



Acta de Calificación de la Tesis de Maestría

En la Ciudad de Lima, Perú, el día 30 de septiembre de 2006 a las horas, el candidato D. **Jorge Luis Quispe Cangana**, presentó la defensa de su tesis intitulada "**Características Estructurales e Isótopos de Plomo de las Mineralizaciones Auríferas de la Franja Tantaré - Huaytará (Perú)**" requisito indispensable para obtener el título de Master en la Maestría Internacional "Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales".

El tribunal estuvo constituido por:

Presidente (a)
Secretario (a)
Vocal
Vocal

Nombre y Apellidos
MIGUEL CARDOZO GOYTIZOLO
CESAR MUÑOZ PINEDA
VICTOR CARLOTTO CAÏLLAUX

Una vez presentada el tribunal lo declaró:

APROBADO con la puntuación de 85 Y SOBRESALIENTE

Basado en la siguiente escala:

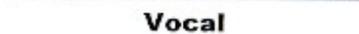
Escala de calificaciones	
Base	100
Insuficiente	<50
Suficiente	50-70
Notable	70-80
Sobresaliente	>80


Presidente

Firmas


Secretario (a)


Vocal


Vocal



Red DESIR

Constituido el tribunal nombrado por el Coordinador Internacional del Programa de Máster Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales, el día 30 de Septiembre de 2006

Presidente: Miguel Cardozo Goytizolo
Vocal: Victor Carlotto Cailleux
:
Secretario: César Muñoz Pineda

Realizado el acto de defensa y lectura de la Tesis de Maestría el día el día 30 de Septiembre de 2006

EL PRESIDENTE

LOS VOCALES

EL SECRETARIO





Red DESIR

MÁSTER INTERNACIONAL APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS RECURSOS MINERALES

TESIS DE MAESTRÍA

“Características Estructurales e Isótopos de Plomo de las Mineralizaciones Auríferas de la Franja Huaytará-Tantará, Huancavelica (Perú)”

Jorge Luis Quispe Cangana

Setiembre - 2006





Red DESIR

**MÁSTER INTERNACIONAL
APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS
RECURSOS MINERALES**

Línea:

Recursos Minerales

TESIS DE MAESTRÍA

**“Características Estructurales e Isótopos de Plomo
de las Mineralizaciones Auríferas de la Franja
Huaytará-Tantará, Huancavelica (Perú)”**

Jorge Luis Quispe Cangana

Setiembre - 2006



CURSO 2005-2006

**MÁSTER INTERNACIONAL
APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS RECURSOS
MINERALES**

Como director del Trabajo,

Autorizo la presentación de la Tesis de Maestría
“Características Estructurales e Isótopos de Plomo de las mineralizaciones
Auríferas de la Franja Huaytará – Tantará, Huancavelica (Perú)”

Realizado por
Jorge Luis Quispe Cangana

Bajo mi dirección
y

César Vidal Cobián

Rolando Carrascal Miranda

Firmado: **Prof. José Machare Ordoñez**

Fecha:



Red DESIR

Constituido el tribunal nombrado por el Coordinador Internacional del Programa de Máster Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales, el día __ de _____ de 2006

Presidente: _____

Vocal: _____

: _____

Secretario: _____

Realizado el acto de defensa y lectura de la Tesis de Maestría el día el día __ de _____ de 2006

EL PRESIDENTE

LOS VOCALES

EL SECRETARIO





“Características Estructurales e Isótopos de Plomo de las Mineralizaciones Auríferas de la Franja Huaytará-Tantará, Huancavelica (Perú)”

Memoria de la Tesis de Maestría que para optar al Título de Master en “Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales”, impartido por la Red DESIR, presentada por el Ingeniero Geólogo *Jorge Luis Quispe Cangana*

Universidad Nacional de Ingeniería

Director

Dr. José Macharé Ordóñez

Co-Director

Dr. Colombo Gaeta Tassinari

Tutores

Dr. César Vidal Cobián

Dr. Rolando Carrascal Miranda

Realizada en Cía. de Minas Buenaventura S.A.A

Setiembre - 2006
Lima - Perú



RESUMEN

La franja Huaytará-Tantará se extiende con rumbo NW – SE a lo largo del flanco oeste de la Cordillera Occidental de los Andes del Perú central. Contiene mineralizaciones Au–Ag (Pb-Zn-Cu) hospedadas en secuencias volcánicas del Eoceno al Mioceno. Está afectada al menos por seis fases de deformación definidas a través del análisis estructural de fallas y fracturas en cuatro estaciones de trabajo: Antapite, Jatun Orcco, Pampa Andino y Castrovirreyna. La fase **E_{E-W}** (Cenomaniano – Paleoceno) es extensional con σ_3 en la dirección N 85° E – S 85° W. La fase **C_{NS}** (30 Ma – 27 Ma) es compresional con σ_1 en la dirección N 10° E – S 10° W. La fase **E_{NE-SW}** (27 Ma – 26 Ma) es extensional con σ_3 en la dirección N 50° E – S 50° W. La fase **TC_{E-W}** (26 Ma – 19 Ma) es transcurrente con σ_1 en la dirección N 85° E – S 85° W. La fase **TC_{NE-SW}** (19 Ma – 11 Ma) es transcurrente con σ_1 en la dirección N 60° E – S 60° W. La fase **C_{EW}** (9.5 Ma – 3.9 Ma) es compresional con σ_1 en la dirección N 85° W – S 85° E. Los estilos de fracturación que permitieron la circulación de fluidos corresponden a la fase **C_{NS}** en Pampa Andino, a las fases **E_{NE-SW}** - **TC_{E-W}** en Antapite y a la fase **TC_{NE-SW}** en Jatun Orcco.

Los resultados de las relaciones isotópicas de Pb de 17 muestras (oro-sulfuros, rocas volcánicas e intrusivos) de Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino, definen procesos hidrotermales independientes para cada uno de ellos, con una evolución de Pb similar para las muestras de oro de Pampa Andino y Jatun Orcco, pero distintas a las muestras de Antapite, sugiriendo potencial aurífero diferente. Por otro lado, el análisis plumbotectónico, permite observar que las muestras de oro de Antapite tienen como fuente de Pb radiogénico una zona orogénica, con predominio tanto de la corteza superior como de la inferior, a diferencia de las otras zonas, que sólo muestran influencia de la corteza superior. Por lo tanto, se estima que el magmatismo de Antapite fue más profundo y sus fluidos tuvieron mayores posibilidades de lixiviar metales. Igualmente, en los diagramas de plumbotectónica, se aprecia que el volcanismo del Eoceno tardío relacionado con la caldera Pampa Andino, no tiene ninguna relación con la mineralización y respalda la relación entre la deformación post-caldera de la fase **C_{NS}** y la probable edad oligocena temprana de mineralización de dicho yacimiento.

ABSTRACT

The Huaytará-Tantará belt extends with NW - SE strike along the western flank of the Western Cordillera of the Andes of central Peru. It contains Au-Ag (Pb-Zn-Cu) mineralizations hosted by volcanic sequences from Eocene to Miocene. It is affected by at least six phases of deformation, defined through structural analysis of faults and fractures in four work stations: Antapite, Jatun Orcco, Pampa Andino and Castrovirreyna. The phase E_{E-W} (Cenomanian - Paleocene) is extensional with σ_3 in the direction N 85° E - S 85° W. The phase C_{NS} (30 m.y - 27 m.y) is compressive with σ_1 in the direction N 10° E - S 10° W. The phase E_{NE-SW} (27 m.y - 26 m.y) is extensional with σ_3 in the direction N 50° E - S 50° W. The phase TC_{E-W} (26 m.y - 19 m.y) has strike slip motion with σ_1 in the direction N 85° E - S 85° W. The phase TC_{NE-SW} (19 m.y - 11 m.y) has strike slip motion with σ_1 in the direction N 60° E - S 60° W. The phase C_{EW} (9.5 m.y - 3.9 m.y) is compressive with σ_1 in the direction N 85° W - S 85° E. The fracturing styles that allowed the circulation of the mineralizing solutions correspond to the phase C_{NS} in Pampa Andino, to the phases E_{NE-SW} y TC_{E-W} in Antapite and to the phase TC_{NE-SW} in Jatun Orcco.

The results of lead isotope relationships lead isotope of 17 samples (gold-sulphide, volcanic rocks and intrusives) of Antapite, Jatun Orcco and Pampa Andino indicate hydrothermal processes independent for each one of them, with a lead evolution similar between the gold samples of Pampa Andino and Jatun Orcco, but different to Antapite, suggesting different auriferous potential. On the other hand, the lead-tectonics show that the gold samples of Antapite have as source of radiogenic lead an orogenic area, with prevalence both the upper crust and the lower crust, contrary to the others zones, that only show influence of the upper crust. Then it is considered that the magmatism of Antapite was deeper and that its fluids had more possibilities of leaching metals from the source. The same lead-tectonics diagrams, show that the volcanism of the late Eocene related with the Pampa Andino caldera, does not have any relationship with the mineralization and it supports the relationship among the deformation after caldera of the phase C_{NS} and the probable early Oligocene age of mineralization of this ore deposit.

AGRADECIMIENTOS

El estudio titulado: "CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES E ISOTOPOS DE PLOMO DE LAS MINERALIZACIONES AURÍFERAS DE LA FRANJA HUAYTARÁ – TANTARÁ, HUANCVELICA (PERÚ)", no habría sido posible sin el apoyo de Compañía de Minas Buenaventura S.A.A. Por ello, mi mayor agradecimiento al Presidente de Directorio Ing. Alberto Benavides de la Quintana y al Gerente de Exploraciones Dr. César Vidal Cobián.

A los profesionales del Departamento de Exploraciones, Ings. Hernán Tanabe Okada, Andrés Condori y Mariela Tuccio, por las facilidades brindadas para culminar este estudio.

Al Ing. Francois Muths y los profesionales que integran la compañía Inversiones Mineras del Sur, por permitir el acceso a sus propiedades mineras y por las facilidades brindadas durante la salida de campo.

De igual forma hago llegar mis más sinceros agradecimientos a las autoridades de la Red-Desir, en la persona del Dr. Ricardo Castroviejo.

A mis asesores académicos, Dr. José Macharé, Dr. Colombo Tassinari y Dr. Rolando Carrascal, por las observaciones y sugerencias para llevar a buen término éste trabajo de Tesis.

Así mismo agradezco de manera especial a las autoridades y al grupo de profesionales que integran el Laboratorio de Geocronología del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo, por la preparación de muestras y los respectivos análisis de isótopos de Pb.

No puedo dejar de agradecer a mi esposa Sandra Villacorta por su apoyo en la elaboración de mapas.

ÍNDICE

RESUMEN	I
ABSTRACT	II
AGRADECIMIENTOS	III
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 PRESENTACIÓN	1
1.2 PLANTEAMIENTO DEL TEMA Y ALCANCES	2
1.3 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN	3
1.4 ESTADO DEL ARTE	4
1.4.1 Antecedentes	4
1.4.2 Análisis Cinemático de Fallas	6
1.4.3 Evolución isotópica de Plomo	11
2. MÉTODOS DE TRABAJO	15
2.1 COMPILACIÓN DE LA INFORMACIÓN	15
2.2 TRABAJO DE CAMPO	15
2.3 TRABAJOS ANALÍTICOS	16
2.3.1 Procesamiento de Datos Estructurales y su Interpretación	16
2.3.2 Procedimiento Analítico de las Composiciones Isotópicas de Plomo	19
3. GEOLOGÍA REGIONAL Y CONTEXTO TECTÓNICO	22
3.1 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES	22
3.1.1 Cordillera de la Costa	22
3.1.2 Llanura Pre-Andina	22
3.1.3 Cordillera Occidental	23
3.2 UNIDADES GEOLÓGICAS	24
3.2.1 Mesoproterozoico	24
3.2.2 Paleozoico	24
3.2.3 Mesozoico	24
3.2.4 Cenozoico	25
3.2.5 Depósitos Cuaternarios	28
3.3 ROCAS INTRUSIVAS	29
3.3.1 Batolito San Nicolás	29
3.3.2 Batolito de la Costa	29
3.3.3 Stocks Plutónicos del Eoceno – Mioceno Temprano	30
3.3.4 Sub-volcánicos del Plioceno	30
3.4 CONTEXTO TECTÓNICO	31

4.	GEOLOGIA DE LAS MINERALIZACIONES	34
4.1	MARCO ESTRUCTURAL DE LA FRANJA HUAYTARÁ – TANTARÁ	35
4.1.1	Fallas	35
4.1.2	Estructuras Volcánicas	40
4.1.3	Ejes de Pliegues	42
4.1.4	Otros lineamientos fotointerpretados	43
4.2	CARACTERÍSTICAS DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS	44
4.2.1	Pampa Andino	44
4.2.2	Santa Beatriz	45
4.2.3	San Juan de Capillas	46
4.2.4	Ticrapo	46
4.2.5	Sector Toman Cancha	47
4.2.6	Dos Lukas	48
4.2.7	Coripallana	48
4.2.8	Jatun Orcco	49
4.2.9	Antapite	51
5.	ANÁLISIS ESTRUCTURAL	52
5.1	CARACTERÍSTICAS DE LOS MOVIMIENTOS, FASES DE DEFORMACIÓN Y CRONOLOGÍA	52
5.1.1	Antapite	52
5.1.2	Jatun Orcco	61
5.1.3	Pampa Andino	61
5.1.4	Sector de Castrovirreyna	69
5.1.5	Resumen de las fases de deformación de la franja Huaytará - Tantar	71
5.2	RELACION ENTRE LA DEFORMACIÓN Y LA MINERALIZACIÓN	72
5.2.1	Antapite	72
5.2.2	Jatun Orcco	72
5.2.3	Pampa Andino	73
6.	GEOQUIMICA ISOTÓPICA DE PLOMO	74
6.1	COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE LAS MINERALIZACIONES AURÍFERAS, ROCAS HOSPEDANTES E INTRUSIVOS	75
6.2	RELACIÓN ISOTÓPICA ENTRE LOS EVENTOS MAGMÁTICOS Y LA MINERALIZACIÓN	76
7.	RELACIÓN ENTRE EL MAGMATISMO, TECTÓNICA Y MINERALIZACIÓN DE LA FRANJA HUAYTARÁ – TANTARÁ	80
8.	CONCLUSIONES	82
9.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84

RELACIÓN DE FIGURAS

Figura 1: Plano de ubicación

Figura 2: Esquema de tectoglifos

Figura 3: Modelos de fracturación

Figura 4: Diagramas de evolución de Pb

Figura 5: Diagramas de la plumbotectónica

Figura 6: Generación de fallas por esfuerzo

Figura 7: Mapa de unidades morfoestructurales

Figura 8: Mapa geológico regional

Figura 9: Mapa Estructural

Figura 10: Mapa metalogenético

Figura 11: Mapa estructural de Antapite

Figura 12: Estereodiagramas de fallas en la veta Zorro Rojo

Figura 13: Estereodiagramas de fallas en la veta Reyna

Figura 14: Estereodiagramas de fallas dextrales del sistema Ruñahuañusca

Figura 15: Estereodiagramas de fallas normales en zonas de transtensión

Figura 16: Estereodiagramas de fases de deformación en Antapite

Figura 17: Mapa estructural de Jatun Orcco

Figura 18: Estereodiagramas de fases de deformación en Jatun Orcco

Figura 19: Estereodiagramas de fallas normales en zonas de transtensión y transcurrentes asociadas a la fase compresiva

Figura 20: Mapa estructural de Pampa Andino

Figura 21: Estereodiagramas de fases de deformación en Pampa Andino

Figura 22: Estereodiagramas de planos de falla del sistema Castrovirreyna

Figura 23: Resumen de las fases de deformación y su relación con las mineralizaciones de la franja Huaytará – Tantará.

Figura 24: Cuadro Paragénético de Antapite - vetas Antapite, Zorro Rojo y Reyna

Figura 25: Cuadro Paragénético de Jatun Orcco - vetas Mercedes y Capicúa

Figura 26: Cuadro Paragénético de Pampa Andino - veta Rosita

Figura 27: Razones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las mineralizaciones auríferas, rocas hospedantes e intrusivos de la franja Huaytará - Tantará.

Figura 28: Diagrama de Stacey & Kramers (1975) de las razones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las mineralizaciones auríferas, rocas hospedantes e intrusivos de la franja Huaytará - Tantará.

Figura 29: Diagrama plumbotectónico thoriogénico de Zartaman & Doe (1949) de las mineralizaciones auríferas, rocas hospedantes e intrusivos de la franja Huaytará - Tantará.

Figura 30: Diagrama de plumbotectónico uranogénico de Zartaman & Doe (1949) de las mineralizaciones auríferas, rocas hospedantes e intrusivos de la franja Huaytará - Tantará.

Figura 31: Esquema de relaciones magmáticas, tectónicas y de mineralizaciones de la franja Huaytará – Tantará y del sector de Castrovirreyna – Huachocolpa.

RELACIÓN DE ANEXOS

ANEXO I: Datos estructurales de la franja Huaytará – Tantará

ANEXO II: Resultados de las relaciones isotópicas de Pb de muestras de la franja Huaytará – Tantará.

1. INTRODUCCIÓN

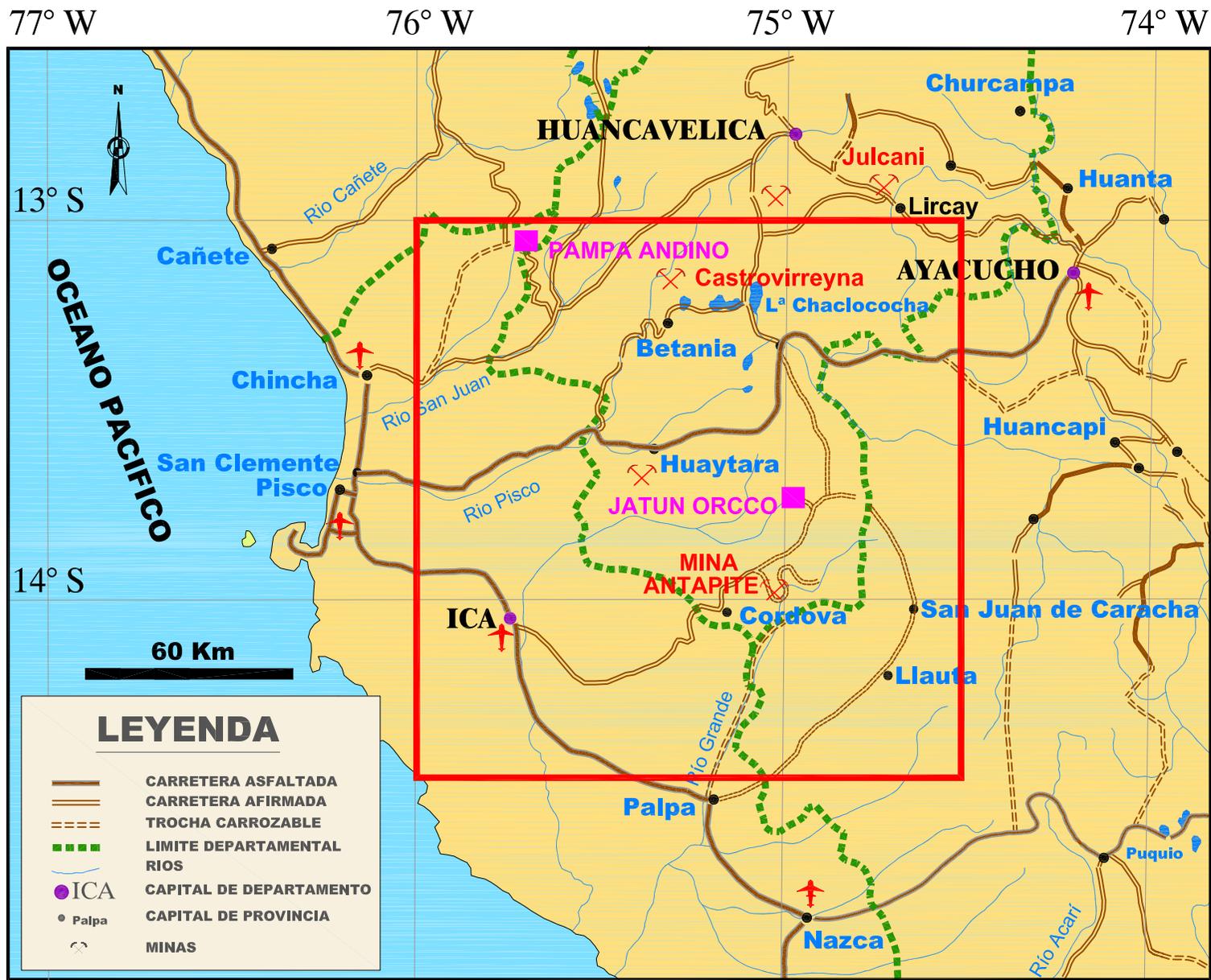
Mediante el desarrollo del presente tema de investigación se pretende definir los principales estilos de deformación y fuente de mineralización de las vetas auríferas de baja sulfuración de la franja Huaytará-Tantarà, determinada por Vidal et al. (2004) a raíz de una investigación exhaustiva de las características mineralógicas, geoquímicas y estructurales de los yacimientos distribuidos a lo largo de ella.

