lo largo del frente subandino, serían una de las causas que habría contribuido a la formación del Oroclino de los Andes Centrales y del característico patrón de rotación de bloques antihorarios en el Perú (Zappettini et al,2001).

Finalmente a fines del Cenozoico, la reciente configuración de placas a lo largo del margen continental activo, de Sudamérica, se caracteriza por una placa de Nazca subductada debajo de la placa Sudamericana con un ángulo de 30°.

2.3.2. Sector Norte

La principal estructura que domina el nororiente peruano es la Deflexión de Huancabamba, la cual es el resultado de una deformación causada por dos juegos de esfuerzos: uno Este-Oeste resultante de la interacción entre las placas Sudamericana y Nazca, otro noroeste-sureste debido a la acción de la placa de Los Cocos. Estas placas se alinean a la Dorsal de Carnegie por el Oeste y hacia el Este con la Fosa Amazónica, que se prolonga hacia la Fosa de Romanche y que corresponde a una falla transformante de juego dextral sobre la Dorsal Mesoatlántica (Reyes & Caldas, 1987).

Este sector de los Andes forma parte de la transición entre los Andes Centrales hacia los Andes del Norte Sudamérica. Los primeros están específicamente relacionados a una subducción de litósfera oceánica, mientras los del norte correspondientes al Ecuador y Colombia, se consideran un orógeno relacionado a la obducción y acreción de terrenos oceánicos (Mourier,1988).

Por tanto, la deflexión de Huancabamba delimita diferentes regímenes geotectónicos entre el Cretáceo y parte del Terciario, expresando la transición entre los Andes

centrales de orógeno marginal, y estructuras con rumbo NO, y los Andes del norte con un estilo de deformación transpresional (Braun et al, 2000).

El borde oriental del Mesozoico de Ecuador y Perú norte fue definido por la forma de los escudos de la Guyana y el Brasil cuando su borde occidental se encontraba bajo la influencia de la subducción Pacífica. Entre el Triásico Tardío y el Jurásico medio, una cuenca se extendía sobre el borde occidental de Sudamérica desde el 3° N y el 13°S. Esta cuenca fue progresivamente invadida por el mar del Noriano y alcanzo su máximo en el Sinemuriano. De esta forma una plataforma carbonatada se extiende en todas partes, mezclada con facies volcánicas en la parte occidental del oriente ecuatoriano. Por su parte, intercalaciones piroclásticas están presentes en los carbonatos a lo largo de la costa peruana del norte. Este arco volcánico continental Liásico del sur puede haberse extendido en el centro y norte del Perú y hacia el Ecuador. Ensamblajes tectónicos y magmáticos similares probablemente prevalecieron durante el Bajociano, cuando el mar se retiró desde el Ecuador, así como desde el norte y centro del Perú (Megard,1988).

Otro patrón paleotectónico aparece en el Jurásico tardío, en especial por la trasgresión Titoniana. En el norte y centro peruano aparecen dos cuencas: una occidental y otra oriental divididas por el bloque del Marañón. Cerca de los 8°S, la cuenca peruana Occidental finalizaba a lo largo de la zona de fractura Cajamarca E-W. Una plataforma desarrollada al norte de esta latitud comunicaba el noreste con el Oriente Peruano. En el Jurásico tardío, el arco volcánico de tendencia N-S, continuaba hacia al norte a lo largo del límite este de la cordillera oriental del Ecuador. En el Cretáceo temprano, la actividad volcánica migró repentinamente hacia el oeste. Para debido al marcado decrecimiento, se origina una incompleta paraconcordancia y discordancia de la secuencia Cretácea sobre el bloque del Marañón. Además en el Jurásico inferior, las secuencias más antiguas sufren un fallamiento en bloques durante la fase Nevadiana.

El Jurásico tardío y medio junto al Cretáceo temprano, se encuentran representados por una formación de capas rojas continentales que abarcaron la cuenca peruana oriental, el oriente ecuatoriano y el sur colombiano. En Ecuador el miembro superior de capas rojas contiene tobas y lavas que parecen ser la continuación del arco Jurásico nor peruano (Megard,1988).

Finalmente seguida de una sedimentación continental (Cuenca Bagua) se produjo una fase compresiva (Quechua) que reactivó fallas preexistentes y un levantamiento considerable de la zona interandina y de la cordillera, generando procesos erosivos

asociados a la acumulación de materiales aluvionales, coluviales, fluviales y glaciofluviales (Sánchez,1995).

Los trabajos paleomagnéticos y gravimétricos son consistentes con el modelo de acreción, y sugieren que la evolución mesozoica del Norte peruano caracterizado por terrenos de acreción y más relacionadas con tectónicas de los Andes del Norte; pero a partir del terciario medio y cuaternario, las características son similares a los de los Andes del centro. El propósito de esta acreción sería la reorganización de la geometría de la subducción a lo largo del margen andino, conduciendo al bloqueo definitivo de la subducción Jurásica y post-Jurásica (Mourier, 1988).

CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA ECONÓMICA: PRINCIPALES DEPÓSITOS Y OCURRENCIAS MINERALES

En este capítulo se describen una serie de depósitos visitados y estudiados en el Proyecto GE1309-2009.

3.1. Sur: Cordillera Oriental del Sureste

3.1.1. Depósitos Orogénicos

3.1.1.1. Mina Ananea

Se ubica en el distrito de Ananea, provincia de San Antonio de Putina, departamento de Cusco, correspondiente a la hoja de La Rinconada (30y).

Se accede por la carretera de Juliaca-Putina-Ananea y de ahí por carretera hacia La Rinconada un anexo del distrito de Ananea. Otra ruta de acceso es el de Juliaca-Huancané-Cojata y de ahí hacia Ananea.

La corporación minera Ananea viene explotando la zona por 30 años, siendo uno de los propietarios principales Tomás Cenzano con sus denuncias Ana María 1 y 2.

Entre las concesiones la de Cenzacorc tiene hasta 1.5 km. de galerías?

3.1.1.1.1. Marco geológico

La estratigrafía de la zona se resume en dos unidades principales:

Fm. Sandia.- Conformada de cuarcitas y areniscas cuarzosas gris a gris plomas interestratificadas de niveles de pizarras. Los niveles de pizarras se encuentran comúnmente silicificadas (GE1309-021), pero evidencian algunas características relevantes como su aspecto masivo y su buena pizarrosidad, con niveles de cuarzo (chert) estéril de 1 cm. de grosor (Foto 1). Algunas de estas vetillas cortan los estratos.

Fm. Ananea.- Pizarras negras bastante foliadas

El único intrusivo que se tiene registro es el de Comuni. Aparte en la Concesión Cenzacorc se tiene al dique Tentadora (GE1309-023) de 10 a 15 cm. de grosor que posiblemente aportó mineralización, aunque otros le asignan una edad posterior a los mantos mineralizados.



Foto 1.- Pizarras silicificadas y fuerte pizarrosidad.

Estructuralmente la concesión de Eusebio Mendoza comienza con mantos a 300 m. que junto con los estratos de pizarra masiva silicificada tienen 75° NE y buzan 19° SE que es la dirección del manto.

En la Concesión Cenzacorc tenemos fallas que cortan el manto principal en azimuth 70° y son estériles, otras diaclasas menores no tienen mineralización (GE1309-022 y GE1309-024). El manto tiene 280° y 30° SO. Otras medidas del manto tienen 340° con 20° NE y 242° con 90° , correspondientes a la familia 70° norte?.

Mientras el dique Tentadora tiene un azimuth 120° y buza 30° .

3.1.1.1.2. Geología Económica

La alteración predominante de la zona es una fuerte silicificación en las pizarras (GE1309-021) (Foto2)



Foto 2:- Silicificación en las pizarras y areniscas de Fm. Sandia. Se observan venillas de cuarzo.

En general la mineralización se caracteriza por vetas y mantos, estos último son del tipo Rosario. Tenemos reconocido pirita, sulfuros, óxidos de hematita, sulfatos de Cu, así como oro asociado al óxido y sulfuros.

En el sector Santa Ana tenemos el Manto 11, 4 , 5 y 6 este último con 800 m. de cortada.

En el sector de Comuni tenemos el Manto 1, Manto 2, Manto 3, Manto 4 y Manto 5.

El promedio de ley de oro es 11 a 100 gr/TM Au.

a) Concesión Eusebio Mendoza

El Manto 1 de 0.03 m de grosor. Tiene leyes máximas en algunos puntos de 500 gr/TM Au por 30 kg.

El Manto 2 tiene un azimut 38° y buza 24° SE con también 3 cm. de grosor.

El Manto 3 tiene 8 cm de grosor. Tiene 65 gr Au /TM en los puntos más altos.

Otros mantos tienen un azimut de 75° y 22° SE.

En la Concesión Eusebio Mendoza se describe en el Manto 1: argentita, cuarzo, pirita, arsenopirita con oro diseminado. El Manto 2 tiene cuarzo con oro diseminado. El Manto 3 tiene calcopirita y pirita, esfalerita en textura bandeada (GE1309-020). El cuarzo se presenta en general ahumado y lechoso. Algunas vetas de cuarzo cortan la secuencia de pizarras (Foto 3)

b) Concesión Cenzacorrc.

Inicialmente el Manto principal tiene entre 11° - 15° para luego pasar más hacia el este a 30° y 45° . Texturalmente presenta la estructura de tipo "cebra". Su espesor varía de 25 cm. a 1 mm, con una ley de 15 gr. Au /TM (GE1309-022 (Foto 4).

El manto inferior tiene 25 gr. Au/TM?

Venillas de cuarzo cortan el manto de cuarzo silicificado (Foto 5).

Los niveles más superiores tiene vetas de más de 800 gr. Au/TM mientras los menores tienen alrededor de 100 gr. Au/TM.

En la Concesión Cenzacorrc cerca a los mantos se tiene pirita en la pizarra. El manto de cuarzo silicificado tiene además pirita y calcopirita (GE1309-024 y GE1309-025).

En general los mantos tienen la ley constante; mientras las vetas son más irregulares y todos en promedio tienen 18 gr. Au/TM y 5 gr. Au/TM.