Los estudios y campañas de exploración en la franja Huaytarà-Tantarà, demuestran que tiene características necesarias para ser considerada como el principal objetivo en la prospección de yacimientos epitermales Au-Ag de baja sulfuración. Prueba de ello, son Antapite, Ticrapo, Pampa Andino y Jatun Orcco.

1.1 PRESENTACIÓN

La zona de estudio se encuentra ubicada en el Perú central, en el flanco oeste de la Cordillera Occidental de los Andes. Está representada por una franja de 130 km de largo por 20 km de ancho, tiene rumbo andino NW - SE y se extiende desde la Mina Antapite en la provincia de Huaytarà, departamento de Huancavelica y llega hasta el yacimiento aurífero Pampa Andino ubicado en la provincia de Chíncha, departamento de Ica (**Figura 1**)

En el área de estudio se reconocen diferentes unidades litológicas, que van desde el Jurásico superior hasta el Pleistoceno. La topografía es accidentada, con altitudes que varían entre los 1900 y 4800 metros sobre el nivel del mar.



PLANO DE UBICACIÓN



Figura 1

1.2 PLANTEAMIENTO DEL TEMA Y ALCANCES

El área de estudio ha sido investigada por varios autores y en su mayoría definen que el principal control de mineralización es el estructural, pero regionalmente aún no han podido explicar el cambio de orientación de las estructuras mineralizadas. Por ejemplo, en Pampa Andino las vetas tienen rumbo N - S, en Jatun Orcco NE-SW y en Antapite siguen un rumbo NW-SE. Asimismo, no se sabe que estilos de deformación son los que han permitido la generación de espacios abiertos para la circulación de fluidos mineralizantes y tampoco cuáles son sus controles estructurales.

Por otro lado, D. Noble (2002) ha determinado dos edades de mineralización importantes dentro de la franja Huaytará - Tantarà, una de 17.2 Ma y la otra de 26.3 Ma, pero aún falta caracterizar la fuente de las mineralizaciones auríferas y la relación existente con los eventos plutónicos y el volcanismo. Además, no se sabe cuál es la relación de isótopos de Pb que tienen los principales yacimientos y que patrón tienen aquellos con mineralización económica. En tal sentido, con el desarrollo de este tema de investigación centrada en los yacimientos Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino; se pretende dar respuesta a tales interrogantes, en la medida de lo posible.

Las limitaciones del presente estudio son: no haber podido revisar todos los yacimientos que comprenden la franja Huaytarà – Tantarà; debido a que algunos de ellos están siendo explotados por mineros informales y no permiten el acceso a su zona de trabajo; tampoco no se ha realizado un cartografiado detallado de toda la franja debido al tiempo limitado para el estudio, por lo que sería de gran relevancia cartografiar discordancias y posibles centros volcánicos del área; igualmente, es importante poner en claro que para el presente estudio no se ha realizado una campaña de geoquímica de exploración isotópica de Pb, por lo que las muestras extraídas son sólo un marco referencial; asimismo, no se ha efectuado una segmentación de la franja por épocas metalogénicas. Entonces, todas las limitaciones presentadas son temas de investigación complementarias y de gran interés para caracterizar a la franja Huaytarà – Tantarà.

1.3 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

Los principales objetivos de investigación son:

- Determinar los principales controles estructurales de la franja epitermal de baja sulfuración Huaytará-Tantaré.
- Determinar las principales fases de deformación de franja Huaytará-Tantaré y su relación con la mineralización.
- Caracterizar la fuente de las mineralizaciones auríferas y su afinidad isotópica de Pb con los eventos plutónicos y volcánicos.
- Determinar los patrones estructurales e isotópicos de Pb de las mineralizaciones auríferas más significativas.

1.4 ESTADO DEL ARTE

A continuación se van a describir los trabajos realizados en la franja Huaytará-Tantaré empleados como base para el desarrollo del presente tema de investigación.

Seguidamente, se plantea un marco teórico referencial sobre lo que se conoce a la fecha acerca del análisis cinemático de fallas y la geoquímica isotópica de Pb.

1.4.1 Antecedentes

El área de estudio ha sido objeto de numerosas campañas de investigación y exploración. Entre los trabajos realizados se pueden mencionar:

El cartografiado a escala 1:100,000 realizado por geólogos del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú, que definen la presencia de grandes unidades geológicas desde el Mesozoico hasta el Plioceno.

El análisis tectónico del Perú de Benavides-Cáceres (1999), que da una visión general de la tectónica andina y de las posibles fases de deformación a la que estaría sometida la franja Huaytará – Tantaré.

El reconocimiento geológico y potencial de la región Antapite – Pampa Andino realizado por Condori et al. (2004), quienes a través de un trabajo sistemático determinan áreas anómalas en oro y que ponen en evidencia el potencial de la franja Huaytará – Tantaré.

Wise et al. (2001) con la investigación de la cinemática de la falla Chonta, quienes determinan dos movimientos primero inverso y luego una reactivación con movimiento sinistral debido a una fase compresiva E – W registrada 9.5 Ma y 3.9 Ma.

Vidal (2004), poniendo en evidencia nuevas regiones auríferas en el Perú, en la que destaca la franja Huaytará Tantaré.

Ángeles (2000, 2003 y 2005), sobre el cartografiado geológico en las áreas de Antapite y Jatun Orcco. En Antapite determina la presencia de centros volcánicos que permitieron el volcanismo oligo-mioceno del área en mención, algunas depositadas en un ambiente lacustrino. En el área de área de Pampa Andino su cartografiado revela la

presencia de rocas volcánicas paleocenas y del Eoceno, igualmente, determina una estructura de colapso denominada como caldera Pampa Andino.

Noble (2001, 2002 y 2004), quien determina edades radiométricas de rocas volcánicas e intrusivos de las áreas de Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino, además, registra las edades de mineralización de 17.2 Ma y de 26.3 Ma, para los yacimientos de Antapite y Jatun Orcco.

Noble et al. (2005), quienes determinan la presencia de calderas relacionadas a volcanismo Paleoceno y sugieren una posible fase extensional entre el Cretáceo tardío y Paleoceno, que permitió la generación de las mismas.

Por otro lado, no se puede dejar de mencionar las actividades de exploración de numerosas compañías mineras, entre las que sobresale Compañía de Minas Buenaventura S.A.A. con el descubrimiento de sistemas de vetas auríferas de baja sulfuración entre los años 1994 y 2002, siendo las importantes Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino, todos ellas hospedadas en rocas volcánicas terciarias.

1.4.2 Análisis Cinemático de Fallas

El análisis cinemático de fallas consiste en determinar el sentido de movimiento (transcurrente, normal o inverso) de fallas, a través de la interpretación de una variedad de pequeñas estructuras asociadas a las estrías en el plano de falla, denominadas “tectoglifos”.

Las fallas son muy importantes, debido a que influyen en la deposición de menas y geometría de un yacimiento (si estas se encuentren activas durante la circulación de fluidos mineralizantes) o cambian la geometría inicial del yacimiento (si son posteriores al evento mineralizante).

Por ello, es de gran importancia conocer los diferentes modelos de fracturación y la cinemática de fallas, a fin entender los estilos de deformación espacial y temporal a los que está sujeto un determinado yacimiento; de manera que pueda ser una guía complementaria para la exploración.

Principio

El desplazamiento relativo entre dos bloques a ambos lados de un plano de falla es el dato esencial para todo análisis cinemático. Si bien de manera simple, se dice que una falla es normal o inversa (si su desplazamiento es principalmente vertical) o que es dextral o siniestral (si el desplazamiento es principalmente horizontal), lo cierto es que la mayoría de las fallas tiene desplazamientos oblicuos. Así, las fallas resultan siendo normal-siniestral o todas las otras combinaciones.

La dirección de desplazamiento está dada por las estrías de fricción, cuyo pitch (ángulo entre la dirección de las estrías y la horizontal del plano de falla, medido sobre este plano) es fácilmente medido con brújula o transportador, en el campo.

Las mediciones de campo útiles para el análisis cinemático de fallas son las siguientes:

- Rumbo y buzamiento del plano de falla principal
- Sentido de movimiento de la falla
- Pitch y dirección de inclinación de las estrías de falla

Estos datos estructurales son plasmados en proyecciones estereográficas y permiten determinar la dirección e inclinación de los esfuerzos principales σ_1 (compresivo), σ_2 (intermedio) y σ_3 (tensional), responsables de la deformación.

Indicadores Cinemáticos (Tectoglifos)

Los indicadores cinemáticos o tectoglifos son una serie de estructuras pequeñas (milimétricas a métricas), desarrolladas en medio frágil y asociadas a fallas. Se emplean para determinar la dirección y sentido de desplazamiento sobre un plano de falla.

En la **Figura 2**, se muestran los principales tectoglifos empleados para definir el sentido del bloque faltante. Seguidamente se procederá a describir las características más relevantes de cada uno de ellos.

- **Elemento estriador al cabo de la estría.** Este puede ser un fragmento de roca.
- **Material triturado al cabo de la estría.** Esta constituido por material arrancado del plano de falla y depositado a un extremo de la estría.
- **Banqueta al cabo de la estría.** En este caso, el material arrancado del plano de falla es acumulado al extremo de la estría en forma de un pequeño promontorio.
- **Escama de arrastre.** El material arrancado del plano de falla es depositado al extremo de la estría en forma de una escama.
- **Nichos de arranque.** Se manifiestan como microdeslizamientos.
- **Escama de arranque.** Cuando se presentan este tipo de tectoglifos, las estrías tienen uno de sus extremos levantados, arrancando material del plano de falla y dejando como resultado una superficie irregular.
- **Colas de mineral.** Durante este proceso se tiene presencia de minerales a un extremo de la estrías, mientras que hacia el lado opuesto se tiene polvo de mineral, dispuesto a manera de microbandas.
- **Lomos al abrigo.** Para que se genere este tectoglifo se requiere de un elemento estriador endentado en el plano de falla, de tal manera que durante el desplazamiento relativo de bloques, el material arrancado del plano de falla

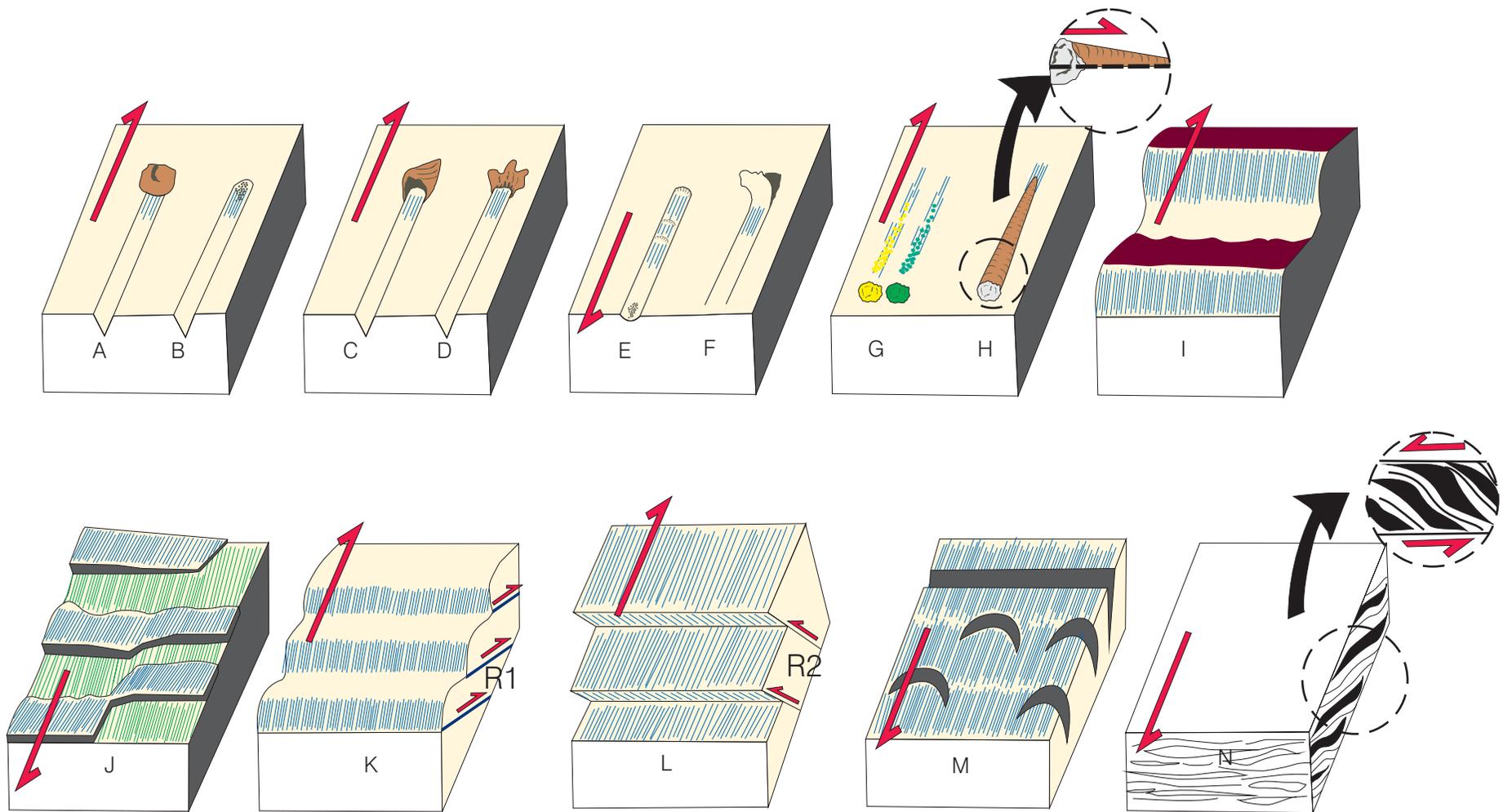


Figura 2: Tectoglífos - Criterios de sentido de movimiento de fallas (Modificado de Macharé, 2001). A) Elemento estriador al cabo de estría. B) Material triturado al cabo de estría. C) Banqueta al cabo de estría. D) escama de arrastre. E) Nichos de arranque. F) Escama de arranque. G) Colas de mineral. H) Lomos al abrigo. I) Planos ondulados: Faceta estriada VS. J) Cristalización al abrigo. K) Ridel R1. L) Ridel R2. M) Lúnulas de tracción. N) Lenticulaciones.

se deposita a manera de lomas y es protegido por el elemento estriador endentado.

- **Planos ondulados.** Según sea el movimiento, los planos de falla ondulados presentan facetas estriadas y lustradas ó no estriadas y con presencia de óxidos. El sentido de movimiento, será determinado por la orientación de las facetas estriadas.
- **Cristalización al abrigo.** Dentro de las estrías se producen ciertos desniveles y se produce el crecimiento de minerales como el cuarzo, calcita, zeolitas o sulfatos, en la dirección del movimiento.
- **Fallas de Ridel.** Este tipo de falla se producen por esfuerzos de cizalla en la proximidad del plano de falla. Se generan dos tipos de fallas una denominada R_1 y otra R_2 . Las R_1 forman un ángulo de 15° a 20° con el plano de falla principal y son sintéticas (movimiento en el mismo sentido que la falla mayor). Las fallas R_2 forman un ángulo de 70° a 80° con el plano de falla principal y son antitéticas.
- **Lúnulas de tracción.** Son fracturas abiertas algunas veces a manera de semi-círculos. La superficie de fractura es irregular y no presenta estrías. Forman un ángulo entre 30° y 40° con el plano de falla principal. La dirección de buzamiento de las fracturas o la parte cóncava de los semi-círculos nos indican el sentido de movimiento.
- **Lenticulaciones.** Este tipo de tectoglifos son los únicos que se generan en medio dúctil entre los descritos. Son Microestructuras penetrativas con planos curvoplanares que determinan la deformación de las rocas en lentes. La orientación de las lenticulaciones determinan el sentido de movimiento de la falla principal.

Modelos de Fracturación

La fracturación es considerada, como una deformación continua debido a la acción de los esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 . Los modelos de fracturación conocidos han sido desarrollados a partir de observaciones múltiples durante ensayos de mecánica de rocas o en zonas cizallantes naturales.

Seguidamente, se van a describir los principales estilos de deformación, responsables de la fracturación, entre los que se pueden mencionar:

a) FRACTURAS DESARROLLADAS EN UNA ZONA DE CIZALLAMIENTO – MODELO DE RIEDEL

H. Cloos y W. Riedel (1928 - 1929), fueron los pioneros en realizar experimentos de cizallamiento y determinaron dos tipos de fallas a las que denominaron R_1 y R_2 . Posteriormente, numerosos autores complementaron el modelo inicial, proponiendo otros tipos de deformación asociadas a zonas de cizallamiento; en base a observaciones de campo (**Figura 3A**) y serán expuestas a manera de resumen a continuación.

- Fallas conjugadas R_1 y R_2 , hacen ángulos aproximados de $\Phi/2$ con las direcciones teóricas de máximo cizallamiento.
- Fracturas tensionales T desarrolladas por tracción indirecta, aproximadamente forman un ángulo de 45° con la dirección de cizallamiento principal. Determinadas por Cloos (1955) y Wilcox (1973).
- Fracturas tipo P, simétricas a las fallas o R_1 ; definidas por Skempton (1966) en zonas de cizallamiento natural.
- Pliegues en echelón, formando un ángulo de 45° con el cizallamiento principal y perpendiculares a las fracturas de tracción T. Determinadas por Wilson (1970).
- Desarrollo de esquistocidad perpendicular a los planos de fracturas de tracción T. Evaluadas por Vialon (1976).

Por lo expuesto en el modelo descrito las fracturas tensionales asociadas a cizallamiento son muy importantes, debido a que son las más favorables para albergar mineralización, ocurren a diferentes escalas y pueden adoptar geometrías complejas.