Ananea es un depósito de tipo orogénico relacionado directamente a un depósito de tipo sulfuro masivo vulcanogénico en forma de una mezcla de fluidos conteniendo oro primario que migró por conductos estructurales en especial fallas. Este fluido reductor interactuó con las rocas encajonantes y depositó el oro orogénico. Así este oro inicialmente depositado sinérgicamente en los horizontes de chert asociados con las lutitas carbonosas, fue remobilizado por los eventos tectónicos hidrotermales del Devónico inferior (Castillo et al, 2001).



Foto 3:- Vetas de cuarzo cortando las pizarras de la Fm. Sandia, en la Concesión de Eusebio Mendoza



Foto 4.- Manto en estructura tipo Cebra de la Concesión Cenzacorp.

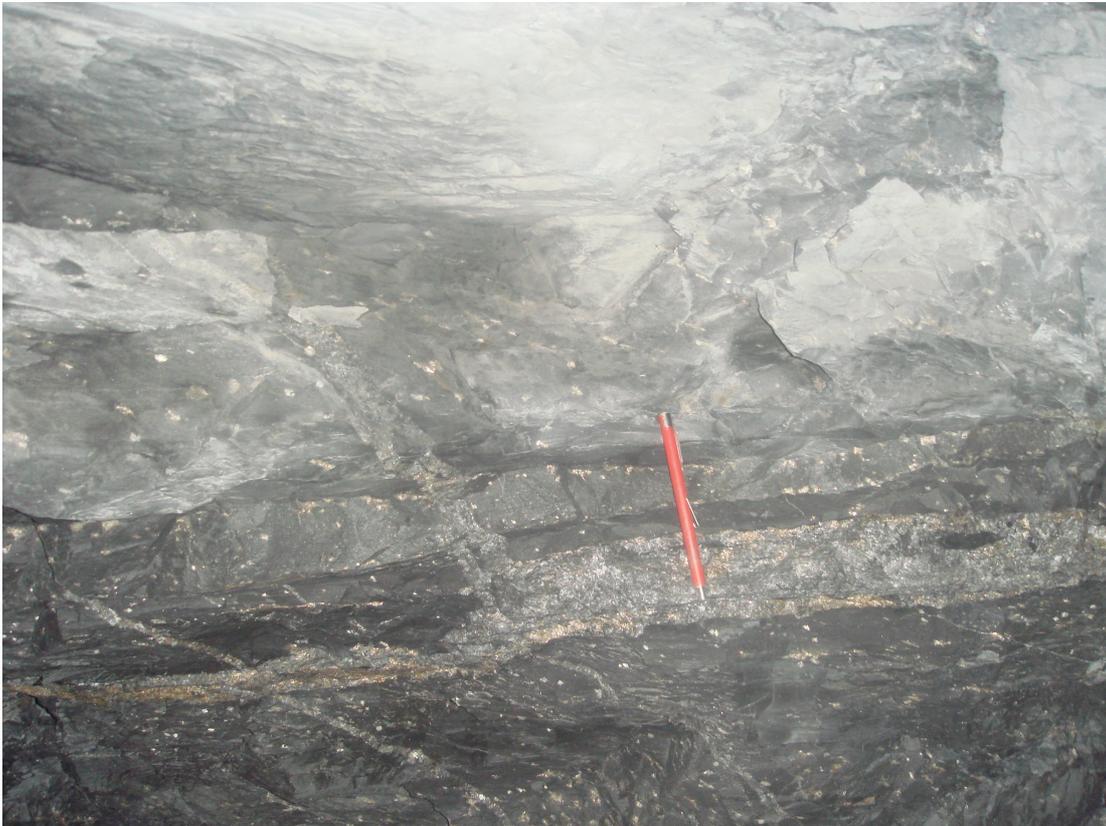


Foto 5.- Manto de Cuarzo-sulfuros cerca de dique Tentadora. Tenemos venillas cz.

3.1.1.2. Vetaspata

Vetaspata, se ubica en el Distrito de Yanahuaya, Provincia de Sandia, Departamento de Puno, correspondiente a la hoja de Sandia (29y).

A esta ocurrencia se accede por la carretera de Huancané-Cojata-Sina-Saquí y de ahí un camino de herradura hasta el antiguo campamento de Oro Vega.

En la zona existen diversos cateos que indican que el área se ha trabajado desde la colonia por los españoles. En los últimos años empresas estuvieron explorando ahí, tal como Oro Vega (Campamento en: 486113 y 8402482, WGS 84).

3.1.1.2.1. Marco geológico

Se ha reconocido las siguientes unidades:

Fm. Sandia.- Comprende pizarras y cuarcitas los cuales presentan cierto grado de metamorfismo, acompañado de silicificación. Así se describen areniscas sacaroideas (GE1309-026 y GE1309-029) de grano medio gris oscuras bien silicificadas con estratificación (10 cm) cruzada planar (Foto 6) y niveles de areniscas masivas interestratificadas con lutitas (10-20 cm) en estratificación en sigmoides. También se describen ondulitas (Foto 7).

Fm. Ananea.- Está compuesta principalmente de pizarras negras, aparentemente bastante silicificadas por un epimetamorfismo.

Hasta ahora no se ha reportado rocas intrusivas, si existe una fuente magmática debe estar en profundidad.

El área de estudio ha sido sometida a sucesivos tectonismos, conformado de plegamientos longitudinales plurikilométricos de orientación andina y con planos axiales ligeramente inclinados al NE.



Foto 6.- Estructura de estratificación cruzada de las areniscas de la Fm. Sandia



Foto 7.- Ondulitas en las areniscas de la Fm. Sandia.

3.1.1.2.2. Geología Económica

El depósito se ubica en el borde de un barranco entre el límite de selva y sierra.

Las areniscas presentan fuerte silicificación (GE1309-028 y GE1309-061). Algunos socavones también fuerte argilitización (GE1309-052) (Foto 8).

La principal estructura mineralizada es un manto de 1 m. de espesor con azimut 165° buzando suavemente (Foto 9) 15°NO . El oro se encuentra diseminado dentro de la arenisca (GE1309-027 y GE1309-029) que se presenta con micas. Además se aprecian diques de cuarzo de aparente premineralización que habrían provocado silicificación (GE1309-028) (Foto 10 y Foto 11). Una falla corta al Manto Principal en azimut 230° y con buzamiento casi vertical (Foto 12) y origina un desplazamiento de 1.5 m.

Este depósito se le ha reconocido como un yacimiento de tipo epitermal de baja sulfuración. Sin embargo, la presencia de vetas en forma de mantos haría discutible esta apreciación.

La mina esta trabajada con por lo menos unos 40 informales cada uno de los cuales producen un saco de 4 quintales a 2 gr de Au.



Foto 8.- Alteración en Manto principal de Vetaspata.



Foto 9.- Suave buzamiento del Manto Principal de Vetaspata



Foto 10.- Venillas de cuarzo que cortan al Manto Principal.



Foto 11.- Presencia de más de una generación de vetillas de cz post-minerales.



Foto 12.- Falla cortando al Manto Principal.

3.1.1.3. Ollachea

Está localizado en la quebrada Oscoco Cachi, en las inmediaciones del distrito de Ollachea, provincia de Carabaya y departamento de Puno. Se accede por la carretera de Puno-Macusani-Ollachea y de ahí un desvío que va directamente al depósito.

En 1998 se perforaron cinco pozos que indicaron amplias zonas de mineralización aurífera de baja ley. En el 2002 Rio Tinto adquiere el Proyecto Ollachea, y finalmente es adquirido por la empresa MKK. En el 2008 y 2009, se inicio de exploración y perforación diamantina por la actual propietaria, la empresa IRL.

Regionalmente tenemos a la base a las areniscas finas cuarzosas de la Fm. Sandia, seguida de las pizarras y lutitas de la Fm. Ananea. Además tenemos dos cuerpos intrusivos: las sienitas jurásicas Macusani y las granodioritas devónicas San Gabán, emplazadas sobre las areniscas Sandia.

Estructuralmente presenta las siguientes características:

1.- Fallas Transversales.- Son transcurrentes dextrales de orientación predominante Norte-Sur.

2.- Fallas Longitudinales.- Con orientación NO-SE con inflexiones NE-SO y E-O. A este sistema pertenecen las fallas Paquillusi, Corani, Ollachea de posible reactivación post Jurásico

- Falla Ollachea.- Inversa que pone en contacto a las formaciones Sandia-Ananea, orientación N75°O con inflexión al sureste.

- Falla Paquillusi.- Inversa que pone en contacto rocas de las formaciones Ananea-Sandia al norte y Sandia-Grupo Mitu al sur; también a intrusivos del Jurásico inferior-medio (Sienita Macusani). Zona brechada con grandes bloques decamétricos con mineralización y alteración hidrotermal.

El depósito se emplaza en las pizarras de la Fm. Ananea, limitadas por las fallas inversas Ollachea y Paquillasu, buzantes al norte

Geología Económica

Entre las principales características del depósito (Valdivieso & Paico, 2009) tenemos a sus alteraciones:

-Sericitita; débil en micro venillas, rellenando fracturas, cavidades en los bordes del contacto Qz-con la pizarra, asociada a la apy-Au. Muscovita moderada en venillas, algunas veces asociadas a contenidos auríferos.

-Silicificación: Tramos de alta densidad de venillas de qz con ligero blanqueamiento y mayor compactación

-Cloritización: Débil a moderada disseminación y venillas. Fina y en cristales. Cl secundario, reemplazando sulfuros

Dos son sus principales controles de mineralización: 1) el estructural con sus zonas de fallas, cizallas con múltiples venillas lenticulares de qz-po-(apy)-Au. El contenido aurífero algunas veces se distribuye al techo ó piso de las fallas, tramos con panizo son más favorables. 2) el litológico predominante en las pizarras negras, bituminosas, no bituminosas, compactas, de foliación moderada a intensa: Hacia la profundidad tenemos pizarras carbonatadas con intercalación de bandas delgadas de siltitas-areniscas grises y calcita.

Los sulfuros se presentan en venillas y disseminación en mantos lenticulares de cuarzo, en vetas, venillas, lentes de 1-7 cm. Existen tres eventos de cuarzo (qz) reconocidos por su coloración y características de distribución: Cuarzo I, II y III

Las asociaciones Mineralógicas reconocidas (Valdivieso & Paico, 2009) son: 1) qz I-II-po (apy)-Au, con el Oro en los bordes de contacto qz-pizarra; 2) qz-po-apy-py en venillas y disseminación en qz I-II-III, masivo, de grano grueso, cristalizado, también como venillas en las pizarras, tiene bajos valores de oro.

Ollachea sería un yacimiento formado posiblemente durante el devónico, con fluidos de temperaturas mesotermales entre 250° - 400°C, con una geometría de los cuerpos controladas por estratificación-foliación secundaria, fallas-fracturas sub paralelas;

Las fallas Ollachea y Paquillusi habrían sido los caminos de los fluidos mineralizantes, los que generaron además una zona de cizalla con aumento notable de la foliación secundaria y horizontes bituminosos, hospedante de los mantos de cuarzo con disseminación de sulfuros y oro.

En base a las dataciones de yacimientos similares, por Re-Os en sulfuros (apy-py) y $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en sericitas, se estableció una edad de 440 Ma (entre el Silúrico-Devónico) para la deposición de sulfuros asociados con la mineralización aurífera.

3.1.2. Vetas mesotermales

3.1.2.1. Palca XI

Se ubica en el Distrito de Quilcapunco, Provincia de San Antonio de Putina, Departamento de Puno, correspondiente a la hoja de Putina (30x).

Se accede por la carretera de Putina-Quilcapunco-Ananea y de ahí un desvío a la altura de Choquene.

Esta mina estuvo en explotación hasta 1996. Actualmente Minsur realiza exploración superficial desde 2006. Tiene 2 bocaminas que se encuentran actualmente rehabilitándose

3.1.2.1.1. Marco geológico

Se ha reconocido las siguientes unidades:

Gpo. Ananea.- Lutitas negras fuertemente erosionadas al extremo sur. Discordante con la secuencia superior.

Gpo. Ambo.- Es la predominante en el área mayormente de areniscas cuarzosas grises y comprende de tres unidades:

Unidad A.- Areniscas grises intercaladas con lutitas (GE1309-015) (Foto). Hacia la base algunos niveles de conglomerados (GE1309-016 y GE1309-017). Correlacionable con las unidades A y B de Chávez et al (1996).

Unidad B.- Areniscas cuarzosas en un paquete conspicuo.

Unidad C.- Lutitas y areniscas grises. Algunos niveles relacionadas a las fallas presentan pizarras negras y filitas? (GE1309-008 y GE1309-010) (Foto 13) en estratos de 1.20 m. y que tal vez son producto de un metamorfismo de contacto (GE1309-014).Correlacionable con la unidad C de Chávez et al (1996).

Gpo. Tarma.- Areniscas y lutitas intercaladas con delgados niveles de calizas. Contacto gradacional con el infrayacente Gpo. Ambo.

Gpo. Copacabana.- Calizas finas negras y algunos niveles de areniscas para la parte superior. Contacto gradacional con el infrayacente Gpo. Tarma.

Se han reconocido intrusivos ubicados a ambos extremos de la estructura anticlinal principal, el cual difiere en edad del depósito pegmatítico reconocido, por lo que el origen de este último se relacionaría a otro intrusivo desconocido.

Al norte tenemos un intrusivo pórfido de cuarzo feldespató de matriz tobácea (GE1309-019) fuertemente argilitizado que aparentemente aprovechó la presencia de un anticlinal.

El área ha sido intensamente fallada y plegada (Foto 14) con fallas longitudinales pre y post mineralización, y fallas transversales que han afectado la estructura, todo esto por sobre anticlinales y sinclinales afectados por las estructuras.

Las estructuras pueden haber generado un metamorfismo de contacto (GE1309-014).

Así tenemos que la estructura principal comprende un anticlinal fallado a la manera de un graben o fosa tectónica y que está asociada al emplazamiento de la vetas principales.

3.1.2.1.2. Geología Económica

En el depósito se ha determinado argilitización y piritización. Algunas zonas presentan fuerte oxidación (GE1309-016) y otras alteraciones (GE1309-008 y GE1309-013).

La principal estructura es la denominada Veta Palca con dos ramificaciones al norte y sur, denominadas colas (Horse tail), que tienen una parte central más constante y homogénea, subdividido en tres segmentos: Cimoide, Cobremina y Minsur.

Los sistemas de vetillas destacables son:

- 1) NS con 40°E
- 2) NS con 90°O
- 3) EO con 80°N

Las vetas de cuarzo tienen 270° con 80° S y las que presentan cuarzo y sulfuro tiene NS con 60°E.

La veta Palca, principal tiene unos 340° con 45°NE.

Mineralógicamente tenemos la presencia de W, Cu y Zn, detectándose Sn de 1 a 3%. La presencia de calcita indica un ambiente hidrotermal. Hacia el techo tenemos

especularita, cuarzo y pirita en orden decreciente, seguido de una zona de wolframio que decrece al piso.

En nuestro reconocimiento hemos detectado pirita, óxido y niveles supergénicos con sulfatos (GE1309-017) (Foto 15) y con bandas de cuarzo y sulfuro (GE1309-009) (Foto 16). Mientras en la galería norte tenemos pirita, calcopirita y esfalerita con hematita (GE1309-011)

Químicamente el Sn aumenta hacia la profundidad; mientras el WO_3 decrece hacia la superficie. Asimismo una característica destacable es el aumento de los sulfuros hacia el norte, mientras la WO_3 decae. La relación Sn/ WO_3 guarda relación con las rocas intrusivas ácidas y perigranitos.

Genéticamente se postula que la veta Palca se formó como “relleno de fisura” de un fallamiento paralelo al anticlinal Palca. Además se le ha reconocido un yacimiento de tipo pegmatita que contiene Sheelita, con muestras de evidencia de un hidrotermal de tipo hipotermal a mesotermal relacionada a la ferberita y sulfuros. Formaría parte de un distrito minero que proviene de la zona metalogénica de Cu-Zn-Pb-Ag- WO_3 -Sn que proviene de la Cordillera Oriental de Bolivia (Alayo, 1992).



Foto 13.- Pizarras y filitas del Gpo. Ambo en la Rampa Marcelo de Mina Palca XI.



Foto 14.- Estrías de falla en las inmediaciones de la Mina Palca XI.

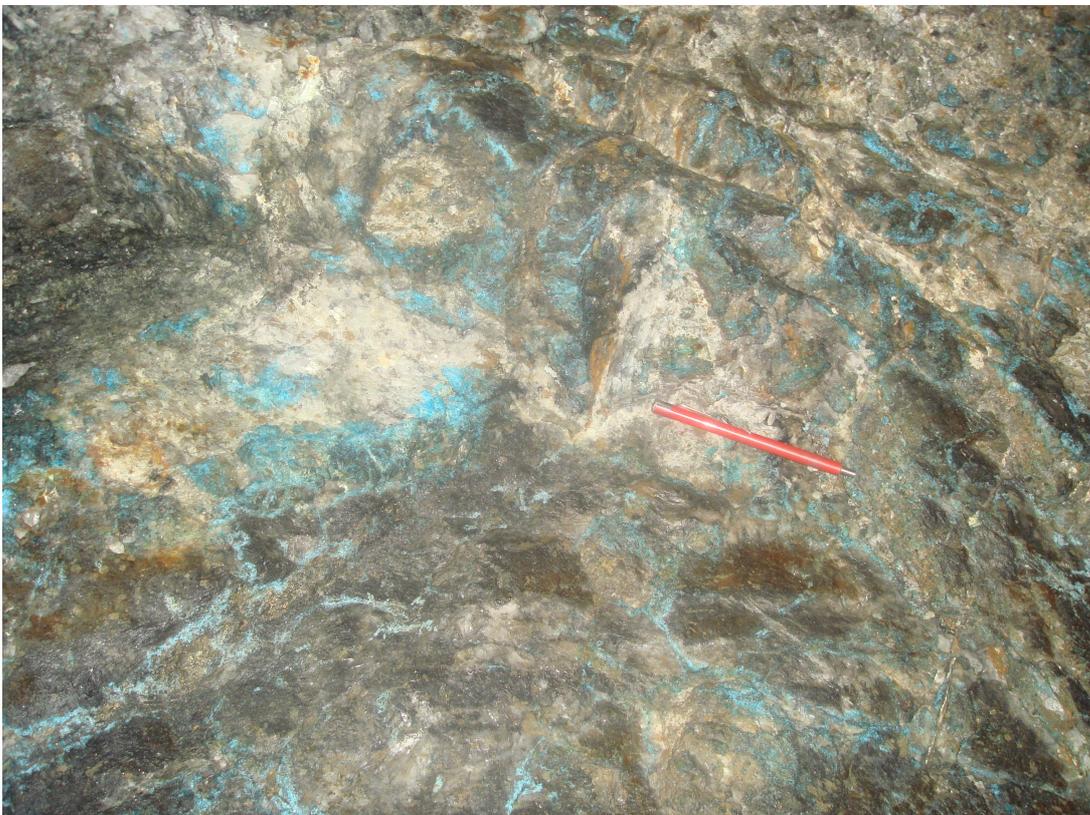


Fig. 15.- Cuarzo y niveles supergénicos de Cu en Rampa Marcelo.



Foto 16.- Bandas de cuarzo y sulfuro en Rampa Marcelo.

3.1.2.2. Mina Santa Rosa

Esta es una mina antigua que se ubica en el Distrito de Marcapata, Provincia de Quispicanch, Departamento de Cusco, correspondiente a la hoja de Corani (28u). Se accede por la carretera de Juliaca-Macusani-Corani y de ahí un desvío que va hacia Marcapata (Cuzco) hasta las inmediaciones de Huacune.

3.1.2.2.1. Marco geológico

Estratigráficamente tenemos a la Fm. Ananea conformada de pizarras negras bastante foliadas (GE1309-054).

Tenemos tres intrusivos reconocidos en la zona de estudio:

- Granito de San Gabán.- Corresponde a la misma suite de San Gabán.
- Granito blanco (GE1309-059) cortando a la Fm. Ananea (GE1309-057).
- Cuerpo de Pórfido andesita volcánico cortando a la Fm. Ananea (GE1309-058.)

En la mina tenemos una falla (Foto 17) que corta a la Fm. Ananea con azimut 334° y buza 73° NE, a unos estratos de azimut 315° con 61° N

3.1.2.2.2. Geología Económica

Si bien se ha encontrado alunita hojosa? (GE1309-055). La mineralogía predominante comprende galena, calcopirita, cuarzo y limonitas con hematita (GE1309-055), todo relacionado con una veta falla (GE1309-053) (Foto 18). Se encontró un rodado de mineral negro (GE1309-056).