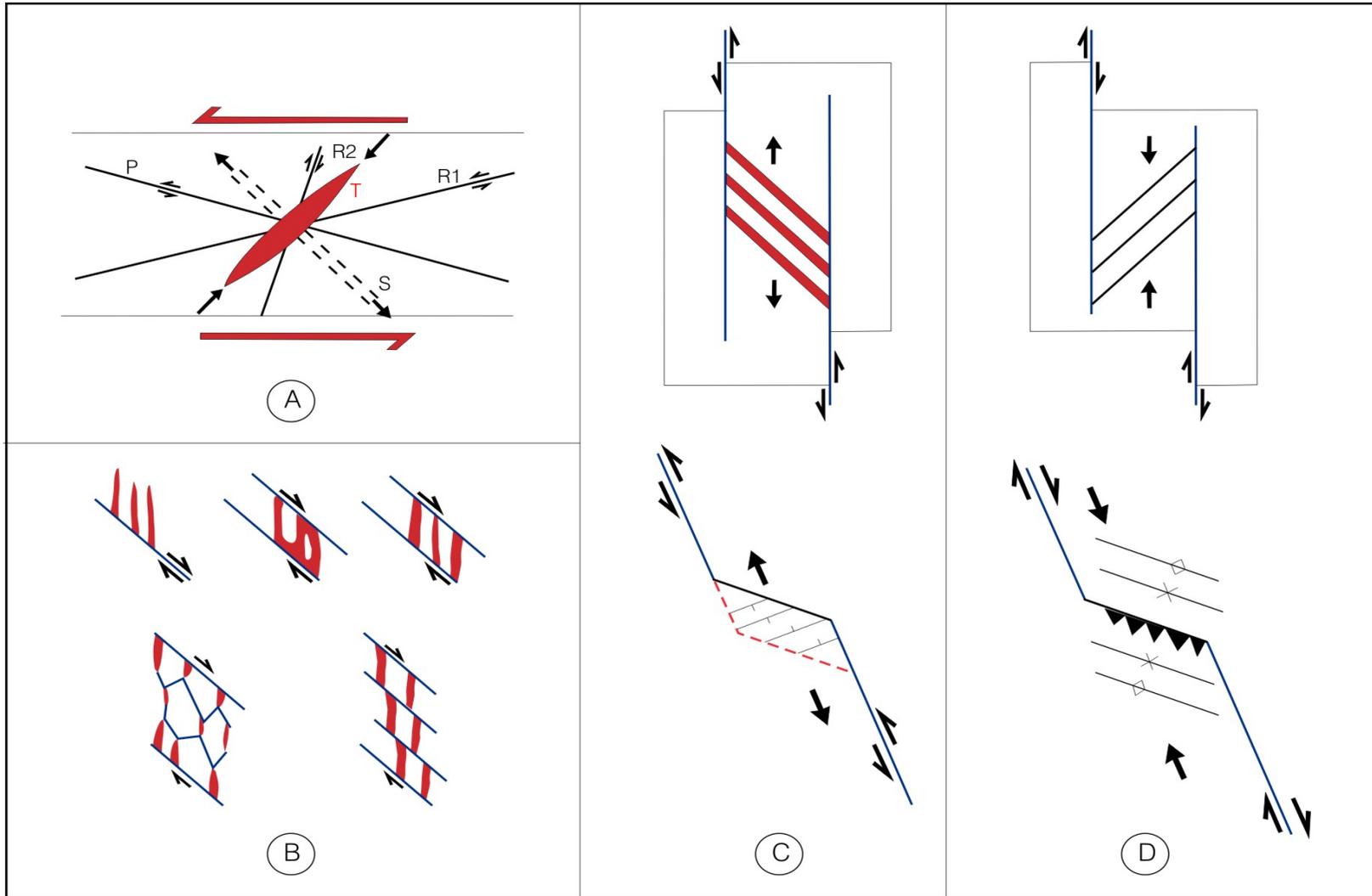


Figura 3: A) Modelo de fracturación de Ridel, R1 y R2: fallas de Ridel, P: fallas de Skempton, T: fracturas por tracción y S: esquistocidad. B) Modelos de fracturación tensional en zonas de cizallamiento (Dubé & Guha, 1992). C) Zonas de transpresión. D) Zonas de transtensión.

Por ello, entender su génesis y los estilos de deformación asociados son muy importantes, Sibson (1987) y Dubé & Guha (1992); pudieron explicar convenientemente la ocurrencia de dichas fracturas (**Figura 3B**), contribuyendo notablemente en la actualidad en la búsqueda y localización de cuerpos mineralizados.

b) ZONAS DE TRANSTENSIÓN Ó TRANSPRESIÓN

Las zonas de transtensión o transpresión, están estrechamente relacionadas a fallas transcurrentes y el origen de una o la otra; va ha depender fundamentalmente del sentido de movimiento de la fallas transcurrentes. Por ejemplo, cuando una falla principal NW - SE, movimiento sinistral y con una inflexión E - W en su parte central; por el movimiento que tiene, produce desplazamientos normales que generan cuencas tipo “pull apart” o fracturas abiertas, denominadas zonas de transtensión (**Figura 3C**). Mientras que, si el movimiento fuese dextral se producirían ejes de pliegues y fallas inversas, llamadas zonas de transpresión (**Figura 3 D**).

1.4.3 Evolución isotópica de Plomo

El Pb se encuentra ampliamente distribuido en la tierra, como Pb radiogénico en minerales de rocas antiguas con alto U-Th y como Pb común en minerales donde es constituyente principal como la galena. El Pb se encuentra como elemento traza en los diferentes tipos de rocas.

El Método Pb-Pb está basado en la evolución isotópica del Pb a través del tiempo geológico, donde las composiciones de Pb en la corteza puede variar ampliamente desde Pb radiogénico en minerales de Th y U, hasta Pb común en galenas o minerales con bajas relaciones de U/Pb y Th/Pb.

Las composiciones isotópicas del Pb pueden ser determinadas en un número amplio de minerales y rocas. La mayoría de las dataciones de Pb isotópico se realiza en galena o otros minerales ricos en Pb, pero pobres en U y Th; debido a que ellos cristalizan durante el evento mineralizante y registran la composición isotópica de la fuente.

El método de Pb-Pb isocrónico no es el más adecuado para datar rocas jóvenes (< 500 Ma), debido a que el uranio se desintegra muy lento. En tal sentido, este método sólo se utiliza para datar rocas del Proterozoico medio hacia atrás. En algunos casos, principalmente en mineralizaciones singenéticas, el método Pb-Pb a través de las edades modelos, pueden ser aplicados para datación de mineralizaciones fanerozoicas.

Los isótopos de Pb, mayormente se emplean como trazadores geoquímicos para determinar la fuente de los metales de numerosos yacimientos.

Para la interpretación de resultados se emplean los modelos de evolución ISOTÓPICA de Pb de Stacey & Kramers (1981) y el de Plumbotectónica de Zartman & Doe (1981). El primer modelo permite obtener una edad modelo, mientras que el segundo define, principalmente la fuente de mineralización. Ambos modelos van a ser descritos a continuación.

Modelo de evolución de Plomo de Stacey & Kramers (1975)

La relación isotópica de Pb es un registro químico de los diferentes ambientes donde reside y de su historia geológica. La composición isotópica de Pb en la tierra, tiene evolución desde su estadio primordial hasta ahora, por el decaimiento de U-Th

y por los procesos geológicos que modifican las relaciones U/Pb y Th/Pb ó mezclan las composiciones isotópicas del Pb de las diferentes fuentes.

Patterson (1986), utilizó este modelo para determinar la edad de la tierra, con datos de meteoritos; construyó una isócrona obteniendo una edad de 4.55 ± 0.55 Ga.

Tatsamoto et al. (1986) determinó la composición primordial de la tierra con datos isotópicos de Pb en troilitas, obteniendo valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=9.307$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=10.2294$.

La primera construcción de un modelo de cuantitativo de la evolución del Pb en la tierra fue hecha independientemente por Holmes & Houtermans (1946), conocido como “Modelo de Estadio Simple” (**Figura 4A**). El modelo asume que la composición isotópica de un mineral con Pb común, como la galena es el resultado de una evolución en estadio simple desde el reservorio isotópico hasta la formación del mineral. La composición final sería el resultado de la suma del plomo primordial más el Pb radiogénico formado en la fuente por el decaimiento radiactivo del U y Th.

Uno de los principales problemas del cálculo de edad por el modelo del “Estadio Simple”, es la presencia excesiva de Pb radiogénico en galenas en la mayoría de yacimientos, produciendo una evolución isotópica de Pb en multi-estadios. Sólo los depósitos tipo Kuroko, tienen metales derivados directamente del manto y poseen una evolución isotópica de Pb en estadio simple.

Por ello, Stacey & Kramers (1975) propusieron una evolución de Pb en doble estadio (**Figura 4B**). Este modelo sugiere que la composición isotópica de Pb actual en los yacimientos, se ha producido en dos estadios desde la formación de la tierra y se encuentran separados en el tiempo por un evento de diferenciación global, marcado a 3.70 Ga. Esto quiere decir, que a 4.57 Ga se tienen razones isotópicas de Pb primordiales y a 3.70 Ga la razón U/Pb del reservorio se modificada por diferenciación geoquímica, luego sólo se modifica por desintegración radiactiva. Para construir el modelo, Stacey & Kramers (1975), determinaron el valor medio de la composición isotópica de Pb en la corteza en base a análisis isotópicos de rocas sedimentarias, volcánicas depositadas en el mar, complejos graníticos antiguos y 13 yacimientos; obteniendo los siguientes valores del **Cuadro 1**.

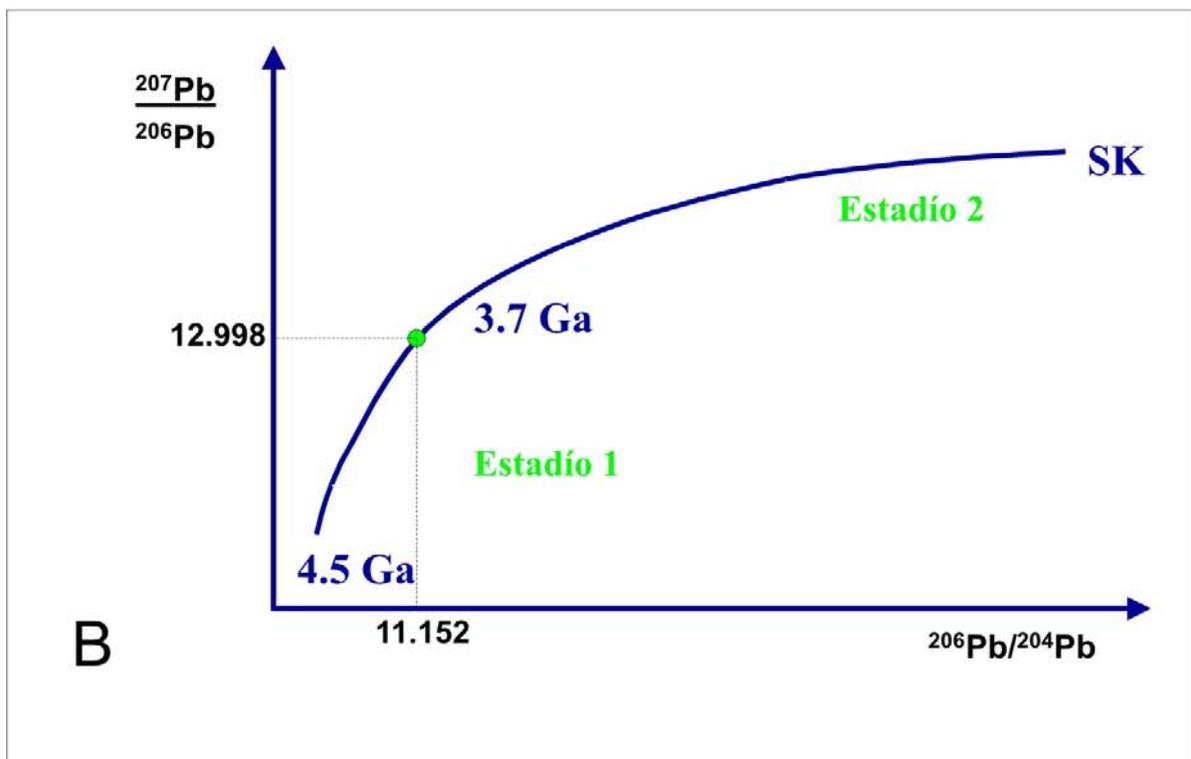
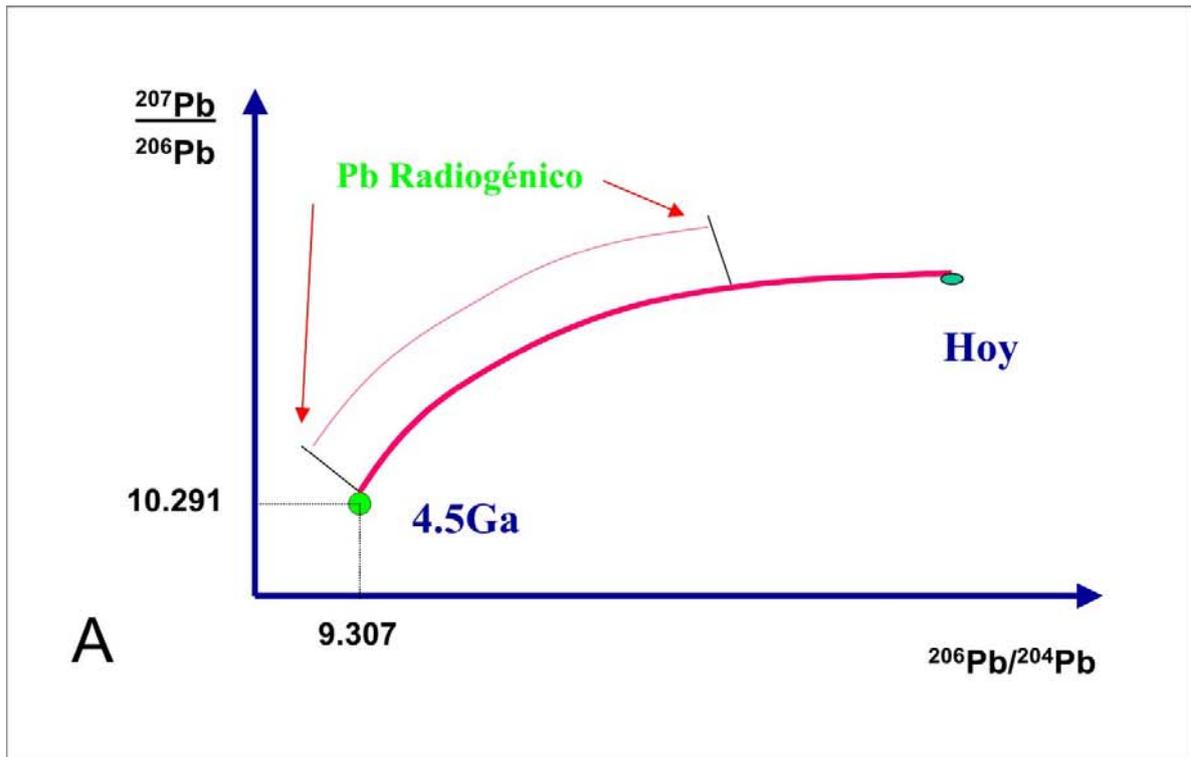


Figura 4: Modelos de evolución de Pb: A) Modelo de estadio simple propuesto por Holmes & Houtermans (1946). B) Modelo de doble estadio propuesto por Stacey & Kramers (1975). Tomados de Faure, G. & Mensing T. (2005).

Cuadro 1: Valores de los isótopos de Pb, μ y ω , para el modelo de evolución de plomo en doble estadio; determinados por Stacey & Kramers (1975).

ESTADÍO	$T \times 10^9$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ	ω
Estadio 1	4.57	9.307	10.294	29.476	7.192	32.208
Estadio 2	3.07	11.152	12.918	31.230	9.735	36.837
HOY	0	18.700	15.628	15.628	9.735	36.837

Modelo de la Plumbotectónica

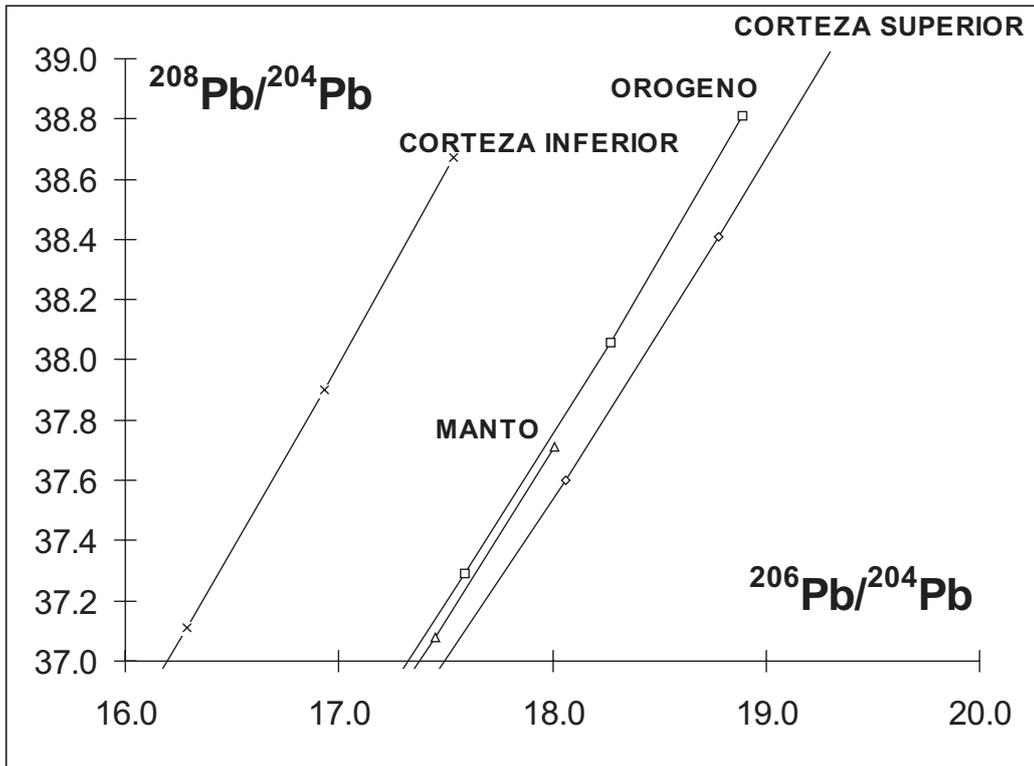
El modelo de la plumbotectónica (**Figuras 5A y 5B**) fue desarrollado por Zartman & Doe (1981). Según este modelo la tierra es sub-dividida en tres grandes reservorios de U, Th y Pb, estos son: la corteza superior (posee alta razón U/Pb y predomina el Pb radiogénico), corteza inferior (baja razón U/Pb, predomina el Pb no radiogénico) y el manto (con una razón U/Pb intermedia, predomina Pb radiogénico).

Para la plumbotectónica, la orogénesis es un proceso geológico donde ocurre transferencia de material entre los reservorios, ocasionando una mezcla química e isotópica entre ellos, en estos procesos las composiciones isotópicas con el pasar del tiempo tienden a homogenizarse.

La plumbotectónica supone que las composiciones iniciales de Pb estarían relacionadas con el ambiente tectónico de formación de rocas y minerales que contienen Pb, donde cada ambiente geológico (corteza superior, islas oceánicas, etc.), posee composiciones isotópicas particulares que permiten su caracterización; mediante las razones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Zartman & Doe (1981), elaboraron el diagrama thorogénico de la plumbotectónica, definida por las relaciones isotópicas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y el diagrama uranogénico de la plumbotectónica, representado por las razones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. En estos diagramas están representadas curvas de evolución de los isótopos de Pb para el manto, corteza superior, corteza inferior y ambiente orogénico; y cada una de las curvas la evolución isotópica de Pb en la tierra es simulada con un crecimiento de corteza continental en series orogénicas cada 400 Ma.