Foto 17.- Falla cortando a la Fm. Ananea



Foto 18.- Relleno de falla mineralizada de Mina Santa Rosa

3.1.2.3. Carcota

Ubicada en el Distrito de Arapa, Provincia de Azángaro, Departamento de Puno, correspondiente al cuadrángulo de Putina (30x). Se accede por la carretera Huancané-Putina-Ananea. De Putina existe una trocha que sale a Ticapata por el sur y otra que va a Infiernillo por el norte.

3.1.2.3.1. Marco geológico

Entre las unidades estratigráficas tenemos:

Gpo. Ambo.- Hacia la base tenemos areniscas cuarzosas gris oscuras (GE1309-004) de aspecto masivo y cuarcitas gris oscuras (Foto 19), en estratos de 50 cm, el que ha sido correlacionado con la unidad litológica B del Gpo. Ambo descrito por Chávez et al (1996) para la hoja de Putina (30x). Se presenta discordante con el Cretáceo.

Fm. Muni.- Areniscas grises intercaladas con limoarcillitas roja-violácea.

Fm. Huancané.- Areniscas cuarzosas y subarcosas de grano medio en estratos de 50 cm. con estratificación cruzada de bajo ángulo. Se describen además cuarcitas blancas con una fuerte alteración blanca. Forma afloramientos de 10 a 15 m. geomorfológicamente conspicuos y distinguibles, que en algunos sectores se presentan invertidos.

Gpo. Moho.- Areniscas finas, limolitas y lutitas rojas laminares en estratos de 1 a 2 m. Ha sido descrita como areniscas de grano medio redondeado intercalado de lutitas rojas y verdes.

Fm. Vilquechico.- Areniscas finas, areniscas cuarzosas, lutitas rojas, verdes laminares. Forma núcleo de sinclinales.

Cerca de la ocurrencia mineral tenemos un intrusivo tobáceo de megacrystales de PLG (GE1309-001 y GE1309-002).

Se ha reconocido una falla aparentemente inversa de orientación NO-SE asociada a un anticlinal con núcleo de una unidad erosionable de capas rojas, sobreyacidas por unas areniscas bastante dúctiles (Fm. Huancané).

3.1.2.3.2. Geología Económica

Entre las principales características geoeconómicas se tiene una alteración que se presentan en capas paralelas a la estratificación (GE1309-007), la cual tiene en azimut

240° y 21°NO y una veta 174° y 80° NE. En esta veta se ha descrito de cuarzo con limonita, pirita, mineral oscuro y verde? (GE1309-005) (Foto 20). Se encontró además un rodado con mineralización? (GE1309-006). Bibliográficamente se han descrito galena, calcopirita, pirita y cuarzo. Se tienen registro de oro y antimonio.

Genéticamente esta ocurrencia se definiría como un depósito hidrotermal emplazado como vetas (X2). En este los fluidos mineralizantes habrían aprovechado las fallas principales que cortaron a los pliegues anticlinales y formaron diques de cuarzo. Posteriormente los fluidos más ricos se entramparon y formaron los mantos que son las mas ricos.



Foto 19.- Arenisca cuarzosa masiva del Gpo. Ambo



Foto 20.- Veta de cuarzo con sulfuros de la ocurrencia de Carcota

3.2. Norte: Cordillera Oriental del Norte

3.2.1. Sistemas porfiríticos

3.2.1.1. El Páramo

El Páramo se ubica aproximadamente a 25 km. al noreste del poblado de San Felipe, capital del Distrito del mismo nombre, Provincia de Jaén, Departamento de Cajamarca, dentro del cuadrángulo de Pomahuaca (12-e). Se accede por la carretera que va de Olmos a Corral Quemada a la altura del poblado de Ochentaiuno, sale un desvío al distrito de San Felipe. De este último punto sale una trocha carrozable hacia el este a la laguna El Páramo, cerca de la cual se ubica el depósito de El Páramo.

3.2.1.1.1. Marco geológico

Afloran rocas intrusivas, volcánicas y metamórficas; tufos calcáreos de grano medio, bastante permeables que han permitido la mineralización en fracturas y diseminación.

Se han reconocido las siguientes unidades:

Gpo. Salas.- Filitas argiláceas, intercaladas con cineritas verdes y cuarcitas de grano fino. La presencia de rocas metamórficas de la zona (GE1309-111) nos indicaría la presencia del Gpo. Salas.

Fm. Oyotún.- Lavas andesíticas y porfíricas gris verdosas.

Gpo. Calipuy.- Bancos masivos de brechas piroclásticas y lavas andesíticas

Intrusivo de Rumipite.- Es descrito como una tonalita gris leucócrata de grano grueso a medio; biotita en cristales subhedrales y horblenda anhedral y subhedral (Reyes & Cadas,1987). Asociados se ha encontrado rocas porfíricas intrusivas andesíticas (GE1309-109).

Otros cuerpos intrusivos tienen espesores variables de 0.5 m. a 1.50 m. (BD).

3.2.1.1.2. Geología Económica

Los contactos del intrusivo con las otras rocas, presumiblemente volcánicas ha generado silicificación (GE1309-107). Sin embargo en las zonas más distales tenemos la presencia de una fuerte propilitización (GE1309-110) (Foto 21).

La mineralización en vetillas llega a alcanzar los 50 cm. de espesor, mientras la diseminada se presenta en menor grado.

Ocurren también minerales de cobre asociados con mineralización de hierro diseminado, y también como cuerpos alargados de magnetita masiva en la parte alta de los Cerros Chorro Blanco (Reyes & Cadas, 1987).

Entre los minerales presentes tenemos a los sulfuros de cobre (tales como calcopirita, pirita, calcosina y en menor cantidad, covelita, y bornita que rellenan fracturas, en Reyes & Cadas, 1987) y molibdeno (molibdenita), asociados a un stock monzonítico. Además tenemos recolectado una muestra con galena (GE1309-108) (Foto 22).

De esta forma la mineralización consiste en el desarrollo de sulfuros primarios (Cu y Mo) y de enriquecimiento secundario (BD), asociados a un intrusivo monzonítico lo que nos indicaría que estamos ante un depósito de pórfido de Cu.



Foto 21.- Lavas con fuerte propilitización en las inmediaciones de El Páramo.



Foto 22.- Afloramiento de sulfuros en El Páramo.

3.2.1.2. Peña Verde

Es un cuerpo de 1100 m x 900 m. Comprende un intrusivo diorítico cortando a los sedimentos clásticos de la Fm. Chimú en dos sistemas de fallas: NNE-SSO y E-O, con fracturamiento N80°-85°O. La alteración presente comprende la silicificación (vuggy silica), argílica avanzada (cuarzo-alunita), argílica intermedia (cuarzo-arcillas) y brechas (Ingemmet, 2001).

3.2.1.3. La Huaca

Comprende un intrusivo diorítico, stocks y diques porfiríticos de composición monzonítico, cortando a las andesitas con intercalaciones de limoarcillitas y areniscas de la Fm. Oyotún y Fm. Gollarisquizga. Con ensambles de alteración hidrotermal de cuarzo-sericita (fílica), cuarzo-caolín-sericita (argílica) y clorita-calcita-pirita (alteración propilítica). Mineralogía simple de pirita y calcopirita, como mineral de oxidación malaquita, chalcantita y limonitas. La prospección geoquímica dio como resultado 0.2-0.4 % Cu, 140-340 ppb Au, 100-160 ppm Zn y 20-50 ppm Mo (Ingemmet,2001).

3.2.2. Sistemas porfiríticos-epitermales

3.2.2.1. Las Huaquillas

Las Huaquillas se ubica en el Distrito y Provincia de San Ignacio, Departamento de Cajamarca, correspondiente al cuadrángulo de Huancabamba (11e). Se accede por la carretera San Ignacio-Namballe en la frontera con el Ecuador, existe un desvío de trocha carrozable a Las Huaquillas.

La Cia de Minas Buenaventura S.A. formó un joint venture con Newmont para los estudios exploratorios de este prospecto.

Posteriormente la Empresa Minera Suilliden Peru S.A., realizó trabajos para iniciar una explotación, pero por problemas con las comunidades abandonó este proyecto.

3.2.2.1.1. Marco geológico

Tenemos en la zona:

Fm. Oyotún.- Lavas andesíticas y porfíricas gris verdosas. Muchas de las rocas de la zona, muestran una fuerte alteración (GE1309-070).

Intrusivo de Rumipite.- Descrito como una tonalita gris leucócrata de grano grueso a medio; biotita en cristales subhedrales y horblenda anhedral y subhedral (Reyes & Cadas,1987).

Un apófisis de este cuerpo lo tenemos al norte en Huaquillas en las inmediaciones del depósito descrito como monzodiorita (GE1309-069)

Asociado como una diferenciación tardía del intrusivo de Rumipite tenemos un cuerpo aplítico, afectado en gran medida por la alteración hidrotermal (Winkelmann, L.; 1992).

3.2.2.1.2. Geología Económica

Cerca de Las Huaquillas tenemos una fuerte alteración argílica en el intrusivo (GE1309-067 y GE1309-068) (Foto 23) y las rocas volcánicas (GE1309-070) (Foto 24) cruzado de abundantes vetillas.

La mineralización se presenta de forma diseminada, filoneana, la cual es un indicativo de la extensión hacia el sur de la franja aurífera ecuatoriana que tiene las siguientes características (Winkelmann, L..1992):

- 1) Estructuras vetiformes, de 2.3 m. de potencia en promedio.
- 2) Alteraciones: Distal, propilitica muy amplia con clorita, epidota, carbonatos en los pórfidos andesíticos, y reemplazando a las plagioclasas y horblendas en las dioritas; proximal, fílica con cuarzo, sericita, pirita en las rocas aplíticas; y silicificación en los lentes y niveles andesíticos.
- 3) Presencia de minerales de mena como pirita, esfalerita, galena, calcopirita, enargita, cobres grises, telururos.
- 4) Estudio de inclusiones fluidas determinaron edades de homogenización de 210° a 310°; y bajas salinidades.
- 5) La paragénesis mineral indican condiciones de bajo pH y creciente actividad de O₂.

Todas estas son características que la asociarían a depósitos de epitermales de baja sulfuración, aunque con mayor acidez y una mineralogía más amplia, podría indicar asociaciones con otros depósitos como epitermales de alta sulfuración y pórfidos. Todo esto producto de una actividad hidrotermal iniciada por el pórfido andesítico, donde las concentraciones de oro parecen derivar por extracción hidrotermal de los volcánicos Oyotún, el pórfido andesítico y las rocas dioríticas que habrían asimilado

rocas precámbricas ricas en oro. Mientras la relación de la mineralización con la roca aplítica es netamente estructural, es decir posterior a la roca (Winkelmann, L.; 1992).

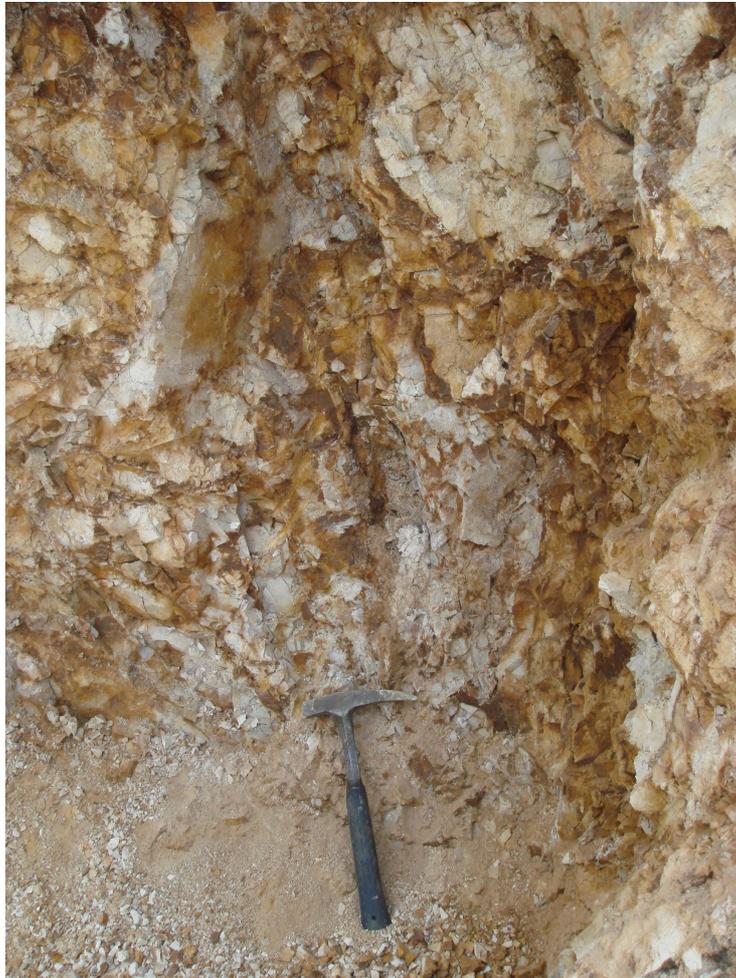


Foto 23.- Monzodiorita fuertemente argilitizada en las Huaquillas.



Foto 24.- Volcanitas de Fm. Oyo tón fuertemente argilitizadas cerca del depósito de Las Huaquillas.

3.2.2.2. La Coipa

La ocurrencia mineral La Coipa se ubica en las inmediaciones del distrito de La Coipa y en el límite con el distrito de Chirinos; provincia de San Ignacio, Departamento de Cajamarca, en la hoja de San Ignacio (11f). Se accede por la carretera que une San Ignacio y Jaén, de donde existe un desvío a la altura de Tamborapa, hacia el distrito de La Coipa.

3.2.2.2.1 Marco geológico

Entre las unidades geológicas tenemos:

Fm. Oyotún.- Lavas andesíticas y porfíricas gris verdosas. Se han descrito lavas porfíricas de fenos milimétricos de grano medio (GE1309-077) (Foto 25) y además brechas volcánicas (De la Cruz,1995)

Fm. Tamborapa.- Conglomerados, areniscas gruesas intercaladas con lutitas. Estos conglomerados presentan matriz arcillosa (GE1309-076).

Intrusivo de Rumipite.- Es una tonalita gris leucócrata de grano grueso a medio; biotita en cristales subhedrales y horblenda anhedral y subhedral (Reyes & Cadas,1987, De la Cruz,1995). Este intrusivo de naturaleza granodiorítica con biotita (GE1309-085) se encuentra argilitizado (GE1309-084 y GE1309-087) (Foto 26) y corta a los volcánicos Oyotún, razón por lo que se le asigna una edad Cretácea-Paleógena.

Se han encontrado numerosos cuerpos de pórfido andesita propilitizada (GE1309-078 y GE1309-081) cortando a los volcánicos Oyotún, y un cuerpo volcánico afírico (GE1309-083) cortando al Intrusivo de Rumipite

Tenemos una falla cerca de La Coipa, relacionada con emanaciones sulfurosas de azimut 20° con buzamiento 55°SE, con presencia de panizo (GE1309-079) y que parece mostrar un alineamiento con los intrusivos pórfidos subvolcánicos (Foto 27).

3.2.2.2.2 Geología Económica

Existe una tendencia de argilitización (GE1309-084 y GE1309-087) en el intrusivo granodiorítico de Rumipite cerca al contacto con los volcánicos Oyotún, también mostrándose propilitizadas (GE1309-077) al igual que los numerosos cuerpos subvolcánicos (GE1309-078). Se describen además alteración fílica, silificación, carbonización y prehnitización, está última en las brechas (De la cruz, 1995)

La principal ocurrencia de oro se encuentra en los conglomerados de Tamborapa de donde se extrae el oro (GE1309-076), que provendrían de disseminaciones de los volcánicos Oyotún y de alguna de sus estructuras (GE1309-080) (Foto 28).

Se encontrado en los cuerpos afíricos cortando a los intrusivos granodioríticos fracturas con pirita, calcopirita, pirrotita y bornita, indicativo que estos cuerpos estarían asociados con alguna mineralización (GE1309-084).

Se observan además numerosas venillas cortando a los volcánicos de la Fm. Oyotún a la manera de stockwork.

Por lo expuesto tenemos que la mineralización primaria estaría en el Oyotún, que sería asociada a un pórfido producido por un cuerpo granudo (Int. Rumipite) en contacto con las volcanitas, y que por cristalización fraccionada han originado cuerpos porfíricos mas máficos producto del magmatismo residual, y que han enriquecido los fluidos produciendo una mineralización en el que el oro tendría unos valores interesantes. Posteriormente la erosión originaría depósitos fluviales antiguos (Paleoplaceres) en lo que es denominada Fm. Tamborapa, donde actualmente se realiza explotación artesanal muy esporádica.



Foto 25.- Volcánicos Oyotún de las inmediaciones de La Coipa.



Foto 26.- Argiltización del intrusivo de Rumipete cerca de La Coipa.



Foto 27.- Falla con emanaciones sulfurosas en La Coipa.



Foto 28.- Venillas de cuarzo en los volcánicos de la Fm. Oyotún.

3.2.2.3. Tablón

Ubicada en las inmediaciones del Distrito de Chirinos dentro de la Provincia de San Ignacio, Departamento de Cajamarca, en la hoja de San Ignacio (11f). Se accede por la carretera que une San Ignacio y Jaén, donde existe un desvío hacia el distrito de Chirinos kilómetros después de sobrepasar el Tamborapa.

3.2.2.3.1. Marco geológico

Estratigráficamente tenemos:

Fm. Oyotún.- Lavas andesíticas y porfíricas gris verdosas. También se describen lavas latíandesíticas porfíricas (GE1309-088)

Gpo. Gollarisquizga.- Areniscas cuarzosas con intercalación de lutitas. En el sector se encuentran bastante meteorizadas (GE1309-091)

Fm. Chúlec.- Calizas grises y margas. Las calizas no tienen estructuras sedimentarias.

Fm. Pulluicana.- Calizas y margas grises bien compactas y duras.

Fm. Quilquiñán.- Lutitas gris azulinas y verdosas intercaladas con margas.

Fm. Cajaruro.- Margas y lutitas grises, intercalado con areniscas tobáceas. A 50 m. de la base se tiene un horizonte tobáceo.

Fm. Tamborapa.- Conglomerados, areniscas gruesas intercaladas con lutitas

Entre las rocas intrusivas descritas tenemos:

Stock Monzodiorita (GE1309-089) de grano medio.

Cuerpos volcánicos afíricos andesíticos gris plomos (GE1309-090) (Foto 29).

Se han descrito intrusiones síliceas subhorizontales con brechamiento (De la Cruz, 1995).

Las vulcanitas Oyotún se encuentran bastante disturbadas por intenso fracturamiento, con fallas con azimut 65° - 60° y buzamiento 54° NO y/o 20° SE. Se le asocian diversas venillas de sílice-calcita-prehnita.

Se ha reconocido una gran falla regional normal de rumbo N-S y algunas secundarias de rumbo NE-SO. Debido a que la Fm. Cajaruro recubre esta estructura, se le asume una edad pre-paleocena.

3.2.2.3.2. Geología Económica

Las lavas presentan una fuerte meteorización (GE1309-092) al igual que el intrusivo monzodiorita (GE1309-089)

No se ha encontrado sulfuros macroscópicamente pero De la Cruz (1995) describe microscópicamente magnetita-pirita-calcopirita-hematita. La pirita y la calcopirita están diseminadas en la ganga y en las microfisuras.

Las alteraciones y la presencia de estructuras sinter (GE1309-091?), y en base a otros estudios realizados (De la Cruz, 1995), la mineralización provendría de profundidad facilitada por las fracturas, por lo que estaríamos hablando de un depósito epitermal que estaría asociados a los pórfidos del Intrusivo Rumipite de Las Huaquillas y La Coipa, es decir un depósito distal a estos.



Foto 29.- Cuerpos subvolcánicos africos cortando a los volcánicos Fm. Oyoútín.

3.2.2.4. Tomaque-Mandinga

Tomaque y Mandinga son dos poblados menores ubicados cerca de la ciudad de San Ignacio, en el distrito y provincia de San Ignacio, Departamento de Cajamarca, en la hoja de San Ignacio (11f). Se ubican por la carretera que une San Ignacio y Jaén, cerca de la ciudad de San Ignacio.