A



B

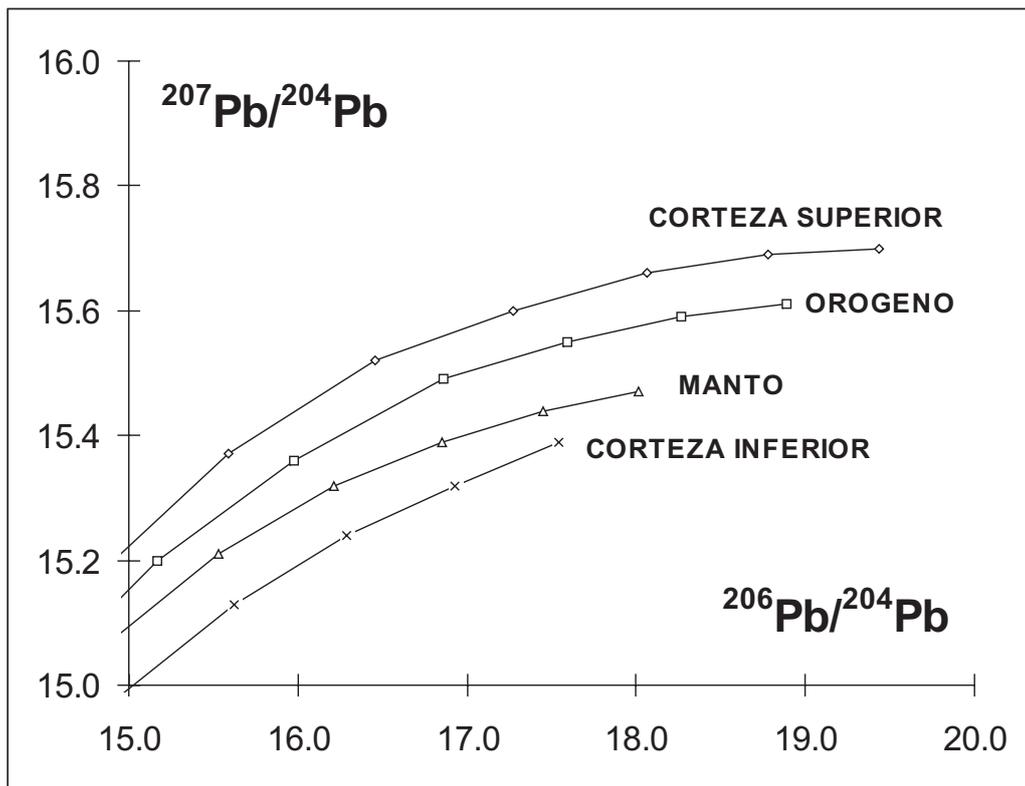


Figura 5: Modelo de evolución de Pb para la plumbotectónica (Zartman & Doe, 1981): A) Diagrama Thorigénico. B) Diagrama Uranogénico.

2. MÉTODOS DE TRABAJO

El desarrollo del presente tema de investigación se ha realizado básicamente en tres etapas: compilación de información, trabajo de campo y trabajo analítico.

2.1 COMPILACIÓN DE LA INFORMACIÓN

En esta etapa se procedió a coleccionar toda la documentación que existe sobre el área de estudio (informes, planos, fotografías aéreas, imágenes de satélite, publicaciones e información pública de compañías mineras) y se procedió a organizar en las siguientes categorías: Geología Regional, Geología Estructural, Metalogenia y Geología local.

Posteriormente se realizó el procesamiento, análisis e interpretación de la información compilada. Para ello, se prepararon planos dispuestos a manera de folios a escalas 1:250,000 (regional) y 1:25,000 (local).

La documentación compilada en las bibliotecas y base de datos de Cía. de Minas Buenaventura S.A.A., Buenaventura Ingenieros S.A., INGEMMET, Sociedad Geológica del Perú y en publicaciones de la revista Economic Geology.

2.2 TRABAJO DE CAMPO

El trabajo de campo se centro básicamente en el levantamiento de datos estructurales y toma de muestras de menas auríferas y rocas hospedantes para determinar las relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, así como, para estudios petromineralógicos.

Para ello, se establecieron cuatro estaciones de trabajo de campo, siendo estas: Antapite, Jatun Orcoco, Pampa Andino y el sector de Castrovirreyna.

2.3 TRABAJOS ANALÍTICOS

Los trabajos analíticos estuvieron enfocados al análisis estructural y la geoquímica isotópica de Pb de las mineralizaciones auríferas de los yacimientos Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino, debido a su complejidad estructural y eventos de mineralización, reflejan la complejidad magmática, hidrotermal y tectónica de la franja Huaytará – Tantará.

2.3.1 Procesamiento de Datos Estructurales y su Interpretación

El primer paso para efectuar un análisis estructural útil es la toma de datos, a ello le sigue el procesamiento y finalmente la interpretación.

Datos Utilizados

Los datos estructurales, proceden de cuatro fuentes: de la interpretación de imágenes de satélite Landsat TM (rasgos rectilíneos y circulares), del cartografiado sistemático durante la salida de campo (fallas, fracturas, vetas y tectoglifos), del cartografiado de los yacimientos sujetos a estudio (Antapite, Pampa Andino y Jatun Orcco) y de mapas geológicos a escala 1:100,000 de la Carta Geológica Nacional (fallas mayores y pliegues).

Durante la salida de campo se han realizado mediciones de más de 300 planos de falla y de sus estrías de fricción en Antapite, Jatun Orcco, sector Castrovirreyna y Pampa Andino. En cada sitio de medida se trató de encontrar fallas con diferentes rumbos a fin de entender mejor los procesos ocurridos. No se han incluido las estructuras cercanas a los “gouges” de fallas muy desarrollados, para evitar el efecto de la deformación plástica.

Los datos estructurales de la salida de campo, contienen: azimut y buzamiento del plano de falla, pitch, dirección e inclinación la estría, sentido de movimiento de la falla y calidad del dato.

Los planos de falla están representados en el sistema de azimut en la mano derecha, por ejemplo, un plano de falla 120° 75°; tendría un azimut de 120° y estaría buzando 75° al SW.

El sentido de movimiento de la falla ha sido determinado por el análisis de tectoglifos (acápite de 1.4.2).

El pitch de la estría, está representado por el ángulo entre la dirección de las estrías y la horizontal del plano de falla; medido sobre el mismo plano y acompañado del azimut de inclinación (ej. NE o SW).

La calidad de dato tiene una valoración entre 1 y 3; el valor máximo representa a una falla con sentido de movimiento bien definido; mientras que, el valor mínimo corresponde a una falla con sentido de movimiento no preciso.

Posteriormente, los datos estructurales han sido agrupados en base a las observaciones de campo, como el caso de estrías superpuestas con cronología relativa o desplazamientos planos de fallas. Igualmente, en gabinete se separaron datos con incompatibilidades cinemáticas notables.

Procesamiento Informático

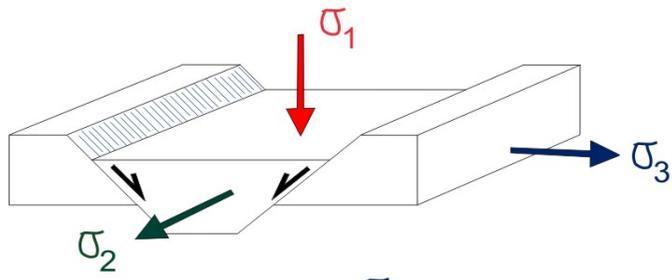
Para este trabajo se ha empleado el programa estructural Tectonics FP en su versión DEMO, con la finalidad de determinar las direcciones e inclinaciones de los tres esfuerzos principales σ_1 (compresivo), σ_2 (intermedio) y σ_3 (tensional).

Las mediciones estructurales ingresadas a la base datos del programa, contiene: dirección de buzamiento y buzamiento del plano de falla; dirección de inclinación y pitch de la estría, sentido de movimiento y calidad del dato estructural. En tal sentido, nuestros datos iniciales de azimut de los planos de falla tuvieron que ser cambiados a la forma de dirección de buzamiento.

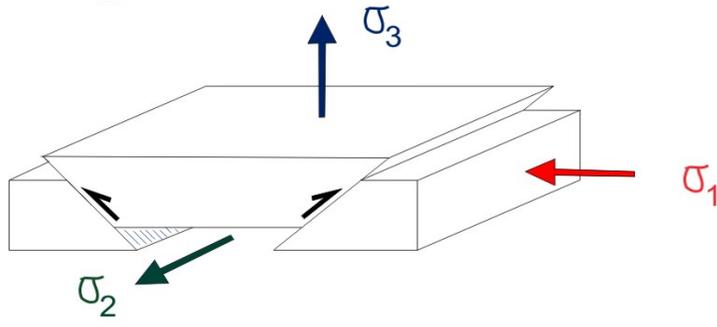
Análisis de los resultados

Como resultado del procesamiento informático, se obtuvieron estereodigramas, en los que se grafican las mediciones de las estructuras frágiles y direcciones de esfuerzos principales σ_1 (compresivo), σ_2 (intermedio) y σ_3 (tensional); correspondientes a las diferentes fases de deformación interpretadas a partir de las distintas familias de fallas.

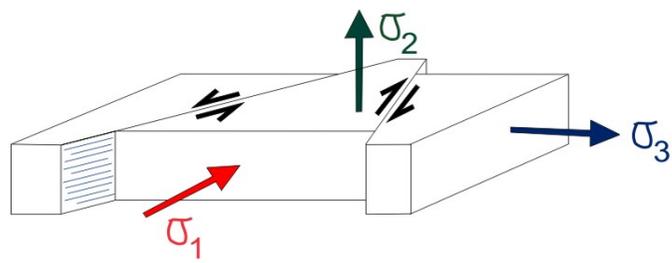
La dirección de esfuerzos principales graficadas en los estereodigramas, van a definir el estado de esfuerzos a los que están sometidas las estructuras frágiles (**Figura 6**), es así que:



A) Fallas normales



B) Fallas inversas



C) Fallas transcurrentes

Figura 6: Generación de fallas por la acción de los esfuerzos $\sigma_1\sigma_2\sigma_3$

- Cuando σ_1 y σ_2 son horizontales, el estado de esfuerzos efectivo es tipo compresivo en la dirección de σ_1 .
- Cuando σ_2 y σ_3 son horizontales, el estado de esfuerzos efectivo es tipo tensional en la dirección de σ_3 .
- Cuando σ_1 y σ_3 son horizontales, el estado de esfuerzos efectivo es tipo cizallante o transcurrente.

Una vez definidas las fases de deformación en cada sector, se ha buscado graficarlas en el tiempo, a través de relaciones de las estructuras frágiles de cada fase con las distintas litologías (con reportes de edades radiométricas) o con los diferentes eventos de mineralización (edades de mineralización), con la finalidad, aproximarlas a eventos tectónicos regionales y definir los diferentes estilos de deformación a la que es sujeta la franja Huaytará – Tantarà.

2.3.2 Procedimiento Analítico de las Composiciones Isotópicas de Plomo

Los análisis de las composiciones isotópicas por el método de Pb-Pb fueron realizados en el Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo, sobre un total de 17 muestras, correspondiendo: 04 mineralizaciones auríferas, 02 de concentrados de sulfuros con oro, 02 de sulfuros y 09 de roca total.

Las muestras de mena (oro y sulfuros) fueron extraídas de las estructuras principales de los yacimientos Antapite, Pampa Andino y Jatun Orcco, en sectores con altos valores de oro (> 100 g/t Au) y cuidando de que pertenezcan a un mismo evento paragénetico.

Las muestras de roca corresponden a rocas huéspedes en las que se emplazan las estructuras mineralizadas y a eventos intrusivos pre y post mineralización. Cada una de ellas ha sido seleccionada de manera que no estén afectadas por eventos hidrotermales que alteren su composición isotópica de Pb inicial, para ello, se realizó un estudio petrominerográfico previo.

El procedimiento analítico consta de cinco fases: preparación de muestras, ataque químico, separación de plomo, lectura en el espectrómetro de masa e interpretación de los resultados.

Preparación de Muestras

La preparación de muestras se realizó sobre dos especies, una de ellas proveniente de concentrados de menas a malla -60 mesh y la otra de rocas sin alteración hidrotermal. En el caso de concentrados se realizó una separación de minerales, mientras que en el caso de rocas, se procedió con la preparación de muestras por roca total.

a) SEPARACIÓN DE MINERALES

El objetivo de este proceso fue separar sulfuros del oro. Por tal motivo, se emplearon líquidos densos (bromoformo, iodito de metileno) y un separador magnético (Franz), sin resultados satisfactorios.

Por la razón expuesta, la separación de muestras de oro y sulfuros, se realizó manualmente, mediante el uso de una lupa binocular y pinzas muy finas. Colectándose cuatro muestras con oro grueso (RS-1 Au, RS-2 Au, JO-1 y JO-3), dos

muestras de sulfuros (RS-1 Sul y RS-2 Sul) y dos muestras de concentrados de sulfuros con oro de granulometría muy fina (ZR y RY).

b) ROCA TOTAL

Para la preparación de muestras de roca total, se seleccionaron nueve muestras sin presencia de alteración hidrotermal (M-1, M-3, M-4, M-5, M-6, M-7, M-8, M-9 y M-10). Estas fueron llevadas a una granulometría de 5 a 10 mm, mediante un mortero y como la mayoría corresponden a facies piroclásticas, se seleccionaron los fragmentos con mayor cantidad de matriz. Seguidamente, se lavaron con agua triplemente destilada (Milli-Q) y ácido nítrico (HNO_3 0.1 N), por un periodo de 15 minutos. La finalidad del lavado con ácido fue para eliminar las impurezas impregnadas en la superficie de la muestra.

Una vez realizado dicho proceso, se volvió a enjuagar la muestra con agua triplemente destilada 3 veces, se dejó secar y se molió cada una por separado, en un molino de bolas.

Para evitar algún tipo de contaminación en el molino, previamente se introdujeron unos fragmentos de roca de cada muestra que iba ser pulverizada y se eliminaba. Con esta acción el molino de bolas quedaba impregnado con la muestra que debía ser homogeneizada.

Ataque Químico

Para poder realizar el ataque químico se requirió de un peso de 100 mg muestra en el caso de roca total y 80 mg para el caso de menas. Para ello, se empleó una balanza de alta sensibilidad (balanza de Toledo modelo AT 201).

Luego, se procedió ha atacar las muestras con ácidos a diferentes concentraciones, dependiendo del tipo de muestra (mena ó roca total).

Las muestras de mena (oro, sulfuros y sulfuros con oro), fueron atacadas con HCl (7N) y HNO_3 (7N) en la proporción de 1:1. Mientras que, las muestras de roca total se atacaron con HNO_3 (7N) y HF (químicamente puro), en la relación 1:3.

Una vez que se produjo la digestión total de las muestras, se evaporó la solución, obteniendo al final de este proceso un residuo sólido. Dicho residuo se volvió a atacar con 3 ml de HBr (6N), con la finalidad de extraerle todo el Pb como sea posible.

Separación de Plomo

Antes de proseguir con la separación del Pb, nuevamente la muestra fue atacada con HBr (6N) y se centrifugó, a fin de separar la fase sólida de la líquida. En seguida, con ayuda de una pipeta descartable se separó la fase líquida y el residuo sólido se eliminó.

La extracción de Pb de la solución HBr, se realizó mediante columnas con resina intercambiadora de iones (AG-50 WX8, 200-400 mesh) y con la finalidad de evitar la pérdida de Pb, se realizó este proceso dos veces.

Luego, mediante la técnica estándar del ácido fosfórico (H₃PO₄)-gel de silica, se captó el Pb mediante la adición de HCl (6N). El gel de silica con Pb, se colocó en un filamento de renio y se procedió a analizar en el espectrómetro de masa.

Lectura en el Espectrómetro

Para realizar el análisis de las relaciones isotópicas de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, se utilizó un espectrómetro de masa Micromass VG 354, MULTICOLECTOR, con filamento simple de Re.

Resultados de las Relaciones Isotópicas de Plomo

Los resultados de análisis isotópicos de Pb se muestran en el **ANEXO II** y para su interpretación se han utilizados los diagramas de evolución de plomo de Stacey & Kramers (1975) y de la plumbotectónica de Zartman & Doe (1981) (**Figuras 4B, 5A y 5B**). Para graficar los datos, se empleó el programa ISOPLOT y PLUMBOTEC desarrollado por Ludwig, (2001) y por Zartman e Doe, (1981) en el Instituto de Geociencias de Sao Paulo, en los diagramas se puede observar las relaciones isotópicas de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb de las menas y rocas hospedantes.

En tal sentido, dichos gráficos permiten determinar la fuente del plomo radiogénico, las relaciones existentes entre la mineralización y los eventos plutono-volcánicos, así como, la relación entre el hidrotermalismo de cada yacimiento. Este Punto será mejor descrito en el capítulo 6.

3. GEOLOGÍA REGIONAL Y CONTEXTO TECTÓNICO

En el presente capítulo se describen las unidades morfoestructurales y la estratigrafía, entre las coordenadas geográficas 13°00' a 14°30' latitud Sur y 74°30' a 76°00' longitud Oeste, en la cual está enmarcada el área de estudio.

3.1 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

Dentro del área, destacan las unidades morfoestructurales Cordillera de la Costa, Llanura Pre-Andina y Cordillera Occidental; identificadas en la imagen de satélite Landsat TM mediante las bandas 7R/4G/2B (**Figura 7**) y según el mapa de unidades morfoestructurales a escala 1:1'000,000 del INGEMMET (León et al., 2000).

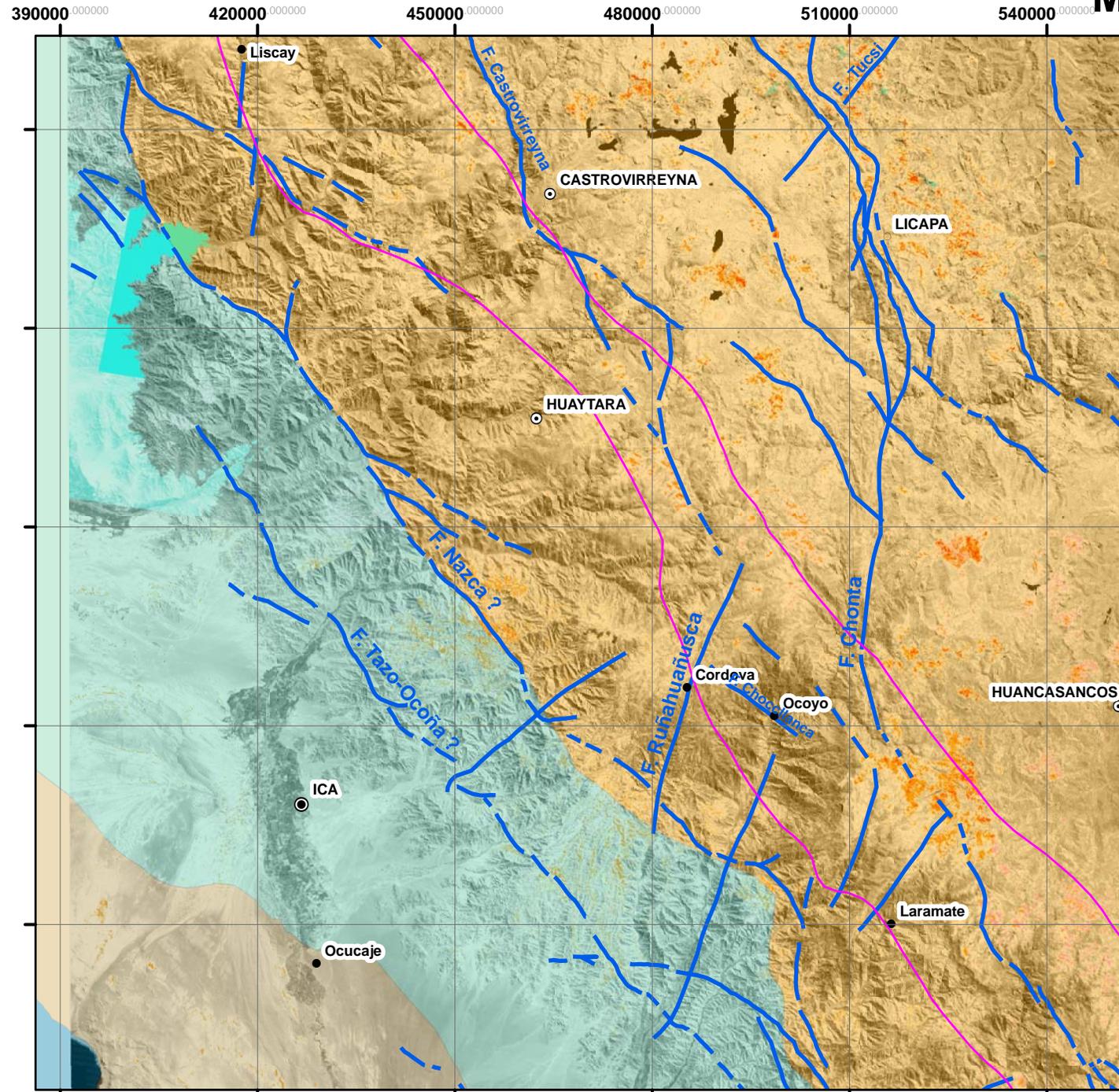
3.1.1 Cordillera de la Costa

Se encuentra bordeando el litoral del departamento de Ica, al Suroeste de la zona de estudio. Esta unidad morfoestructural contiene una cadena de cerros con suaves ondulaciones y que no sobrepasan los 500 m de altitud. Litológicamente, está conformada por rocas del Proterozoico, Paleozoico y en menor proporción por afloramientos volcano-sedimentarios jurásicos.