3.2.2.4.1. Marco geológico

Estratigráficamente se tiene:

Fm. Oyotún.- Lavas andesíticas y porfíricas gris verdosas.

Gpo. Gollarisquizga.- Areniscas cuarzosas con intercalación de lutitas. En la zona se aprecia un grado de silicificación (GE1309-071).

Fm. Tamborapa.- Conglomerados, areniscas gruesas intercaladas con lutitas. En la zona se ha descrito areniscas microconglomerádicas de clastos angulosos y subangulosos muy mal clasificados (GE1309-072 y GE1309-075)

Se ha detectado una pequeña traza de falla (Foto 30) inversa con repliegue con azimut 300° y buzando 40° NE, y otra normal con azimut 113° y buzando 82° SO, presencia de panizo. Estas estructuras parecen estar afectando a la Fm. Tamborapa, evidencia de una Fase Pliocuaternaria (De la Cruz, 1995). Ambas estructuras parecen formar un graben con el flanco norte ligeramente invertido. Parece que estas estructuras se relacionan con la mineralización.

3.2.2.4.2. Geología Económica

Las areniscas presentan una alteración blanca (GE1309-071) presumiblemente argilitización. Además la presencia de una coloración oscura en la arenisca relacionada con una fallas con panizo y milonitización (GE1309-074) (Foto 31).

Por lo encontrado tenemos que el oro se encontraría diseminado en la arenisca cuarzosa (GE1309-073), la cual es recolectada por métodos artesanales en las zonas altamente erosionadas (GE1309-071)

El prospecto se presenta diseminado en la matriz del conglomerado y en las microfracturas de los clastos de cuarzo, por lo que el prospecto se considera un "paleoplacer", es decir, un conglomerado aurífero fósil (De la Cruz, 1995). Estos conglomerados y areniscas inconsolidadas pertenecen a la Fm. Tamborapa, el cual es producto de la intensa erosión del Gpo. Gollarisquizga, en un ambiente probablemente

fluviátil. Es decir el oro primario proviene de las areniscas cuarzosas, que muestran una alteración argílica (GE1309-071) probablemente, indicador de una mineralización epitermal.

Existen actualmente algunos trabajadores informales en la zona, aproximadamente 20, que extraen mensualmente unos 12 gr de Au por 50 lt. cada uno. Es decir se tiene un producción aproximada de 12 gr. de oro por TM mensual (Información verbal recopilada).



Foto 30.- Falla en la Zona de Tomaque y Mandinga. Presencia de alteración.



Foto 31.- Falla con panizo con mineralización en actual explotación. Tomaque-Mandinga.

3.2.3. Mississippi Valley

3.2.3.1. Bongará

El proyecto Bongará está ubicado en la región nororiental del país, en el caserío de La Florida, comunidad y distrito del mismo nombre de Shipasbamba, Provincia de Bongará y departamento de Amazonas, en las coordenadas (punto medio) 9355000N/826000E (UTM P-SAD 56), perteneciente a la hoja de 12-g Bagua Grande, dentro de la denominada Cuenca Bagua. Presenta cuerpos estratiformes y de brechas, emplazados dentro de la Fm. Chambará y la Fm. Aramachay, se han reportado muestras con más de 35% Zn y 2% de Pb (Sánchez, A., 1995).

Estructuralmente se tiene un pliegue regional suave y dos sistemas de fallas, de rumbo andino (NO) y transversales de rumbo NE, así como fallas inversas de rumbo NO.

Tiene como sus principales guías de mineralización: la estratigrafía; evidenciando un marcado control de la mineralización mantecada, dentro los estratos dolomitizados gris claros de aspecto sacaroideo, de la Formación Chambará; y la guía estructural; con ocurrencia de fallas subverticales mineralizadas como la Falla Sam (en el sector SW del proyecto); y fallas que habrían funcionado como canales alimentadores de la mineralización de los mantos, de acuerdo con la interpretación más reciente.

Guías geoquímicas la tenemos aparte del zinc, en el cadmio, bario e indio asociado a la esfalerita.

Está definido como vetas y mantos removilizados como depósito singenético (Petersen, 1979), depósito de tipo Mississippi Valley (Cardoso & Cedillo, 1990). Algunos lo calificaron como un depósito de sulfuro masivo de Pb-Zn (Steinmüller, 1999). Así tenemos que es un típico MVT con características y controles propios, algo similar al yacimiento San Vicente emplazado en el Grupo Pucará en la región de San Ramón.

La mena principal es la esfalerita rubia generalmente masiva a bandeada; y galena en menor proporción, generalmente en "patches" (manchas). La ganga principal es la calcita y baritina subordinada. Las relaciones de minerales que fueron observadas en las muestras al microscopio binocular muestran una paragénesis de: Dolomita - Calcita - Pirita - Esfalerita - Galena tipo A (cristalizada) - Calcita (comunicación personal V. Quirita).

El emplazamiento del depósito se relacionaría a zonas con cambios de facies y en fallas sinsedimentarias, así como en los ejes de anticlinales (Bayona, 2002). Al igual que San Vicente el control litológico lo constituyen las dolomitas de la Fm. Chambará (Tumialán,2003). Por tanto se recomienda el método de la polarización inducida para la detección de sulfuros.

Este depósito fue descubierto por geoquímica de sedimentos de quebrada a principios de los 90'. Entre 1997 y el 2000 Cominco perforó 92 sondajes, totalizando 26 700 m, de los cuales el 90% en el Cañón de La Florida. Adicionalmente 17 500 muestras de "rock chip", "stream sediment" y suelos fueron colectadas en trabajos de evaluación regional y del target. La perforación reportó intersecciones de hasta 5 mantos de 0.9 m. a 13 m. de longitud, con leyes de 3.4 a 28% de Zn y 1.6% Pb. En el año 2002 pasó a manos del Grupo Hochschild.

Actualmente, está en propiedad de la empresa Votorantim Metais Cajamarquilla S.A, desde hace 3 años quienes aún no han estimado recursos minerales aceptables de acuerdo a las normas internacionales (JORC), sin embargo sobre la base de la información existente se puede estimar un potencial ampliamente superior a los 10 Millones de toneladas con una ley variable entre el 7 y 8% de Zn. La mena de Zn es la esfalerita y esta ha dado valores puntuales de 20% y hasta 40%. El plomo tiene valores de 1% a 2%. La plata de 15 a 28 gr/TM (comunicación personal V. Quirita).

CAPÍTULO 4: METALOGENIA DE LA CORDILLERA ORIENTAL

La Cordillera Oriental presenta una serie de franjas individualizadas (modificado de Quispe et al, 2008) según sus características de sus yacimientos en (Figura 2):

4.1. Franja de Au en rocas meta-sedimentarias del Ordovícico y Siluro-Devónico (Franja I del Mapa Metalogenético)

La principal franja y se localiza a lo largo de toda la Cordillera Oriental del territorio peruano. Se extiende por tanto a más de 1500 Km. con una tendencia NO-SE. Sus rocas hospedantes son conforman pizarras, esquistos, areniscas, limolitas del Paleozoico inferior. Las estructuras mineralizadas están conformadas por vetillas y mantos lenticulares de cuarzo-oro, controladas principalmente por fallas inversas NO-SE. La mineralización probablemente está asociada con los eventos magmáticos del Ordovícico y del Siluro-Devónico, y probablemente posteriores. Según las últimas investigaciones, esta franja se extendería hasta el Norte (6°), debido a que el denominado Complejo Marañón (6°-10°30'), según sus historias de sedimentación y metamorfismo, se puede subdividir en tres unidades geológicas: Ordovícico inferior, Ordovícico superior-Silúrico y Carbonífero. Las edades Precámbricas sólo corresponden a algunos segmentos aislados de migmatitas.

4.2. Subfranja de depósitos de Oro Orogénico del Ordovícico

Dentro de esta misma franja se ha reconocido una serie de depósitos que han sido identificados como orogénicos y que se extienden en aproximadamente 280 Km. desde la frontera con Bolivia hasta las inmediaciones de la Deflexión de Abancay.

El término de depósito orogénico fue propuesto por Groves et al (1998) en sustitución del de mesothermal de acuerdo a la definición original de Lindgren (1931), y que se refiere a aquellos yacimientos formados a profundidades entre 1.2 y 3.6 Km. y presiones entre 1 y 3 Kbar, asimismo se involucran aspectos tectónicos, ya que la mayoría de estos depósitos se formaron en ambientes compresivos y transpresivos, dentro de márgenes de placa convergentes, durante las orogénesis colisionales y acrecionales (Groves et al, 1998). Su origen se relaciona a la formación juvenil de la corteza terrestre. Los procesos que controlaron la generación de los fluidos mineralizantes variaron mínimamente con el tiempo, lo que está reflejado en los eventos termales sinorogénicos que los movilizaron durante el metamorfismo progrado (a partir de condiciones de temperaturas y presiones bajas, a condiciones de temperaturas y presiones altas) a lo largo de márgenes continentales activos (Arce-Burgoa, 2007), consiguientemente las menas auríferas muestran una correlación

general con las fases de desarrollo del supercontinente global y con regiones de antearco y trasarco de un margen activo continental (Groves et al, 1998). Adicionalmente, los óxidos de hierro y manganeso, fueron transportados coloidalmente y por efectos de “filtro de membrana”, se precipitaron como sulfuros y oro en los lodos arcillosos de una cuenca anóxica marginal, durante la diagénesis y compactación, los que fueron subsecuentemente removilizados por sistemas hidrotermales convectivos hacia estructuras favorables, durante los eventos orogénicos y posteriormente hacia zonas de dilatación de ambientes compresivos previos y dúplex extensionales durante el terciario (Lehberger, 1992; Arce-Burgoa, 2007; Arce-Burgoa, 2009).

Entre los principales depósitos se pueden mencionar a Ananea, La Rinconada, Ollachea y Untuca.

4.3. Franja de depósitos orogénicos de Au-Pb-Zn-Cu del Carbonífero-Pérmico (Franja II del Mapa Metalogenético)

Ubicada en la Cordillera Oriental del norte del Perú, en el departamento de La Libertad. La mineralización se asocia con granitoides calcoalcalinos del Carbonífero, del Batolito de Pataz, las que intruyen a rocas metamórficas del Paleozoico inferior. El control estructural la tienen zonas de cizalla NO-SE, aparentemente desarrolladas a partir de la tectónica eoherciniana. Las estructuras mineralizadas presentan geometrías de vetas y mantos. En esta franja son conocidos los depósitos de Poderosa, Horizonte, Retamas y Parcoy. Las edades de mineralización oscilan entre 315 y 286 Ma.