3.1.2 Llanura Pre-Andina

Se extiende a lo largo del departamento de Ica. Esta representada por una faja desértica conformada por terrazas marinas, depósitos aluviales y acumulaciones eólicas, que cubren rocas volcano-sedimentarias de edad cretácea, intrusivos del Batolito de la Costa y secuencias marinas-continentales de Paleógeno-Neógeno. Sus elevaciones van desde el nivel del mar hasta 1000 metros sobre el nivel del mar.

MAPA MORFOESTRUCTURAL



Simbología

-  Cordillera costa
-  Llanura preandina
-  Cordillera occidental
-  Fallas regionales
-  Franja de baja sulfuración Huaytará-Tantará
-  Departamento
-  Provincia
-  Distrito
-  Pueblo

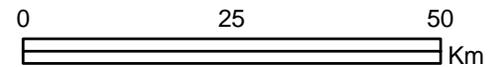


FIGURA 7

3.1.3 Cordillera Occidental

Esta unidad morfoestructural se encuentra ampliamente distribuida sobre el departamento de Huancavelica y sobre zonas altas del departamento de Ica. En la zona de estudio, la Cordillera Occidental mayormente se encuentra constituida por rocas volcánicas cenozoicas. Se caracteriza por tener relieve abrupto y escarpas prominentes, así como valles profundos y encañonados. Sus elevaciones varían desde los 1900 hasta los 4800 metros sobre el nivel del mar.

3.2 UNIDADES GEOLÓGICAS

La litoestratigrafía del área en que se enmarca la zona de estudio, está conformada principalmente por rocas volcánicas Cenozoicas, dispuestas discordantemente sobre eventos plutónicos del Batolito de la Costa y rocas volcano-sedimentarias del Paleozoico y Mesozoico. Asimismo y muy localmente se tienen afloramientos de rocas cristalinas mesoproterozoicas del basamento (**Figura 8**).

3.2.1 Mesoproterozoico

Representado por el Complejo Basal de la Costa y reconocido por Bellido & Narváez (1960). Está conformado por rocas metamórficas e intrusivas, tales como: gneis, esquistos, anfibolitas, migmatitas, granitos y dioritas. Aflora al Suroeste del área de estudio, a lo largo del litoral del departamento de Ica.

3.2.2 Paleozoico

Está conformado por unidades sedimentarias y volcano-sedimentarias de la Formación Marcona y los grupos Ambo y Mitu. Afloran a los extremos Suroeste y Noreste de la zona de estudio. La Formación Marcona (Caldas, 1978) del Cambriano consta de conglomerados de mármoles dolomíticos, calizas silicificadas, cuarcitas y esquistos cloritosos. El Grupo Ambo (definido por Newell, 1949) de edad missisipiana contiene areniscas, lutitas carbonosas, delgados lechos de carbón y a veces niveles de tufos volcánicos. El Grupo Mitu (reconocido por MC Laughlin, 1924) del Permo-Triásico, está constituido por areniscas, conglomerados, lutitas y niveles volcánicos de composición andesítica a riolítica.

3.2.3 Mesozoico

Ampliamente distribuido el Oeste y Noreste de la zona de estudio. Se encuentra constituido por las formaciones Chocolate y Guaneros del Jurásico, el Grupo Yura y secuencias volcánicas del cretáceo superior. La Formación Chocolate (Jenks, 1946) del Jurásico inferior, consta de andesitas, basaltos y intercalaciones de tobas con calizas y lutitas. La Formación Guaneros (Bellido et al., 1963) del Jurásico

MAPA GEOLÓGICO



Unidades Litoestratigráficas	Rocas Intrusivas
Cuaternario	Subvolcánicos Plio-Pleistocénicos
Volcánicos Plio-Pleistocénicos	
Volcánicos del Mioceno medio-superior	
Volcánicos del Mioceno temprano	
Volcánicos Oligoceno-Mioceno temprano	
Volcánicos Eocénicos	Stocks del Paleoceno-Mioceno
Volcánicos Paleocenos	Batolito de la Costa
Mesozoico	Batolito San Nicolás
Paleozoico	
Proterozoico	

Simbología

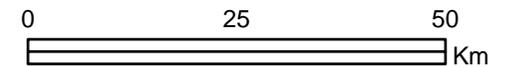
Franja de baja sulfuración Huaytará-Tantará

Departamento

Provincia

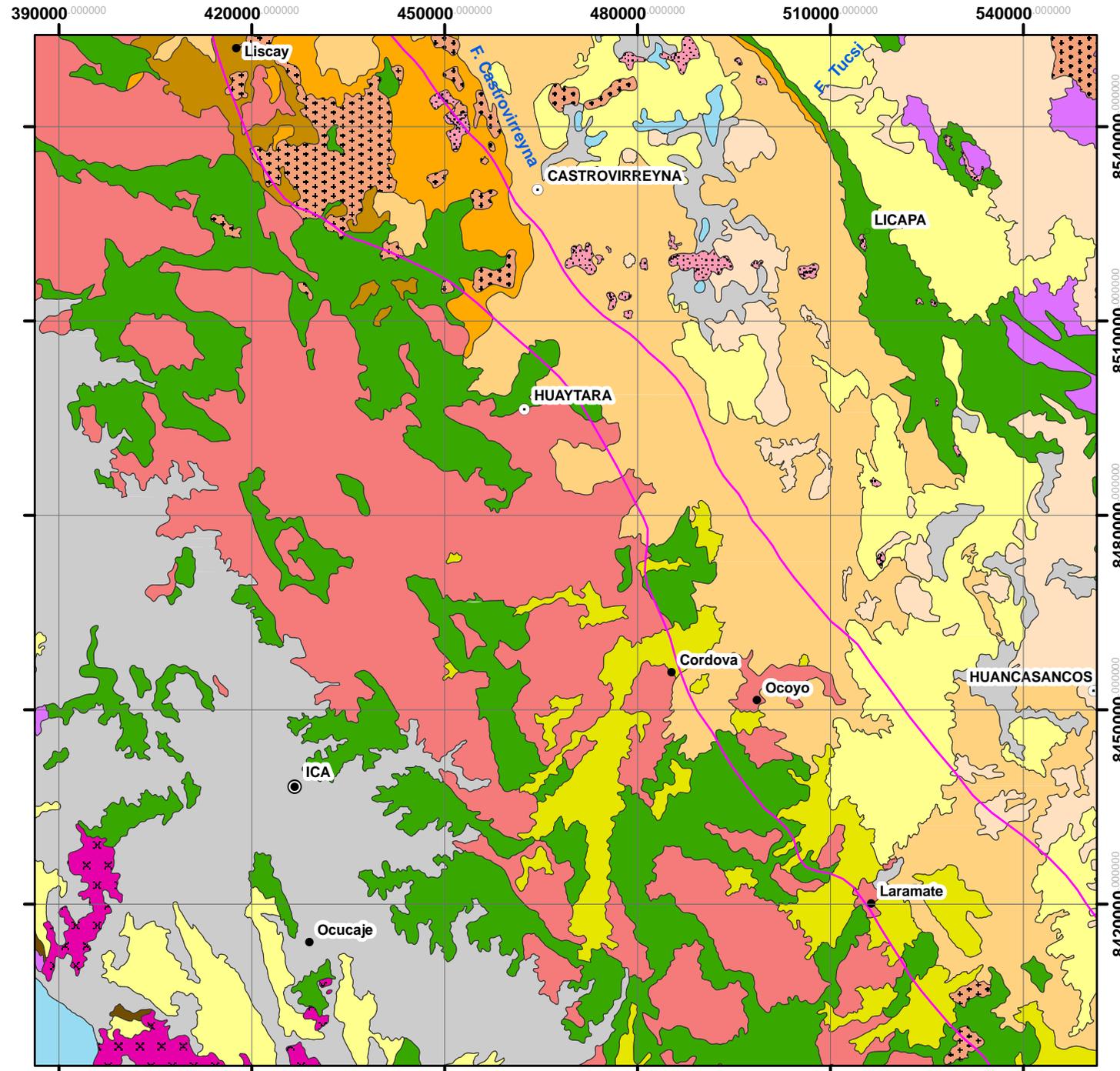
Distrito

Pueblo



Modificado de:
Carta Geológica Nacional
Mapas 1/100000

FIGURA 8



Superior, está conformada por areniscas y lutitas, intercaladas con derrámes y brechas volcánicas. El Grupo Yura (Wilson et al., 1962), tiene edad cretácica y está constituido por cuarcitas, areniscas y lutitas. Las secuencias volcánicas del Cretáceo superior están conformadas por lavas y tobas, mayormente de composición andesítica.

3.2.4 Cenozoico

El área sujeta a investigación tiene un predominio de niveles volcánicos de edad eocena a pliocena, pero en menor proporción destacan secuencias volcano-sedimentarias del Mioceno (Formación Pisco), distribuidas Suroeste.

En tal sentido, se procede a describir las unidades volcánicas, que para efectos del estudio han sido agrupadas por edades radiométricas y según su posición dentro la columna estratigráfica de la región, materia del presente estudio.

Volcánicos del Paleoceno

Esta unidad volcánica ha sido diferenciada por Noble et al. (2005) y Ángeles (2005), consta de dos tipos de depósitos; uno conformado por tobas fuertemente soldadas y otro con tobas intemperizadas a tonos pardo rojizos, dichas secuencias han sido denominadas localmente como Tobas Azángaro y Tunsho, respectivamente.

Reposan discordantemente sobre el Batolito de la Costa, sus afloramientos se extienden al Noroeste del área de estudio y se encuentran rellenando una caldera con elongación Noroeste-Sureste denominada Santa Beatriz (Noble et al., 2005), con de 30 km de eje mayor.

La toba soldada es rica en plagioclasa, cuarzo, sanidina y biotita; muestra una isócrona preferencial de 59.70 ± 0.77 Ma, por el método Ar/Ar sobre sanidina (Noble et al., 2005). Las tobas rojizas presentan plagioclasas, sanidina, cuarzo y biotita; con una edad radiométrica Ar/Ar de 62.49 ± 0.35 Ma, obtenida de una plagioclasa (Noble et al., 2005).

Las edades reportadas, confirman la edad paleocena de esta unidad volcánica y de la caldera Santa Beatriz.

Volcánicos del Eoceno

Estos volcánicos fueron reconocidos por Salazar et al. (1993) y han sido agrupados como formaciones Tantará y Sacsaquero. Tienen afloramientos al Noroeste de la zona de estudio y a lo largo de la falla Chonta, alrededor del distrito de Huachocolpa y del pueblo de Pucapampa (Sur de la ciudad de Huancavelica).

Se componen de un substrato de lavas y tobas, con composiciones que varían de andesíticas a riolitas. En forma subordinada y esporádica presentan tobas con delgados horizontes de limonita y arenisca.

Los volcánicos registran edades radiométricas de 37 a 45 Ma (Noble et al., 1979).

Volcánicos del Oligoceno – Mioceno Temprano

Regionalmente esta unidad es denominada como Formación Castrovirreyna (Salazar et al., 1993). Esta constituida por tobas, aglomerados y coladas de lava, mayormente de composición andesítica; con intercalaciones de areniscas, calizas y lutitas. Las facies sedimentarias reconocidas, sugieren un ambiente lacustrino.

Sus afloramientos se encuentran ampliamente distribuidos en el área de estudio y yacen en discordancia erosional sobre los volcánicos del Eoceno e infrayacen en discordancia angular a secuencias volcánicas del Mioceno. Localmente, dentro de las propiedades de la mina Antapite; Angeles (2003), ha diferenciado un substrato íntegramente volcánico constituido por tobas, lavas y brechas volcánicas; con composiciones que gradan de andesitas a traquitas y que sobreyacen directamente en discordancia erosional sobre intrusivos del Batolito de la Costa.

Muestras colectadas en las localidades de Pilpichaca, Noreste de la laguna Choclococha y Castro virreina, han reportado edades radiométricas entre 21.4 y 31.2 Ma (Noble et al., 1979), utilizando el método K/Ar sobre roca total. Mientras que los afloramientos alrededor de la mina Antapite han registrado edades entre 18.6 y 27.1 Ma (Noble, 2001; datos no publicados) empleando el método Ar/Ar sobre plagioclasas.

Volcánicos del Mioceno Temprano

Esta conformada por tobas de composiciones que varían de dacitas a riolitas y diferenciadas regionalmente por Castillo et al. (1993), como Grupo Nazca o Formación Pócoto.

Sus afloramientos se extienden al Sur del área de estudio y yacen discordantemente sobre el Batolito de la Costa y rocas sedimentarias cretáceas.

Esta unidad volcánica se encuentra débilmente deformada y registra edades radiométricas entre 20.0 y 22.6 Ma (Noble et al., 1979), empleando el método K/Ar sobre feldespatos potásicos.

Volcánicos del Mioceno Medio – Superior

Esta unidad litológica está constituida por aglomerados, lavas y tobas, con composiciones que varían de andesita a dacita. Ha sido diferenciada por Salazar et al. (1993) y denominada como Formación Caudalosa, debido a que su localidad tipo se encuentra alrededor de la mina Caudalosa. Sus afloramientos se extienden preferentemente al Este del área de estudio y yacen discordantemente sobre volcánicos oligocénicos.

En las cercanías a la Laguna Choclococha, Noble et al. (1979) ha determinado edades radiométricas para esta unidad volcánica, entre 12.0 y 14.1 Ma.

Volcánicos Plio-Pleistocénicos

Se designa con este nombre a un conjunto de derrames lávicos, brechas y tobas; con composiciones que varían de andesitas a traquitas y relacionadas a centros volcánicos de tipo estrato volcán (Salazar et al., 1993). Se conocen regionalmente como Formación Astobamba o Grupo Barroso (Wilson et al., 1962).

Sus afloramientos se encuentran distribuidos principalmente al Este del área de estudio. Yacen en discordancia angular sobre las unidades más antiguas.

Alrededor del cerro Portugueza (539280 E, 8521480 N), Noble et al. (1979) tiene registros de edades radiométricas entre 1.9 y 6.0 Ma.

3.2.5 Depósitos Cuaternarios

Los depósitos cuaternarios, han sido diferenciados en función de las unidades morfoestructurales en que se encuentran. En tal sentido, en la Llanura Pre-andina destacan terrazas marinas, depósitos aluviales y acumulaciones eólicas. Mientras que, en la Cordillera Occidental se tienen depósitos fluvio-glaciares, morrénicos, fluvioaluviales y coluviales.

3.3 ROCAS INTRUSIVAS

Las unidades estratigráficas descritas en los acápites anteriores se hallan atravesadas o sobreyaciendo a diferentes pulsos de rocas intrusivas, con edades desde el Paleozoico inferior al Plioceno. El conjunto de intrusivos, muestran diferentes niveles de emplazamiento, diversidad de texturas y variedad composicional (básicas a ácidas).

3.3.1 Batolito San Nicolás

Los intrusivos más antiguos, afloran exclusivamente en la costa; a lo largo del litoral del departamento de Ica.

Están constituidos principalmente por granitos, granodioritas y algunos pequeños cuerpos de gabrodiorita; con texturas equigranulares de grano medio a grueso (Dávila, 1993).

Caldas (1978), considera que el Batolito San Nicolás es la prolongación del conjunto de intrusivos expuestos en Marcona. Su edad de emplazamiento sería entre el Ordoviciano y Siluriano (Cobbing P. et al., 1977).

3.3.2 Batolito de la Costa

En el área, las rocas plutónicas del Batolito se extienden entre la Llanura Pre-Andina y la Cordillera Occidental. Presentan la geometría de una franja Noroeste – Sureste de 40 km de ancho, forman parte del Segmento de Arequipa y han sido agrupadas en las superunidades de Patap, Linga, Pampahuasi, Incahuasi y Tiabaya (Cobbing E. et al., 1977).

Las rocas intrusivas tienen composiciones que varían entre gabros, dioritas, monzonitas, tonalitas y granodioritas. Los gabros pertenecen a la Superunidad de Patap y tienen una edad de emplazamiento de 107 Ma (Cobbing E. et al., 1977). Las rocas monzoníticas agrupadas como la Superunidad Linga, registran una edad de 97 Ma y se asume responsable de la mineralización de Cu, Fe, Mo (Cobbing, E. et al., 1977). Las rocas plutónicas dioríticas y tonalíticas, forman parte de la Superunidad de Pampahuasi y reportan una edad de 94 Ma (Cobbing E. et al., 1977). Las

granodioritas, son las rocas más leucócratas ricas en feldespatos potásicos y pertenecen a las superunidades Incahuasi y Tiabaya; la primera con una edad de emplazamiento de 83 Ma (Moore et al., 1985) y la otra con 81 Ma (Moore et al., 1985).

Alrededor de la mina Antapite se han identificado facies de tonalitas y granodioritas de la Superunidad de Incahuasi, con edades K/Ar de 82.7 ± 3.1 Ma, 84.4 ± 2.8 , 82.3 ± 3.1 Ma y 83.6 ± 2.8 Ma, en hornblenda y biotita (Moore, 1984).

3.3.3 Stocks Plutónicos del Eoceno – Mioceno Temprano

Estos stocks plutónicos afloran al Norte del área de estudio y muy puntualmente al Sur, alrededor de los yacimientos Antapite y Jatun Orcco.

Litológicamente, están conformados por gabros y dioritas. Al Norte, en las inmediaciones del yacimiento Pampa Andino, se ha registrado plutones con edades isocrónicas de 59.47 ± 0.44 Ma y 52.16 ± 0.31 Ma y cortan secuencias volcánicas paleocenas (Noble et al., 2005). Al Sur, en la Mina Antapite se tienen numerosos stocks dioríticos que intruyen volcánicos oligo-miocénicos y muestran una isócrona preferencial Ar/Ar de 18.76 ± 0.08 Ma (Noble, 2001; dato no publicado).

3.3.4 Sub-volcánicos del Plioceno

Están ampliamente distribuidos en toda el área, tienen composiciones que varían de andesita a riolitas e intruyen secuencias volcánicas miocénicas y niveles inferiores pliocenos.

En el distrito minero de Huachocolpa se tiene un sistema de dikes y domos de composición dacítica a riodacítica, cuyo registro de edades isocrónicas han reportado edades de 3.7 ± 0.20 , 3.8 ± 0.20 y 4.6 ± 0.20 Ma (MCKee et al., 1975).

3.4 CONTEXTO TECTÓNICO

La zona de estudio se enmarca en la Cordillera de los Andes del Perú central, cuya evolución tectónica está asociada al ciclo orogénico andino (Mégard, 1978a); producto de la intensa actividad de subducción entre la placa de Nazca y la placa ensiálica Sudamericana.

El ciclo Andino empieza a partir del Triásico tardío con un intenso régimen extensional que duró hasta fines del Cretáceo inferior; manifestado por la apertura y relleno de cuencas con secuencias carbonatas, silicoclásticas (Grupo Yura) y niveles volcánicos de edad Caloviana – Titoniana (Formación Guaneros). En los estadios finales de este periodo (Hauteriviano – Albiano medio), se genera el graben Huarmey – Cañete con vulcanismo tholeítico a calcoalcalino (volcánicos del Cretáceo superior), asociado a un rift marginal en el sector occidental de la placa sudamericana (Atherton et al., 1985).

En los estadios tardíos del Albiano Medio - Cenomaniano, se produce una fase tectónica compresional, definida como la Orogenia Mochica (Myers, 1974; Cobbing et al., 1981; Mégard et al., 1984a). Esta fase genera ejes de pliegues en dos direcciones, uno principal ligeramente oblicuo al rumbo andino (ENE – WSW) y la otro más joven, normal al rumbo andino (NE - SW) (Myers, 1974; 1980). Asimismo, durante esta fase se desarrollaron sistemas de fallas en echelón y fallas con movimientos dextrales y que aparentemente permitieron el emplazamiento de gabros y dikes tholeíticos sinplutónicos del Batolito de la Costa, relacionados a la Superunidad de Patap (100 Ma – 107 Ma; Cobbing E. et al., 1977).

Benavides-Cáceres (1999), define que a partir del Campaniano temprano, se producen una serie de fases tectónicas compresivas; como es el caso de la fase Peruana (84 Ma – 79 Ma), Incaica I (59 Ma – 55 Ma), Incaica II (43 Ma – 42 Ma), Incaica III (30 Ma – 27 Ma), Incaica IV (22 Ma), Quechua I (17 Ma), Quechua II (8 Ma – 7 Ma) y Quechua III (5 Ma – 4 Ma).

La Orogenia Peruana (Campaniano temprano – medio), originó ejes de pliegues NW - SE en el Grupo Yura y unidades más antiguas, fallas longitudinales NW - SE y el emplazamiento de plutones graníticos de las superunidades de Incahuasi y Tiabaya, del Batolito de la Costa (Benavides-Cáceres, 1999).

Entre los pulsos finales de la fase Peruana y el inicio de la fase Incaica I (Campaniano tardío – Paleoceno), se produce un régimen extensional manifestado por la presencia de cuencas intermontanas, rellenas por capas rojas como es el caso de la Formación Casapalca (Benavides-Cáceres, 1999) y volcanismo relacionado a calderas (Noble et al., 2005), tal es el caso de la caldera Santa Beatriz (Noble et al., 2005, **Figura 9**)

Durante el Paleoceno tardío y Eoceno temprano se desarrolló la fase compresiva Incaica I (Noble et al., 1985). Este evento generó ejes de pliegues NW - SE en las capas rojas de la Formación Casapalca, seguido de levantamiento y erosión.

En los estadios tardíos del Eoceno medio, se da lugar a una nueva fase compresiva NE - SW, Incaica II que genera pliegues y fajas corridas, en las secuencias sedimentarias (Steinmann, 1929; Noble et al., 1979b, 1985, 1990). Mientras que, los afloramientos de rocas graníticas del Batolito de la Costa son truncados por la generación de centros volcánicos que permitieron la deposición de tobas del Eoceno tardío, como es el caso de la caldera Tantarà (caldera Pampa Andino para Ángeles, 2005; **Figuras 9 y 20**). Las secuencias tobáceas eocenas, muestran una discordancia angular entre 43 – 42 Ma (Noble et al., 1979b; 1990).

En el oligoceno, se produce la fase compresiva Incaica III, caracterizada por un brusco acortamiento NNE - SSW; paralelo a la dirección de convergencia en el Oligoceno (Sebrier et al., 1991). De igual manera, destaca la presencia de superficies de erosión. En el área de Castrovirreyna – Huachocolpa, se ha identificado un hito deposicional a los 30 Ma dentro de los niveles inferiores de los volcánicos oligocenos, que probablemente corresponda al pulso Incaico III (Noble, 1998; en Benavides-Cáceres, 1999). Asimismo, alrededor de la localidad de Castrovirreyna, secuencias volcánicas del Oligoceno yacen en discordancia erosional sobre volcánicos del Eoceno fuertemente plegados.

Entre los 27 Ma y 26 Ma, se registra una fase extensional en la dirección NW – SE, que generó fallas normales, como las identificadas al Este de la localidad de Laramate y zonas de tensión NE - SW para el emplazamiento de la mineralización de 26.34 Ma en la Mina Antapite.

Benavides-Cáceres (1999), en estadios tempranos del Mioceno temprano (22 Ma) registra la fase compresiva Incaica IV (Noble et al., 1979a). Este evento generó ejes de pliegues NW – SE en los volcánicos del Oligoceno (Este y Noreste de la localidad de Laramate) y superficies de erosión en los niveles más expuestos del Batolito de la Costa; que sirvieron para la deposición de secuencias volcánicas del Grupo Nazca de 20 Ma (Noble et al., 1979a; Bellon et al., 1977).

Alrededor de los 17.0 Ma (Mioceno medio), se evidencia una fuerte fase compresiva definida como Quechua I (Steimann, 1929; MCKee et al., 1982; Mégard et al., 1985). Relacionada a esta fase se tiene la presencia de extensas superficies de erosión denominada como “Superficie Puna” (Benavides-Cáceres, 1999), que afectó a las secuencias volcánicas oligocenas – miocenas y al Batolito de la Costa (Macharé et al., 1986). A 20 km al Norte de Laramate se ha registrado ejes de pliegues NW-SE, en volcánicos del Mioceno medio-superior. En las inmediaciones de la laguna Choclococha, el pulso Quechua I está representado por la discordancia angular entre tobas del Mioceno temprano y tobas del Mioceno superior, datadas en 12.0 Ma (Mckee et al., 1982); pero los volcánicos de 12 Ma muestran pliegues NW – SE, lo que indicaría que la fase compresiva Quechua I tuvo efecto hasta aproximadamente los 11Ma.

Entre los 9.5 Ma y 10.0 Ma Paredes et al. (1977) y Wise et al. (2001) registran un regimen extensional que permitió la erupción de lavas y emplazamiento de domos en el distrito de Huachocolpa.

Wise et al. (2001), registran entre los 9.5 Ma y 3.9 Ma una fase compresiva E - W, que produce movimiento sinistral en la falla Chonta NE – SW y sistemas de fallas conjugadas NE – SW. Esta fase compresiva E – W de Wise et al. (2001), se correlaciona con las fases compresivas Quechua II (8 Ma – 7 Ma) y Quechua III (5 Ma – 4 Ma) de Benavides-Cáceres (1999).

4. GEOLOGIA DE LAS MINERALIZACIONES

La franja de baja sulfuración Huaytará – Tantaré (Vidal et al., 2004), contiene mineralizaciones Au–Ag (Pb-Zn-Cu) como relleno de fracturas y brechas, hospedada en secuencias volcánicas del Eoceno – Mioceno. La franja tiene una longitud reconocida de 130 km y un ancho de 20 km, en promedio; rumbo NW – SE. Se extiende desde la Mina Antapite en la provincia de Huaytará, departamento de Huancavelica y llega hasta el yacimiento aurífero Pampa Andino ubicado en la provincia de Chíncha, departamento de Ica.

Los yacimientos de Au–Ag (Pb, Zn, Cu) de la franja Huaytará – Tantaré, se distribuyen a lo largo de la Cordillera Occidental, sobre los 3000 y 4500 metros sobre el nivel del mar. Las estructuras mineralizadas tienen orientaciones NW – SE, NE – SW, N – S y E – W; con potencias que varían entre 0.20 m a 8.60 m. La mineralogía de mena en la mayoría de casos presenta pirrotita–arsenopirita–argentita, definidos como minerales de baja sulfuración (Einaudi et al., 2003). Las rocas hospedantes, muestran halos de alteración que gradan de cuarzo-adularia-sericita-illita a cuarzo-clorita-zeolitas-calcita.

4.1 MARCO ESTRUCTURAL DE LA FRANJA HUAYTARÁ – TANTARÁ

Los rasgos estructurales de la franja Huaytará – Tantará, proceden de cuatro fuentes: de la interpretación de imágenes de satélite Landsat TM, del cartografiado detallado en los yacimientos Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino; realizado por Vidal et al. (2004), Condori et al. (2002, 2004), Ángeles (2000, 2003, 2005), y Noble et al. (2005), del cartografiado de estructuras mayores escala 1: 25,000 durante la salida de campo y de mapas geológicos a escala 1:100,000 de la Carta Geológica Nacional.

Como resultado se ha obtenido un esquema estructural conformado por sistemas de fallas, estructuras volcánicas, ejes de pliegues y lineamientos (**Figura 9**).

4.1.1 Fallas

Las principales fallas identificadas en la franja Huaytará – Tantará son: Chonta, Castrovirreyna, Chocclanca y Ruñahuanusca.

Falla Chonta

Se extiende desde poblado de Pucapampa, pasa cerca al distrito minero de Huachocolpa, luego por el Oeste del pueblo de Licapa y hacia el Sureste de la Mina Antapite. La traza de esta falla dentro del área de estudio tiene más de 120 km.

Entre Pucapampa y Licapa, presenta rumbo andino N 30° a 40° W y 70° SW de buzamiento. La zona deformada de la falla tiene 1.00 m de ancho y está rellena con gouge foliado sin cohesión. A la altura de Licapa se han definido fallas inversas que ponen en contacto calizas del Triásico superior-Liásico del Grupo Pucará con conglomerados (con clastos andesíticos) de probable edad eocena (Wise et al., 2001). Asimismo, se tienen volcánicos del Eoceno fallados inversamente sobre las rocas calcáreas del Grupo Pucará.

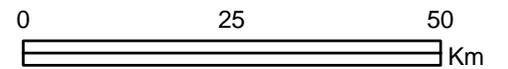
Entre Licapa y el Sureste de la mina Antapite, la falla Chonta tiene rumbo N-S y un buzamiento de 70° a 80° W. En esta área las secuencias volcánicas del Oligoceno están falladas inversamente sobre volcánicos del Mioceno medio – superior.

MAPA ESTRUCTURAL



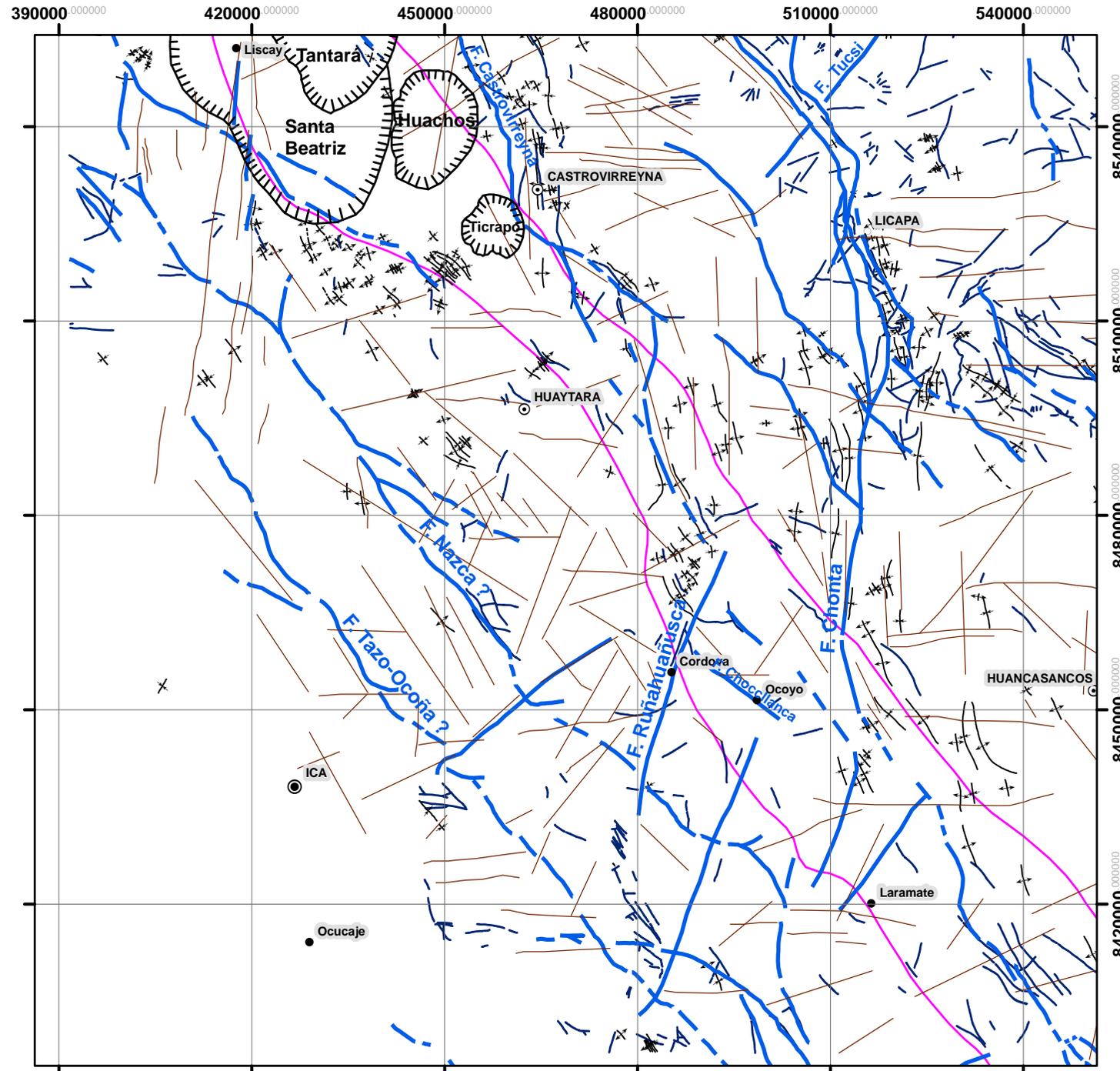
Simbología

-  Calderas
-  Fallas regionales
-  Fallas secundarias
-  Sinclinal
-  Anticlinal
-  Lineamientos fotointerpretados
-  Franja de baja sulfuración Huaytará-Tantarà
-  Departamento
-  Provincia
-  Distrito
-  Pueblo



Modificado de:
 Vidal C. et al. (2004)
 Noble D. et al. (2005)
 Wise J. et al. (2002)

FIGURA 9



En el distrito de Huachocolpa, al Este de la falla Chonta afloran domos, diques y lavas de una edad de 9.5 a 10.0 Ma (McKee et al., 1975; Noble et al., datos no publicados; en Wise et al., 2001). El conjunto se encuentra deformado y desplazado por movimientos sinestrales, resultado de fuerzas compresivas E-W (Wise et al., 2001). La falla Chonta es cortada por un dique ascítico datado en 3.9 ± 0.2 Ma (McKee et al., 1975; ubicación de la muestra: 504410 E – 8548105 N) y estaría marcando el tope de la actividad de la falla (Wise et al., 2001).

En tal sentido, la falla Chonta es interpretada como una falla inversa, con una reactivación sinistral, en respuesta a un cambio de la oblicuidad relativa de convergencia de las placas tectónicas Nazca y Sudamericana (Wise et al., 2001).

Falla Castrovirreyna

Se despliega longitudinalmente desde el distrito de Castrovirreyna. Tiene una traza discontinua de más de 40 km de longitud.

En el sector de Castrovirreyna, tiene rumbo N 25° W y buza con 75° al SW. La zona de falla tiene un ancho hasta de 0.40 m, presencia de gouge con colores abigarrados y estructuras de lenticulación. Asimismo, la falla Castrovirreyna en esta área (364500 E – 8537000 N) muestra dos movimientos: uno inverso y otro sinistral. El desplazamiento inverso está manifestado por el contacto entre secuencias volcánicas fuertemente plegadas de edad eocena y niveles volcano-sedimentarios del Oligoceno con pliegues abiertos. La reactivación con movimiento sinistral se nota en un pliegue de arrastre (**Foto 1**). Las estrías en planos de falla que corroboran el movimiento inverso y se encuentran mayormente borradas por la presencia de estrías con movimiento sinistral.

La traza de la falla Castrovirreyna probablemente se extiende hasta el sector Noreste del distrito minero de Antapite, a lo largo de la línea de cumbre del cerro Huaucayoc (495600 E, 8463600 N), debido a que en este sector se ha identificado una falla inversa con rumbo N 40° W y 80° SW de buzamiento, que correlaciona muy bien con la prolongación de la falla Castrovirreyna. La superficie de los planos falla son mayormente lisos y sin presencia de estrías. Sólo se ha podido registrar el movimiento inverso por espejos de falla y el contacto entre lahares del Oligoceno tardío y tobas andesíticas del Mioceno temprano datadas en 18.62 ± 0.31 Ma (Noble, 2001; dato no publicado).

Falla Chocclanca – Zorro Rojo

Es el control estructural mayor de la veta-falla Zorro Rojo en la mina Antapite. La falla tiene un rumbo N 55° a 60° W, buzamientos de 60° a 85° al SW y una traza discontinua de 15 km de longitud; reconocida en gran parte por labores subterráneas y sondajes diamantinos. La zona de falla tiene anchos desde 0.20 m hasta 2.00 m, presenta gouge blanquecino a amarillento y estructuras de lenticulación.

A la entrada de la Galería 465 SE del Nivel 3347, la falla Chocclanca-Zorro Rojo exhibe dos familias de estrías, de alto y bajo ángulo (pitch). Las estrías de bajo

ángulo (12° a 35°), se encuentran en la caja techo y piso de la estructura mineralizada, planos de falla paralelos y puliendo clastos en zonas de brechas tectónicas.

Igualmente, en la Galería 190 NW del Nivel 3240 se han identificado las dos familias de estrías y otras (de alto y bajo ángulo) asociadas a falla menores NE-SW. En el Crucero 3240 (punto topográfico 14 NW), se ha registrado estrías de alto ángulo (68° a 84°) superpuestas por otras de menor ángulo (1° a 39°), con cristalización al abrigo de zeolitas.

Asimismo, a 200 m al Suroeste de la veta Zorro Rojo se encuentra la veta Antapite (491600 E, 8456000 N), que forma parte del corredor de vetas-falla Chocclanca-Zorro Rojo. Vidal (en Ángeles, 2000) en una labor subterránea sobre la veta Antapite, a la cota 3470 (bajo el paraje de Cuellucasa) identificó un desplazamiento normal en dicha estructura, manifestada por el contacto entre tobas brecha del Oligoceno tardío (al Suroeste) y tobas con niveles de lavas del oligoceno inferior (al Noreste).