4.4. Franja de pórfidos-skarns Cu-Mo-Zn y depósitos de Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos del Pérmico. (Franja III del Mapa Metalogenético).

Se extiende en el flanco oeste de la Cordillera Oriental del Perú central, al norte de la deflexión de Abancay. Más al sur entre Crucero y Limbani se tiene una prolongación de la franja de aproximadamente 100 km. Tiene una dirección NO-SE y está controlada los sistemas de fallas Satipo-Pangoa-San Francisco y Cerro de Pasco-Ayacucho en el segmento central; mientras al sur se circunscribe a los intrusivos Pérmicos del norte de Crucero sobre la Cordillera Oriental. La mineralización está hospedada en lutitas y calizas del Carbonífero, con geometrías de mantos y vetas. Los depósitos más representativos de esta franja son Cobriza y Huachón, asociados a granitoides con edades entre 270 y 255 Ma. En el Altiplano de Puno y en el dominio de las fallas NO-SE del sistema Urcos-Sicuani-Ayaviri, se encuentra aisladamente el depósito de W-Au San Judas Tadeo con una edad de mineralización estimada en 255.5 Ma . En el sur tenemos la presencia de las minas Sarita y Aricoma, que

presentan características de pórfido-skarn, y algunas ocurrencias como Tampopata y Cerro del Inca al norte de Crucero.

4.5. Franja de pórfidos y skarns de Cu-Au del Jurásico superior. (Franja V del Mapa Metalogenético).

Ubicada al noroeste del Perú, en el flanco este del dominio tectónico Olmos-Loja y está limitada por fallas regionales N-S, mayormente inversas. Las rocas huéspedes están conformadas por secuencias carbonatadas y volcánicas del Jurásico, así como cuerpos intrusivos de esta misma edad. Así la mineralización de Cu-Au, se relaciona con stocks intrusivos del Jurásico superior, con edades absolutas alrededor de 153 Ma.

Entre Jaen y Bagua se emplazan una serie de depósitos relacionadas a una serie de intrusivos jurásicos, en el cual destaca Las Huaquillas, que inicialmente definido como depósito epitermal, presenta características de pórfido, por lo que podríamos hablar de un sistemas porfiríticos con porfidos cerca a los intrusivos jurásicos y epitermales más distales a estos como Tablón y Tomaque-Mandinga que se constituyen en la principal fuente de los depósitos tipo “paleoplacer” de esta región.

4.6. Franja de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno. (Franja XVI del Mapa Metalogenético).

Ubicada a lo largo de la Zona Subandina del centro y norte del Perú. Las rocas huéspedes de la mineralización de Pb-Zn, están constituidas por secuencias dolomíticas del Triásico superior-Jurásico inferior del Grupo Pucará. Esta franja está controlada por el sistema de fallas NO-SE Satipo-Pangoa-San Francisco y cabalgamientos que ponen en contacto la Cordillera Oriental sobre la Zona Subandina. En el sector norte se ha reconocido a Soloco y Bongará. La edad de mineralización de estos depósitos se asume como eocena o miocena, relacionada con las épocas de mayor deformación que afectaron a esta zona, durante la evolución andina (Carlotto et al., 2005).

4.7. Franja de depósitos de Sn-Cu-W relacionados con intrusivos del Oligoceno-Mioceno y Epitermales de Ag-Pb-Zn. (Franja XIX del Mapa Metalogenético).

Se encuentra al extremo suroeste de la Cordillera Oriental y en la cuenca Putina, sur del Perú. Está limitada por el sistema de fallas NO-SE Urcos-Sicuani-Ayaviri y el sistema de fallas que controlan el sector oeste de la cuenca Putina. La mineralización Sn-Cu-W está relacionada con stocks peraluminosos “tipo S”, que varían de monzogranitos a granodioritas, con fuerte alteración clorítica. Las rocas intrusivas del

área constituyen la extensión de granitoides de la Cordillera Real de Bolivia, con edades de emplazamiento del Oligoceno y Mioceno. Los stocks intrusivos cortan a pizarras, esquistos y cuarcitas del Ordovícico. El principal depósito del Perú es San Rafael. Las edades de mineralización están entre 25 y 22 Ma, igualmente asociado a estos eventos volcánicos de 25-14 Ma, se tienen epitermales de intermedia a baja sulfuración y vetas Sb.

4.8. Franja de pórfidos de Cu-Mo (Au), skarns de Pb-Zn-Cu (Ag) y depósitos polimetálicos relacionados con intrusiones del Mioceno. (Franja XX del Mapa Metalogenético)

Ubicada a lo largo de toda la Cordillera Occidental del norte y centro del Perú (5^o-12^o). Está controlada por el sistema de fallas y cabalgamientos NO-SE que van cambiando a ONO-ESE y finalmente N-S, al aproximarse a la deflexión de Huancabamba. Esta franja presenta tres eventos magmáticos relacionados con la mineralización, estimados en 22-20 Ma, 18-13 Ma y 10-5 Ma. Los eventos magmáticos están manifestados por el emplazamiento de stocks intrusivos calcoalcalinos dioríticos a granodioríticos. Los pórfidos de Cu-Mo (18-13 Ma) están relacionados con intrusiones intermedias a ácidas. En la Cordillera Oriental del Norte esta franja aflora en las inmediaciones de Pomahuaca y Sallique, y se manifiesta en numerosos pórfidos como los de La Huaca, El Páramo, Peña Verde y otros, relacionadas a intrusiones cretáceas.

CONCLUSIONES

En base a las minas, depósitos y ocurrencias estudiadas por el Proyecto GE13-2009, se pueden postular algunas conclusiones sobre la base de Mapa Metalogenético del Perú:

En el norte existen depósitos porfiríticos asociados a un intrusivo que ha generado una cristalización fraccionada tal vez por contaminación de las rocas máficas del volcanismo Oyotún, produciendo los pórfidos por enriquecimiento del magma residual que intruyó como cuerpos porfiríticos andesíticos a las demás rocas (Fm. Oyotún e intrusivos) generando los depósitos de tipo sistema porfirítico (Las Huaquillas y La Copia). Luego los fluidos se transportaron más lejos originando alteraciones argílicas en las mismas vulcanitas y en las areniscas del Gpo. Gollarisquizga con depósitos epitermales distales a los intrusivos (Tablón y Tomaque-Mandinga). Finalmente la erosión de ambos depósitos en ambientes fluviales (Fm. Tamborapa) originaron los “paleoplaceres” de actual explotación.

En el sur los depósitos de oro de Ananea, La Rinconada, Ollachea y Untuca, presentan características de depósitos de oro de tipo orogénico, cuyo origen se relaciona a procesos que controlaron la generación de los fluidos mineralizantes que reflejan eventos termales sinorogénicos que los movilizaron durante un metamorfismo progrado (a partir de condiciones de temperaturas y presiones bajas, a condiciones de temperaturas y presiones altas) a lo largo de márgenes continentales activos. Entre estos procesos tenemos a la diagénesis y compactación, con subsecuente removilización por sistemas hidrotermales convectivos hacia estructuras favorables, durante los eventos orogénicos. Además las minas Aricoma y Sarita indica que la franja depósitos de pórfido y skarn relacionada a intrusivos Pérmicos se prolonga más hacia el sur.

BIBLIOGRAFÍA

Alayo, E. (1992).- *Estudio geológico del yacimiento Palca XI: aspectos operacionales y programa de exploración*. Tesis para optar por el grado de Ingeniero Geólogo. Universidad Nacional Mayor De San Marcos. 142 p.

Arce-Burgoa, O. & Goldfarb, R. (2009).- *Metallogeny of Bolivia*. SEG Newsletter N°79. Octubre de 2009. p.8-15

Arce-Burgoa, O. (2007).- *Guía a los Yacimientos metalíferos de Bolivia*. EMUSA. La Paz. Bolivia. 293 p.

Audebaud, E.; Bernard, D.; Vatin-Perignon, N. & Vivier, G.(1979).- *Quelques ages K/Ar sur des roches ignées cénozoïques du sud péruvien. Consequences géodynamiques*. Réunion Annual. Science de la Terre.

Bailey, D.K. (1974).- *Continental Rifting and alkaline magmatism*. In: *The Alkaline Rocks*. J. Wiley & Sons, New York. P. 148-159.,

Bailey, D.K. (1978).- *Continental Rifting and mantle degassing*. In: *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*. Eds. E.R. Neumann & I.B. Ramberg. Reidel. Holland.

Bard, J.P.; Botello, R.; Martínez, C. & Subieta, T. (1974).- *Relations entre tectonique métamorphisme et mise en place d'un granite eohercynian à deux micas dans la Cordillere Real de Bolivia (Massif de Zongo-Yani*. Cahiers ORSTOM. Sér. Geol., 6, 3-18.

Bayona, D. (2002).- *Geochemical Analysis and favorability Mapping of Carbonate hosted deposits. Bongará-Perú*. XI Congreso Peruano de Geología. 25 al 28 de Setiembre de 2002. Lima-Perú.

Braun, E.; Calvo, G. & Riofrio, C. (2000)- *Rio Blanco, a Newly Discovery Porphyry Copper Deposit in Northern Peru*. Primer Volumen de Monografías de Yacimientos Minerales Peruanos. Instituto de Ingenieros de Minas del Perú (IIMP).Lima

Cardozo, M. & Cedillo, E. (1990).- *Geologic-Metallogenetic Evolution of the Peruvian Andes*. En: *Stratabound Ore Deposits in the Andes*. Editado por: Fontboté L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. & Frutos, J. Enero 1990. Berlín. p. 37-60

Carlotto, V.; Cárdenas, J.; Carlier, G.; Díaz-Martínez, E.; Cerpa, L.; Valderrama, P. & Robles, T (2004).- *"Evolución Tectónica y Sedimentaria de la Cuenca Mitu (Permo-*

Triásico de la Región Abancay-Cusco-Sicuani (Sur del Perú) XII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Soc. Geol. del Perú. p. 412-524.