Por otro lado, la veta-falla Chocclanca-Zorro Rojo registra una edad de mineralización de 26.34 ± 0.21 Ma (Noble, 2001; dato no publicado), relacionada a un régimen extensional probablemente de 27 Ma; corroborado por la presencia del sistema de vetas-falla NW-SE con juego normal y eventos volcánicos del Oligoceno. Además, hacia el extremo Norte (491230 E, 8456420 N), la falla Chocclanca-Zorro Rojo es cortada por el emplazamiento de stocks dioríticos de 18.76 ± 0.08 Ma (Noble, 2001; dato no publicado).

En conclusión, la falla Chocclanca-Zorro Rojo presenta dos eventos de deformación, como resultado de regímenes de extensión NE - SW (27 Ma) y compresión WSW – ENE (26 a 19 Ma) del pulso tectónico Incaico IV. El emplazamiento de los stocks dioríticos se realizaría en zonas de tensión generada por el movimiento sinistral. El análisis cinemático de las estructuras y la determinación de la dirección de esfuerzos, serán planteadas en el capítulo 5.

Falla Ruñahuañusca

Se extiende desde el Noroeste de la mina Antapite por la quebrada Ruñahuañusca hasta el Suroeste del yacimiento Jatun Orcco. Tiene una traza discontinua de 40 km de longitud.

La falla Ruñahuañusca tiene rumbo N 20° a 30° E y buza con 87° al SE. Los planos de falla son lisos, mayormente con presencia de estrías bajo ángulo; muy puntualmente se han podido identificar tramos con relleno de gouge, que llegan en el mejor de los casos a 0.20 m ancho.

Los espejos de falla encontrados y preservados mayormente en tobas soldadas, contienen estrías de alto ángulo (60° a 88°) rayadas por otras de bajo ángulo (8° a 25°).

El sentido de movimiento en el primer grupo de estrías no es claro, debido a la ausencia de tectoglifos. Pero en la quebrada Ruñahuañusca (486420 E, 8460000 N), se ha registrado el desplazamiento normal de secuencias de tobas del Oligoceno temprano hasta la altura de otra secuencia de tobas andesíticas del Oligoceno medio (**Foto 2**) con edad radiométrica Ar/Ar de 27.10 ± 0.05 Ma (Noble, 2001; dato no publicado).

En cambio en las estrías de bajo ángulo (8° a 25°), se han identificado tectoglifos como: grietas de tracción, escamas de arrastre y huellas del elemento estriador; estas estructuras han definido en conjunto un movimiento dextral de la falla Ruñahuañusca y es comprobada por el desplazamiento en el mismo sentido de la veta Carmencita (487750 E, 8461100 N). Además, relacionado al movimiento dextral de la falla Ruñahuañusca, se ha identificado venillas sub-paralelas de calcita con rumbo N 80° E y 70° NW de buzamiento, en zonas de tensión (485996 E, 8458739N) y estaría definiendo la dirección del esfuerzo compresivo WSW – ENE.

Entonces, la falla Ruñahuañusca presenta dos movimientos: uno normal y otro dextral. El evento extensional NE-SW (registrado en la veta-falla Chocllanca-Zorro Rojo) produciría el desplazamiento normal y sería menor que la edad de las tobas de 27.10 Ma. El desplazamiento dextral posterior a la alteración-mineralización de la veta Carmencita (< 26 Ma), estaría relacionada al evento compresivo WSW – ENE Incaico IV. Por lo tanto, la falla Ruñahuañusca resulta ser el sistema conjugado de la falla Chocllanca-Zorro Rojo.



Foto 1. Falla Castrovirreyña. Foto mirando al Norte, al extremo izquierdo secuencias volcánicas del Eoceno y al lado derecho secuencias volcánicas del Oligoceno. Nótese el pliegue de arrastre.



Foto 2. Falla Ruñahuañusca. Foto mirando al Noreste, al lado izquierdo secuencias de tobas del Oligoceno temprano, al lado derecho secuencia de tobas andesíticas sub horizontales del Oligoceno medio. Nótese en la parte central fracturas sub-verticales.

4.1.2 Estructuras Volcánicas

Las estructuras volcánicas como calderas y centros volcánicos han sido registradas al Noroeste y Sureste de la franja Huaytará – Tantará, en los yacimientos de Pampa Andino y Antapite; respectivamente.

Centros Volcánicos

En las propiedades mineras de la mina Antapite se han identificado cuatro centros volcánicos (Ángeles, 2000), asociados a la deposición de rocas volcánicas datadas entre 20.94 Ma y 27.10 Ma (Oligoceno – Mioceno temprano; datos no publicados). Estos alimentadores volcánicos se ubican cerca a la intersección del corredor Chocllanca-Zorro Rojo con la falla Ruñahuañusca, en los cerros Chaupipunta (486400 E, 8460400 N), Huamaní (486900 E, 8457000 N) y Pererochayoc (489200 E, 84591000 N) y al Suroeste del caserío de Lihua (489500 E, 8459900 N).

Tienen forma ovalada, alargados preferentemente hacia el ENE – WSW y con el eje mayor entre 0.4 km y 1.4 km de longitud.

Ángeles (2000), sugiere un funcionamiento normal y/o transtensivo durante el volcanismo-magmatismo y en el mismo contexto que la alteración y mineralización. Ello implicaría que la deformación que permitió la generación de los centros volcánicos, sería el evento extensional NE - SW propuesto en este trabajo entre 27 Ma y 26 Ma.

Calderas

Dentro del área de estudio, Noble et al. (2005) han diferenciado cuatro calderas al extremo Noroeste de la franja Huaytará-Tantará, entre los ríos San Juan y Castrovirreyna, y han sido denominadas como Santa Beatriz, Tantará, Huachos y Ticrapo.

La arquitectura de la caldera Santa Beatriz yace sobre rocas intrusivas del Batolito de la Costa. Presenta una forma ovalada, con su eje mayor en la dirección NNW-SSE y con 40 km de longitud, aproximadamente. Posee un prisma intracaldera que supera ampliamente los 1000 m de espesor, el cual está conformado

por tobas fuertemente soldadas del Paleoceno, con edades isocrónicas Ar/ Ar de 59.70 ± 0.55 Ma (407670 E, 8560760 N) y 62.49 ± 0.35 Ma (412000 E, 8548000 N) (Noble et al., 2005). Esta unidad se encuentra intruida por una monzonita de 59.47 ± 0.44 Ma (426370 E, 8536330 N) y una cuarzomonzonita de 52.16 ± 0.31 Ma (431050 E, 8530730 N) (Noble et al., 2005). Por lo tanto, las edades de las tobas intracaldera y de los stocks que la intruyen confirman una edad paleocena de la caldera Santa Beatriz; entonces, el volcanismo estaría estrechamente relacionado con el magmatismo del Cretáceo tardío – Paleoceno (Noble et al., 2005).

La caldera Tantaré se extiende por el sector Noreste de la caldera Santa Beatriz, presenta una forma ovalada y tiene su eje mayor en la dirección NNE-SSW, con una longitud aproximada de 20 km. Contiene un prisma intracaldera de tobas soldadas a semi-soldadas del Eoceno, con un espesor aproximado de 600 m. Hacia el margen Suroeste de la Caldera (420500 E, 8552000 N; Este de las vetas del yacimiento Pampa Andino), se tienen intrusiones de muy alto nivel de textura granuda a porfídica, representada por stocks, diques y silles; con composiciones que van de gabros a dioritas y edades radiométricas Ar/Ar entre 29.08 ± 0.19 Ma y 34.27 ± 0.18 Ma (Noble, 2004a; datos no publicados). Este complejo de intrusivos configura el margen SW de la caldera y aparentemente están asociados a la fase de resurgencia.

Al Oeste de la falla Castrovirreyna, alrededor de los poblados de Huachos y Ticrapo; se configuran las calderas de Huachos y Ticrapo, respectivamente.

La caldera Huachos tiene forma ovalada, con una longitud de su eje mayor de 18 km en la dirección NNE-SSW. El prisma intracaldera está conformado por tobas eocenas parcialmente soldadas, con un espesor de 500 m, aproximadamente. El margen Noreste de la caldera, está definido por el emplazamiento de stocks dioríticos y subvolcánicos andesíticos, de probable edad Oligocena. Asimismo, al SSW se tienen estructuras mineralizadas N 70° a 80° W, N 40° a 70° E y E – W del yacimiento San Juan de Capillas y representarían fracturas tensionales de margen de caldera.

La caldera Ticrapo tiene forma circular, un diámetro de 9 km y un prisma intracaldera conformado por volcánicos eocenos. Hacia el sector Oeste se tiene una estructura semicircular que pone en contacto secuencias sedimentarias del Cretáceo

inferior con los volcánicos del Eoceno y representa el margen occidental de la caldera. En los márgenes Noroeste y Sureste, se han identificado stocks dioríticos; donde, el que se emplaza al Sur, registra una edad radiométrica de 19.2 Ma (s/r). Los márgenes de esta caldera están estrechamente relacionada con la mineralización de las estructuras del yacimiento de Ticrapo, cuyas orientaciones son N 40° a 80° W y N 60° a 80° E.

4.1.3 Ejes de Pliegues

Los ejes de pliegue tienen preferentemente las direcciones NW-SE y N-S. Este estilo de deformación afecta a rocas que van del Mesozoico hasta el Mioceno tardío y representan uno de los estilos de deformación de las fases compresivas del ciclo Andino.

Al Noroeste de la mina Antapite y Sur de la caldera Santa Beatriz, se tienen ejes de pliegues con rumbo N 40° a 50° W, ligeramente volcados al Noreste y con longitudes hasta de 1 km. Afectan a rocas sedimentarias del Cretáceo (Grupo Yura) y sugieren una compresión N 40° a 50° E, correspondiente a la fase Peruana de 84 Ma – 79 Ma de Benavides-Cáceres (1999).

A 30 km al Noreste y 25 km al Este, del pueblo de Laramate, destacan ejes de pliegues con rumbo N a N 20° E; en secuencias volcano-sedimentarias del Oligoceno e indican una compresión N 70° E a E - W de la fase Incaica IV 22 Ma de Benavides-Cáceres (1999).

A 20 km al Norte del pueblo de Laramate (Sureste de la mina Antapite), se tienen ejes de pliegues con rumbo N 20° a 40° W en rocas volcánicas del Mioceno medio-superior e igual que en los alrededores de la laguna Choclococha en volcánicos de 12 Ma (Mckee et al., 1982). La dirección de los ejes, permite interpretar una compresión N 50° a 70° E; relacionada con la fase Quechua I (17 Ma – 11 Ma).

En el segmento Licapa – Antapite de la falla Chonta y el extremo Norte de la falla Castrovirreyna, se han registrado ejes de pliegues en la dirección N 10° W a N 10° E y con longitudes hasta de 2 km. Deforman secuencias calcáreas del Mesozoico (Triásico superior – Liásico, Grupo Pucará) y secuencias volcánicas del Eoceno, Oligoceno y Mioceno. La dirección de los ejes de pliegues, sugieren una compresión

E - W, relacionada a las fases Quechua II y Quechua III de Benavides-Cáceres (1999).

4.1.4 Otros lineamientos fotointerpretados

Los lineamientos que se describen a continuación han sido identificados en la imagen de satélite Landsat TM, B4 – Filtro 14; estos representan los rasgos rectilíneos de mayor extensión. Los sistemas identificados muestran direcciones N 30° a 60° W, N 20° a 70° E, N - S y E - W.

Los lineamientos N 30° a 60° W, siguen la orientación andina y son más o menos paralelos a la falla Castrovirreyna en el segmento Castrovirreyna - Antapite. El lineamiento más importante con este rumbo es el lineamiento Nazca, definido sobre el Batolito de la Costa; presenta una traza discontinua desde el Sur de la caldera Santa Beatriz hasta el Sur de la mina Antapite.

El sistema N 20° a 70° E, es menos frecuente y se manifiesta principalmente entre caldera Ticrapo y la falla Ruñahuañusca; así como, en el segmento Sureste de franja Huaytará – Tantará. Este sistema de lineamientos resalta principalmente sobre secuencias volcánicas del Oligoceno y Mioceno.

Los lineamientos N – S, destacan notablemente en el segmento Licapa – Antapite de la falla Chonta, en el extremo Norte de la falla Castrovirreyna y desde el Sur de la caldera Santa Beatriz hasta el yacimiento Pampa Andino. Están plasmados preferentemente en rocas del Cretáceo superior – Paleoceno.

Los lineamientos E - W, están mayormente restringidos al área del distrito minero de San Genaro y al sector Este del pueblo de Licapa (Este de la falla Chonta); marcados sobre volcánicos del Mioceno medio-superior.

4.2 CARACTERÍSTICAS DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS

Para entender mejor la distribución espacial y temporal de las mineralizaciones de Au-Ag (Pb, Cu, Zn) de la franja Huaytará – Tantaré (**Figura 10**), se procede a realizar la descripción sistemática de los principales yacimientos que la conforman.

4.2.1 Pampa Andino

El área del yacimiento Pampa Andino presenta una mineralización tipo relleno de fracturas, hospedada en unidades volcánicas del Paleoceno y Eoceno. La mineralización presenta texturas bandeada, crustiforme, brechada y coliforme.

Las alteraciones hidrotermales están restringidas al tramo de vetas y están dadas por los ensambles cuarzo-sericita-illita y clorita-pirita.

Las estructuras mineralizadas, se emplazan en el margen Suroeste de la caldera Tantaré; tienen una orientación preferencial N – S y buzan 60° a 80° al W. Sus anchos varían entre 0.50 m a 8.60 m y tienen una longitud acumulada de 8.0 km en conjunto.

La mineralización es de plata-oro. El oro se presenta en estado nativo y a manera de electrum, se encuentra como agregados coliformes en cavidades con hematita-goethita, así como en emulsiones finas dentro de playas de argentita. La plata ocurre en estado nativo, como en argentita, platas rojas, polibasita y pearceita. Tanto el oro como la plata, usualmente se encuentran acompañados por esfalerita, galena, calcopirita, pirrotita y magnetita (Sáenz, 2003). Entre los minerales de ganga se puede mencionar al cuarzo blanco, cuarzo hialino, calcedónico, amatista, trazas de adularia, pirita y óxidos como hematita, jarosita, goethita y anatasa.

El análisis granulométrico sobre 104 granos de oro realizado por Sáenz (2003), establece que el tamaño de oro varía entre 3 micras y 1240 micras, donde el 41% son mayores a 30 micras.

MAPA METALOGENÉTICO



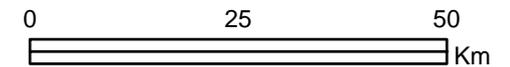
Ocurrencias Metálicas

- ▲ Au
- ▲ Ag
- ▲ Cu

Simbología

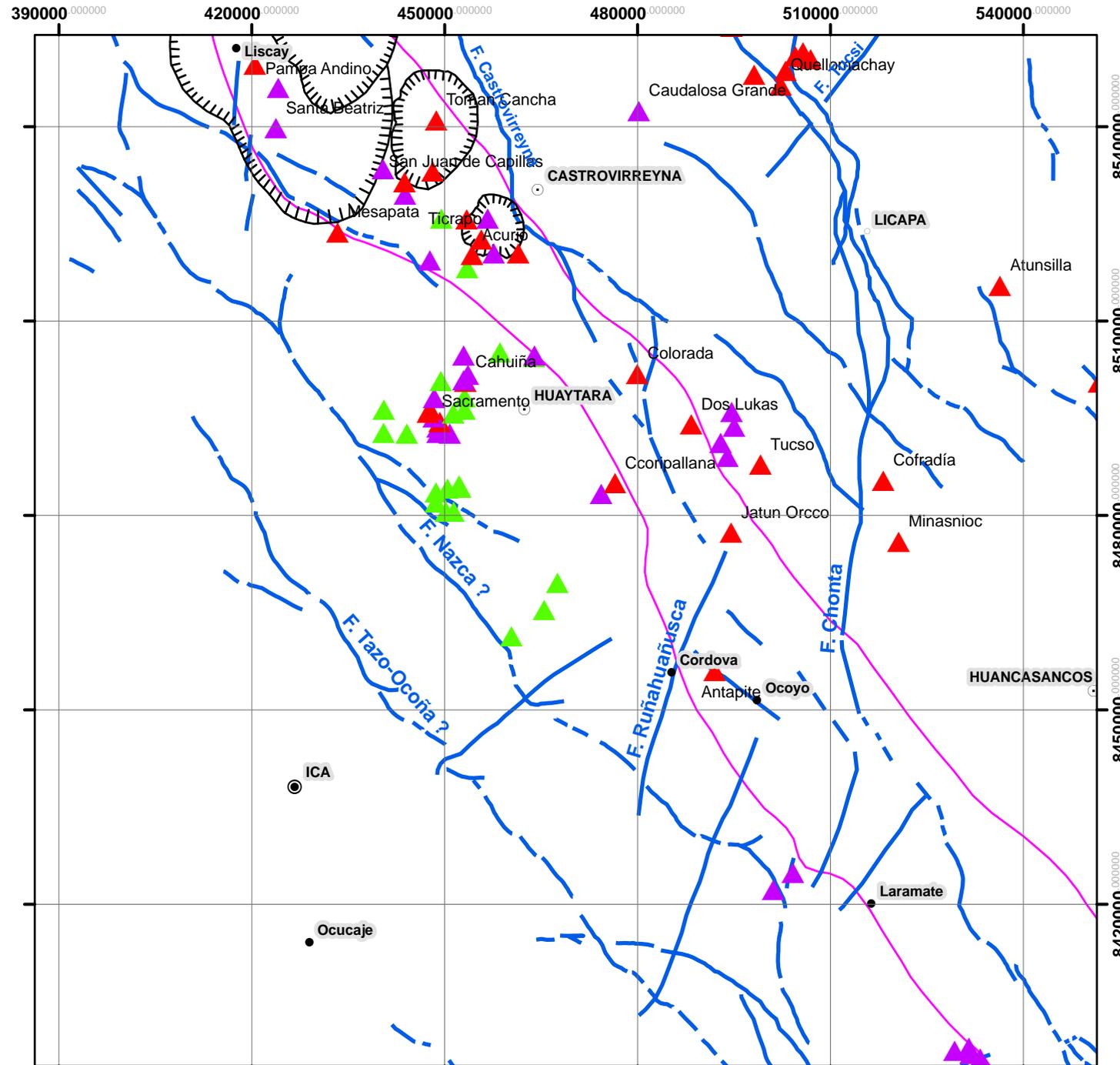
- Calderas
- Fallas regionales
- Franja de baja sulfuración Huaytará-Tantarà

- Departamento
- Provincia
- Distrito
- Pueblo



Modificado de:
 Vidal C. et al. (2004)
 Noble D. et al. (2005)
 Wise J. et al. (2002)

FIGURA 10



Las leyes en promedio varían desde 0.50 a 41.00 g/t Au y de 1.00 a 77.17 Oz/t Ag. Muy puntualmente se tienen valores de 12035.60 g/t Au y 760.58 Oz/t Ag (Condori et al., 2004; datos no publicados).

La edad de la roca hospedante ha sido estimada entre 59.70 Ma y 62.49 Ma (Noble et al., 2005); además si se considera la deformación N – S, a la que está asociada la mineralización; se asumiría una edad de mineralización del Oligoceno temprano, la cual será mejor fundamentada en los capítulos 5 y 6.

Por otro lado, para determinar la edad certera de la mineralización se ha realizado una datación Re-Os, sobre oro en el Instituto de Geociencias de Sao Paulo, pero por el programa de actividades de la institución no podrá ser publicada en este trabajo.

4.2.2 Santa Beatriz

Presenta mineralización polimetálica tipo relleno de fracturas, hospedada en tobas andesíticas del Paleoceno. Actualmente su estado es inoperativo.

Las alteraciones hidrotermales tienen ensambles cuarzo-illita y clorita-pirita.