Carlotto, V.; Jaillard, E.; Carlier, G.; Cárdenas, J.; Cerpa, L.; Flores, T.; La Torre, O. & Ibarra, I.(2005).- *Las Cuencas Terciarias Sinorogénicas en el Altiplano y en la Cordillera Occidental del Sur del Perú*. Vol. Esp. N°6 Alberto Giesecke Matto (2005). Sociedad Geológica del Perú. p. 103-126.

Castillo, N.; Inche, H. & Rivera, A. (2001).- *Geología preliminar de las propiedades mineras de corporación minera Ananea-Departamento de Puno*. Informe interno.

Clark, A.; Farrar, E.; Caelles, J.; Haynes, S.; Lortie, R.; Mc Bride, S.; Quirt, G.; Robertson, R. & Zentilli, M.(1976).- *Longitudinal variations in the metallogenetic evolution of the Central Andes: A Progress Report*. In: *Metallogeny and Plate Tectonics*. Ed. Strong D. Geol. Ass. Canada Spec. Pap. N° 14. p. 23-58.

Clark, A. & Mc Nutt, R.(1982).- *Interrelated arc-broadening, topographic uplift and crustal contamination of magmas in two transects of the Mesozoic-Cenozoic central Andes*. Abs 5th Int. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol.

Clark, A., Farrar, E. & Mc Nutt, R (1983).- *Evolution of the Central Andean Magmatic Arcs*. Abs. Trans. Am. Geophys. Unión. 64. 326

Chapell, B. & White, A. (1974).- *Two contrasting granite types*. Pacific Geology. 8. p. 173-174.

Chávez, A.; Salas, G.; Cuadros, J.; Gutiérrez, E. (1996).- *Geología de los Cuadrángulos de Río Putina (30-x) y La Rinconada (30-y)*. Bol. Ingemmet. Serie A. N° 66. 170 p.

Chew, D; Schaltegger, U; Kosler, J.; Whitehouse, M.; Gutjahr, M.; Spikings, R. & Miskovic, A. (2007a).- *U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the andean margin of the north-central Andes*. Geological Society of America Bulletin, May/June 2007.

Chew, D.; Kirkland, C.; Schaltegger, U. & Goodhue, R. (2007b).- *Neoproterozoic glaciation in the Proto-Andes: Tectonic implications and global correlation*. Geology. Dic. 2007. p. 1095-1098.

- Dalmayrac, B. et al (1973).- El metamorfismo precambriano de baja presión en los Andes orientales del Perú. INGEMMET. Boletín. Serie D: Estudios Especiales, N° 3, p. 69-75
- Dalmayrac, B.; Laubachert, G. & Marocco, R. (1980).- *Géologie des Andes Peruviennes; caracteres generaux de l'évolution géologique des Andes Peruviennes*. Paris:Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer Doc. ORSTOM,122. 501 p.
- De La Cruz, W. (1995).- *Geología de los Cuadrángulos de Río Santa Águeda (10-f), San Ignacio (11-f), y Aramango (11-g)*. Bol. Ingemmet. Serie A. N° 57. 147 p.
- Grant,J; Halls,C.; Salinas, W. & Snelling, N. (1979).- *K-Ar ages of igneous rocks and mineralization in part of the Bolivian tin belt*. Economic Geol. N°74, 838-851.
- Groves, D.; Goldfarb, R; Gebre-Miriam, M., Hagermann, S. & Robert, F. (1998).- *Orogenic Gold deposit: A proposed classification in the context of their crustal distribution y relationship to other gold deposit types: Ore Geology Reviews*, v. 13 (1-5). p. 7-27.
- INGEMMET (2001).- *Proyectos de Inversión Minera y Prospectos en Estudio*. Boletín Especial. Diciembre 2001.
- Kontak, D; Clark, A.; & Farrar, E. (1984).- *The magmatic evolution of the cordillera oriental, southeastern Peru*. En: Andean magmatic chemical and isotopic constraint. Harmon,R & Barreiro,B eds. p 203-219
- Kontak, D.; Clark, A.; Farrar, E. & Strong, D.(1985).- *The rift associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: A precursor to the Andean orogeny*. En: Pitcher, W.; Atherton, M.; Cobbing, E. & Beckinsale, R., edi. *Magmatism at a plate edge*. The Peruvian Andes. Glasgow y London. p. 36-44.
- Laubacher, G. (1978).- *Estudio Geológico de la Región Norte del Lago Titicaca*. Bol. Inst. Geo.Min. y Met. N°5. Serie D. Ingemmet. Lima-Perú. 120 p.
- Laubacher, G. & Marocco, R. (1990).- *La Cuenca cretácica del Altiplano peruano: litoestratigrafía e interpretación secuencial*. Sociedad Geológica del Perú. Boletín, vol. 81, Diciembre 1990. p. 33-46.
- Lehberger, 1992.- *Metallogenese von Antimonit-Gold Lagerstätten in marinen Sedimenten der Ostkordillere Boliviens*: Müncher Geol. Hefte,6,204 p.

Lindgren, W. & Abbott, A. (1931).- *The silver tin deposits of Oruro, Bolivia*. Economic Geology; 26. p. 453-79.

Megard, F; Dalmayrac, B.; Laubachert, G.; Marocco, R.; Martínez, C.L.; Paredes, J. & Tomasi, P. (1971).- *La Chaîne hercynienne au Perou et en Bolivie; premiers resultats*, Cahiers ORSTOM, Ser. Geol. 3,5-43.

Megard, F (1978).- *Etude Geologique des Andes du Peru Central*. Paris, Travaux et Document de L'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-mer, Vol. 86, 310 p.

Mégard, F. (1988).- *The evolution of the Pacific ocean margin in South America North of Arica Elbow(18°S). The evolution of the Pacific ocean margins*. Por: Ben Arraham, Z. New York, Oxford University.

Myers, J. (1980).- *Geología de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa*. Bol. N° 33. Seria A. Ingemmet. Lima

Noble, D.; Silberman, M.; Megard, F. & Bowman, H. (1978).- *Comendite (Peralkaline rhyolite) and Basalt in the Mitu Group, Peru: Evidence for Permian-Triassic Lithospheric extension in the central Andes*. J.Res.U.S.Geol.Surv. Vol. 6. P. 453-457.

Mc Bride, S. (1977).- *A K-Ar study of the Cordillera Real, Bolivia and its Regional Setting*. Ph. Thesis Queen's University, Kingston, Ontario

Marocco, R.(1978).- *Estudio Geológico de la Cordillera de Vilcabamba*. Bol. Inst. Geo.Min. y Met. N°4. Serie D. Ingemmet. Lima-Perú.

Megard, F. (1979).- *Estudio Geológico de los Andes del Perú Central*. Inst. Geo.Min. y Met. N°8 Serie D. Ingemmet. Lima-Perú. 227 p.

Newell, N. (1949).- *Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia*. Mem. Geo. Soc. Am. 36

Palacios, O.(1995).- *Geología Histórica y Evolución Tectónica*. En: Ingemmet. Geología del Perú. Bol.Cart.Geol.Nac. N°55. Serie A. p.15-44.

Quispe, J.; Carlotto, V.; Acosta,J.; Macharé,J.; Chirif, H.; Rivera, R.; Romero, D.; Huanacuni, D. & Rodríguez, R. (2008).- *Mapa Metalogenético Del Perú 2008: Herramienta Esencial Para Las Exploraciones Mineras*. Resúmenes de XIV Congreso Peruano de Geología. Lima

Reyes, R. & Caldas, J. (1987).- *Geología de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropón, Huancabamba, Olmos y Pumahuaca*. Bol. Nº 39 Series A. Lima

Rössling, R. (2000).- *Tectónica de placas y evolución estructural en el margen continental activo de Sudamérica*. En: Suarez, R., ed. *Compendio de la Geología de Bolivia*. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*.18(1-2). p.199-213.

Sánchez, A. (1995).- *Geología de los cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebamba y Bolívar*. Bol. Nº 56 Seria A. Ingemmet. Lima.

Sánchez, J.; Palacios, O.; Pilatasig, I.; Gordon, D. & Shaw, R.(2005).- *Transición de los Andes Centrales a los Andes del Norte: Nueva comprensión basada en el Reconocimiento de campo y nuevos datos Geoquímicos – Geocronológicos*. X Congreso Colombiano de Geología. Bogotá. 26-29 Julio 2005.

Shackleton, R.; Ries, A.; Coward, M. & Cobbold, P. (1979).- Structure metamorphism and geochronology of Arequipa Massif of coastal Peru. *J. Geol. Soc. Lond.* 13. 195-214.

Steinmüller, K (1999).- *Depósitos Metálicos del Perú. Su metalogenia, sus modelos, su exploración y el medio ambiente*. Ingemmet. 1999. 171 p.

Tumialán, P. (2003).- *Compendio de Yacimientos Minerales del Perú*, Bol. Nº 10.Seria B. Ingemmet Lima.

Valdivieso, Y. & Paico, D. (2009).- *Ollachea, modelo de yacimiento orogénico*. Presentación para Maestría de Geología de la UNMSM. Trabajo inédito.

Winkelmann, L.; Zarate O., Héctor; Lara Moreno, Marco; Rodríguez, María del Pilar; Rodríguez Olarte, Walter; (1992).- *Mineralización epitermal de oro del área de Las Huaquillas*. Informe interno del Ingemmet

Wilson, J. (1984).- *Geología de los cuadrángulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celendín, Pacasmayo y Chepén*. Bol. Nº 38 Seria A. Ingemmet. Lima.

Zappettini, E.; Godeas, M.; Seggiaro, R.; Korzeniewski, L.; Rubiolo, D.; Miranda-Angles, V.; Uribe-Zeballos, H.; Heuschmidt, B.; Rodríguez, C.; Vivallo, W.; Gardeweg, M.; Mpodozis, C.; Palacios, O.; Paz, M.; Boulanger, E.; Carpio, M. & Cocking, R. (2001).- *Mapa metalogénico de la región fronteriza entre Argentina, Bolivia, Chile y Perú (14 °S-28 °S)*. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile). Publicación Geológica Multinacional N°2. 222 p.

Zappettini, E., cord. (2005).- *Mapa metalogénico de América del Sur 1:5.000.000; memoria explicativa*. Asociación de Servicios Geológicos y Mineros de Iberoamérica. Instituto de Geología y Recursos Minerales-Segemar (Argentina). Buenos Aires. Anales 44. 274 p.