Las estructuras mineralizadas, presentan un rumbo preferencial N – S y sus buzamientos varían entre 65° y 80° hacia el E. Sus longitudes se encuentran entre 50 m y 500 m, con anchos de 0.50 a 2.00 m (Banco Minero del Perú, 1963).

La mineralogía de mena está representada por la esfalerita, galena, argentita y calcopirita. Mientras que la ganga está conformada por cuarzo, pirita, hematita, gohetita y jarosita.

Se ha estimado un potencial de 273220 TM, con leyes promedio de 8.3% Pb, 11.40% Zn, 1.00 % Cu y 4.00 Oz/t Ag; con un ancho promedio de 1.10 m (De Las Casas, F. 1956). El muestreo selectivo de canchas de mineral realizado por Condori et al. (2004; datos no publicados), reportaron leyes de 4.82 Oz/t Ag, 2.03% Cu, 19.04% Pb y 20.12% Zn.

Por otro lado, la edad de mineralización se presume que es oligocena temprana, esto interpretado a partir de la edad de la roca hospedante (Eoceno) y su relación con el yacimiento Pampa Andino.

4.2.3 San Juan de Capillas

San Juan de Capillas presenta una mineralización tipo relleno de fracturas, en el margen SSW de la caldera Huachos y hospedada en rocas volcánicas del Eoceno. Las texturas asociadas a la mineralización son principalmente bandeadas y crustiformes.

La roca caja presenta alteraciones hidrotermales dadas por los ensambles cuarzo-illita y clorita-pirita.

Las estructuras mineralizadas presentan tres sistemas de orientación, N 70° a 80° W, N 40° a 70° E y E – W; con buzamientos que varían entre 70° y 85° hacia el SW, SE y N, respectivamente.

Los afloramientos de las estructuras suman en su conjunto 7.9 km de longitud y sus anchos varían entre 0.20 m y 3.00 m.

La mineralización es principalmente de oro-plata, asociada a jarosita y gohetita, algunas veces con presencia de argentita, galena, esfalerita y calcopirita. La mineralogía de ganga esta conformada por cuarzo, pirita, jarosita, gohetita y hematita.

Condori et al. (2004; datos no publicados), realizaron un muestreo en canales sobre las estructuras y reportó leyes de oro de 0.50 g/t Au a 6.70 g/t Au y de plata de 40 ppm a 248 ppm.

El evento de mineralización de este yacimiento se le asigna una edad del oligoceno temprano.

4.2.4 Ticrapo

El área de Ticrapo presenta una mineralización tipo relleno de fracturas, en los márgenes de la caldera Ticrapo y hospedada en rocas volcánicas del Eoceno.

Las alteraciones hidrotermales de la roca caja están dadas por los ensambles de cuarzo-calinita-illita y clorita-pirita.

La mineralización es aurífera, con plata subordinada y se encuentra principalmente distribuida en dos sectores denominados Monterrico y Lúcumá Dorada.

El sector de Monterrico presenta vetas con rumbos N 40° a 70° W y N 60° a 70° E, con buzamientos de 60° a 80°, al SW y SE. Los afloramientos de las vetas alcanzan más de 0.6 km, con anchos que varían entre 0.20 m y 1.20 m. La mineralogía de mena está dada por oro, argentita, galena y calcopirita; mientras que la ganga está conformada por cuarzo, pirita, hematita, gohetita y jarosita. Las leyes de oro varían de 0.50 g/t Au a 32.00 g/t Au, la plata de 20 ppm a 237 ppm (Condori et al., 2004; datos no publicados).

En el sector Lúcumá Dorada se tienen afloramientos discontinuos de vetas, cuyos afloramientos en conjunto alcanzan 1.0 km de longitud. Presentan dos rumbos importantes, N 60° a 80° W y N 60° a 80° E, con buzamientos de 50° a 80° hacia el NE y SE. La mena está conformada principalmente por oro y argentita, con trazas de galena y esfalerita. Mientras que la mineralogía de ganga está representada por cuarzo, pirita, hematita, gohetita y jarosita. Las leyes de oro están en el rango de 1.00 g/t Au a 88.28 g/t Au y la plata de 20 ppm a 157 ppm (Condori et al., 2004; datos no publicados).

La edad de mineralización probablemente sea del oligoceno temprano, en relación con su roca hospedante y con yacimientos cercanos.

4.2.5 Sector Toman Cancha

Presenta mineralización aurífera hospedada en rocas volcánicas del Eoceno, con una geometría irregular de un cuerpo brechado de 30.00 m x 10.00 m y elongado hacia el NE.

Dicho cuerpo presenta clastos angulosos a subangulosos, sub-decimétricos a centimétricos, alterados a cuarzo-sericita-illita y soportados en una matriz conformada por sílice-óxidos.

La mineralogía de mena está conformada por oro, argentita, galena y esfalerita. Mientras que, la mineralogía de ganga está dada por cuarzo, pirita, gohetita, hematita y tenorita.

Las leyes de oro varían de 0.50 g/t Au a 25.15 g/t Au y la plata de 20 ppm a 194 ppm (Condori et al., 2004; datos no publicados).

Aparentemente la mineralización tiene una edad oligocena temprana.

4.2.6 Dos Lukas

El área de Dos Lukas presenta una mineralización tipo relleno de fracturas, hospedada en rocas volcánicas del Oligoceno.

Las alteraciones hidrotermales se encuentran muy restringidas a las estructuras mineralizadas, dispuestas a manera de halos de cuarzo-calinita-illita y clorita-pirita.

Las vetas tienen orientaciones N 40° a 70° W y E – W, con ángulos de buzamiento de 70° a 80° hacia el NE y N, respectivamente.

Los afloramientos de las estructuras suman en su conjunto más de 1.1 km de longitud y sus anchos varían entre 0.30 m y 0.60 m.

La mineralización es principalmente aurífera, en la que las leyes de oro oscilan entre 0.50 g/t y 17.50 g/t (Condori et al., 2004; datos no publicados), asociada principalmente a venillas milimétricas de sílice con tinte grisáceo.

La edad de mineralización se asume del Oligoceno tardío, debido al mismo estilo de deformación que la mina Antapite y que se discutirá en los capítulos 5 y 6.

4.2.7 Coripallana

El sector de Coripallana está caracterizado por la presencia de brechas hidrotermales y vetas, hospedadas en rocas volcánicas del Oligoceno. Las brechas están asociadas a un sistema tipo ácido-sulfato; mientras que las vetas son de baja sulfuración.

Las estructuras presentan orientaciones N – S, N 40° a 60° E y E – W, sus buzamientos son sub-verticales.

Las brechas tienen una geometría tabular (dispuestas a manera de crestones) y se encuentran alteradas hidrotermalmente a cuarzo-alunita, algunas veces con núcleos de sílice porosa o cortados por venillas de sílice gris. Sus afloramientos son discontinuos y se extienden encima de 2.0 km, con anchos que varían entre 1.00 m y 3.00 m.

Las estructuras vetiformes, están conformadas por cuarzo blanco masivo algunas veces con la presencia de pseudomorfos de baritina. Los halos de alteración hidrotermal, tienen ensambles de cuarzo-sericita-pirita. Las longitudes de los

afloramientos alcanzan más 2.0 km de longitud, con anchos que van desde 1.00 m a 5.00 m.

La zona carece de anomalías geoquímicas tanto en metales nobles (Au-Ag), como en metales base (Pb, Zn, Cu).

La edad de la alteración hidrotermal en este sector ha sido estimada en el Oligoceno tardío.

4.2.8 Jatun Orcco

El área del yacimiento Jatun Orcco presenta una mineralización del tipo relleno de fracturas hospedada en rocas piroclásticas andesíticas del Oligoceno. Las estructuras mineralizadas presentan texturas tipo bandeada, crustiforme, brechada y coloforme.

La alteración hidrotermal varía gradualmente desde la estructura mineralizada hacia la roca hospedante, empezando con un ensamble cuarzo-adularia-sericita-illita, luego a clorita-calcita-pirita y finalmente a roca fresca.

Las estructuras mineralizadas reconocidas tienen afloramientos discontinuos que en conjunto suman más de 8.0 km. Presentan tres sistemas de orientación, N 60° E, E - W y N 60° a 70° W; dentro de las cuales las más dominantes en el área, tienen rumbo trasandino (N 60° E). Sus buzamientos varían entre 70° y 85°, hacia el SE, N y SW. Sus anchos están en el orden de los 0.25 m a 4.00 m.

La mineralización es principalmente aurífera con plata subordinada. El oro ocurre en estado nativo o como electrum y está relacionada con una sílice gris, cuya tonalidad se debe a las inclusiones finas de galena, calcopirita, estefanita, esfalerita, platas rojas, argentita y cobres grises. Las leyes de oro varían entre 0.5 a 90 g/t Au, llegando muy puntualmente hasta 1250 g/t Au. El análisis granulométrico de oro de una población de 251 partículas, realizadas por Saéz (2003), demuestran que el 77% de las partículas de oro son mayores a 20 micras (oro grueso). Por otro lado, los valores de plata reportados se encuentran entre 20 y 723 ppm.

Entre los minerales de ganga se tiene al cuarzo, calcedonia, adularia, calcita, illita y pirita. Así mismo, destaca la presencia de óxidos e hidróxidos de hierro como goethita, jarosita y hematita.

La edad de mineralización ha sido registrada en 17.26 ± 0.10 Ma, sobre adularia empleando el método Ar/Ar (Noble, 2002).

4.2.9 Antapite

El distrito minero de Antapite presenta una mineralización tipo relleno de fracturas, puesta en manifiesto por el sistema de vetas con rumbos N 40° a 60° W, N 40° E y E - W, hospedados principalmente en rocas piroclásticas traquiandesíticas del Oligoceno. Las estructuras mineralizadas también cortan secuencias del basamento local como es el caso de las granodioritas del Batolito de la Costa y las cuarcitas cretácicas del Grupo Yura.

Por otro lado, tanto la roca hospedante volcánica como unidades del basamento local, se encuentran intruidas por stocks de composición diorítica, algunas veces con desarrollo de venillas cuarzo-magnetita e incipiente alteración potásica (pórfido de Antapite), como es el caso de afloramientos alrededor del cerro Antapite (491000 E, 8456300 N).

La roca caja de los filones del distrito minero de Antapite presenta alteraciones hidrotermales con ensambles cuarzo-adularia-sericita-illita y clorita-zeolita-calcita-pirita.

Los filones suman en su conjunto 25.0 km, aproximadamente. Las vetas con rumbo NW – SE, se encuentran en la parte central del distrito, dentro de una gruesa secuencia volcánica y tienen un ángulo de buzamiento entre 75° y 85° al SW. Por otro lado, los filones con orientaciones N 40° E y N 80° E, están hospedados principalmente en las granodioritas del Batolito de la costa y cuarcitas del Grupo Yura. Tienen buzamientos entre 70° y 80° hacia el SE y N. En general, el ancho de las estructuras varían entre 0.35 m y 6.00m.

La mineralización es principalmente de oro-plata. El oro ocurre en estado nativo y electrum. La plata está presente como proustita, pirargirita y estefanita. Otro tipo de mineralogía de mena asociada a la mineralización de oro-plata esta conformada por pirita, calcopirita, pirrotita, cobres grises, galena y esfalerita.

La mina Antapite tiene un recurso indicado de 350 000 onzas de oro (Vidal et al., 2002) y la edad de mineralización ha sido estimada en 26.34 Ma y 25.25 por el método Ar/Ar en sericita y adularia, respectivamente (Noble, 2001; dato no publicado).

5. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

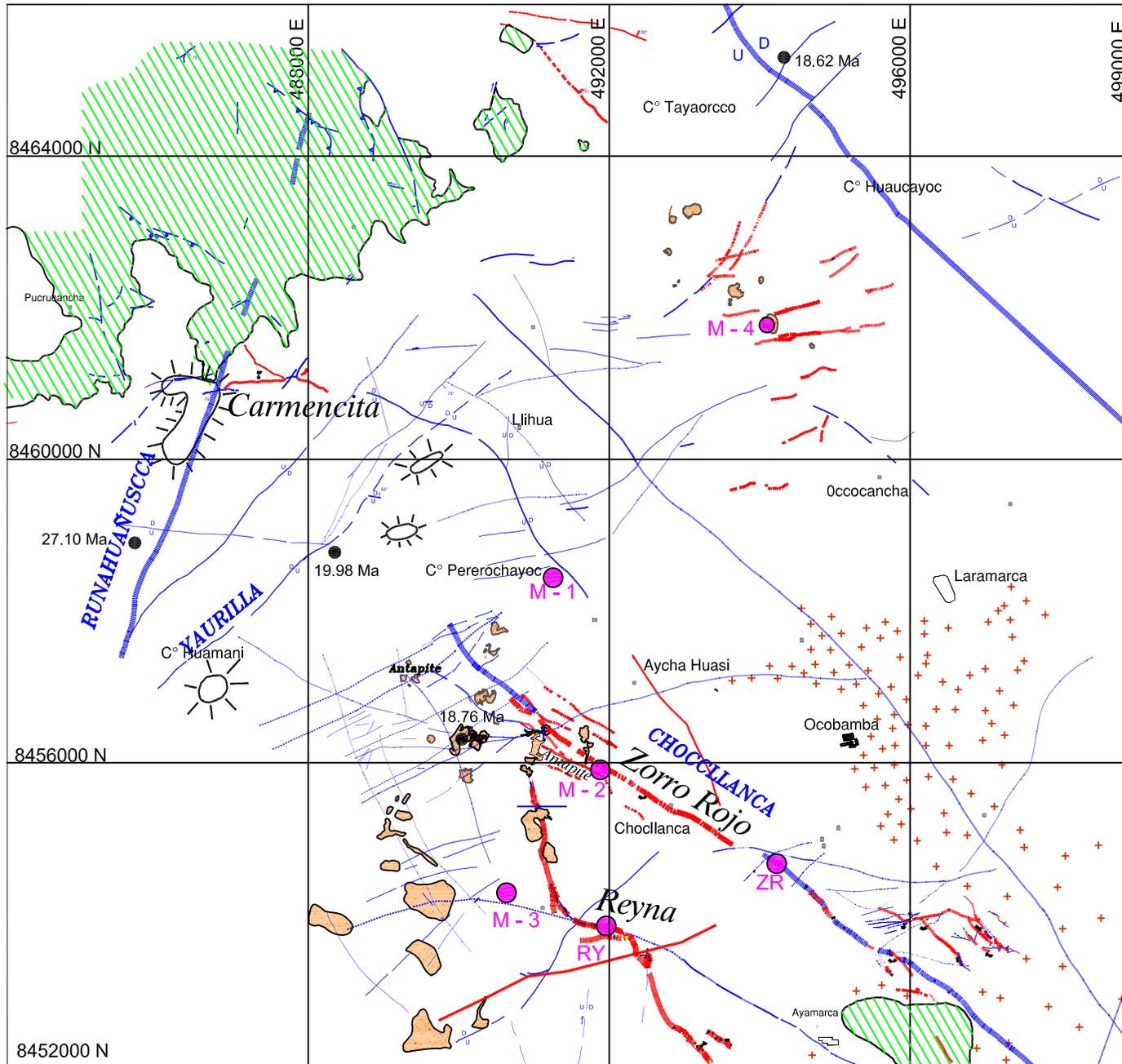
Las fallas descritas en el acápite 4.1.1, ponen en evidencia la ocurrencia de múltiples movimientos. En tal sentido, es de gran importancia entender la cinemática y dinámica de dichas estructuras; a fin de identificar los distintos movimientos a la que son sujetos, deducir su influencia en el control del emplazamiento de la mineralización y reconstruir los estados de esfuerzos que han actuado sucesivamente en la franja Huaytará – Tantará.

5.1 CARACTERÍSTICAS DE LOS MOVIMIENTOS, FASES DE DEFORMACIÓN Y CRONOLOGÍA

Con la finalidad de poder entender los sentidos de movimientos, fases de deformación y la cronología (relativa y absoluta) de las estructuras frágiles, se han tomado medidas de más de 300 planos de fallas principales y menores, así como, de sus estrías de fricción (en superficie y labores subterráneas), en un total de cuatro estaciones de trabajo: Antapite, Jatun Orcco, Pampa Andino y sector Castrovirreyna (acápites, 2.3.1). Estas áreas reflejan la complejidad estructural del metalotecto Huaytará – Tantará, prueba de ello, es la distribución espacial y temporal de las estructuras mineralizadas de los yacimientos Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino, tal como se describen en el acápite 4.2.

5.1.1 Antapite

En las propiedades mineras del yacimiento Antapite, las estructuras mineralizadas tienen rumbos N 40° a 60° W, N 40° E y E – W; con anchos hasta más de 6.00 m. Las operaciones mineras se centran principalmente en las vetas con rumbo andino (hospedadas en volcánicos oligo-miocénicos), debido a que estas son las únicas que reportan mineralización económica; tal es el caso de las vetas Zorro Rojo y Reyna. Estas estructuras se encuentran limitadas hacia el Noreste por la falla Ruñahuañusca (**Figura 11**). Por tal motivo, el análisis cinemático para el presente estudio se sólo se restringe a las estructuras mencionadas.



MAPA ESTRUCTURAL MINA ANTAPITE



SIMBOLOGIA

-  Falla
-  Vetas
-  Stocks y diques diorita y andesita
-  Volcánicos Oligo-miocénicos
-  Batolito de la Costa
-  Rocas sedimentarias Mesozoicas
-  Centros volcánicos
-  Edades radiométricas
-  Ubicación de Muestras estudio de isótopos de Pb

1 km

Referencia: INMINSUR

Figura 11

Veta Zorro Rojo

La veta tiene un rumbo N 55° a 60° W, buzamientos de 60° a 85° al SW y una potencia que varía de 1.00 m hasta 6.00 m. En toda su extensión se encuentra flanqueada por la falla Chocclanca (acápite 4.1.1), por lo que se le considera como una veta-falla (**Foto 3**).

La toma de datos estructurales se realizaron en las galerías 465 SE (Nivel 3347) y 190 NW (Nivel 3240), ya que gran parte de su afloramiento se encuentra cubierto por obras de infraestructura de la mina. En total se han realizado 27 mediciones de planos de fallas principales y secundarias.

Durante el levantamiento de datos, se han identificado planos de falla N 20° a 80° W, con estrías de alto ángulo (pitch entre 55° y 80°) e inclinadas al SW o NE. Estas fallas tienen movimiento normal y registran sistemas conjugados N a N 42° E (**Figura 12A**).

Algunos planos de fallas normales N 20° a 80° W con estrías de alto ángulo se encuentran rayados por estrías de bajo ángulo (pitch entre 12° y 39°), inclinadas al NW o SE y con movimiento sinistral.

Los planos de falla NW – SE con movimiento sinistral (**Figura 12B**), se encuentran desplazados por planos de falla con rumbo E – W, buzamiento al S y con estrías de bajo ángulo (pitch entre 1° y 44°) e inclinadas al W. El movimiento registrado es sinistral y presentan fallas menores asociadas N-S con movimiento dextral (**Figura 12C**).

A la altura del punto topográfico 14 NW de la Galería 190 NW (Nivel 3240) y asociada a las fallas sinestrales E - W, se han identificado sistemas de fallas conjugadas N-S y E-W, con estrías de alto ángulo (pitch entre 64° y 82°) y movimiento normal. Dichos planos de falla no muestran superposición de estrías (**Figura 15**).

Los estereodiagramas presentados en la **Figuras 12**, son el resultado del procesamiento de datos estructurales (acápite 2.3.1) y cada uno de ellos constituye una fase de deformación, a excepción de fallas normales conjugadas N - S y E – W (**Figura 15**), que sólo son el resultado del movimiento sinistral de las fallas E - W y dextral de las fallas N – S, en zonas de transtensión post-mineralización.

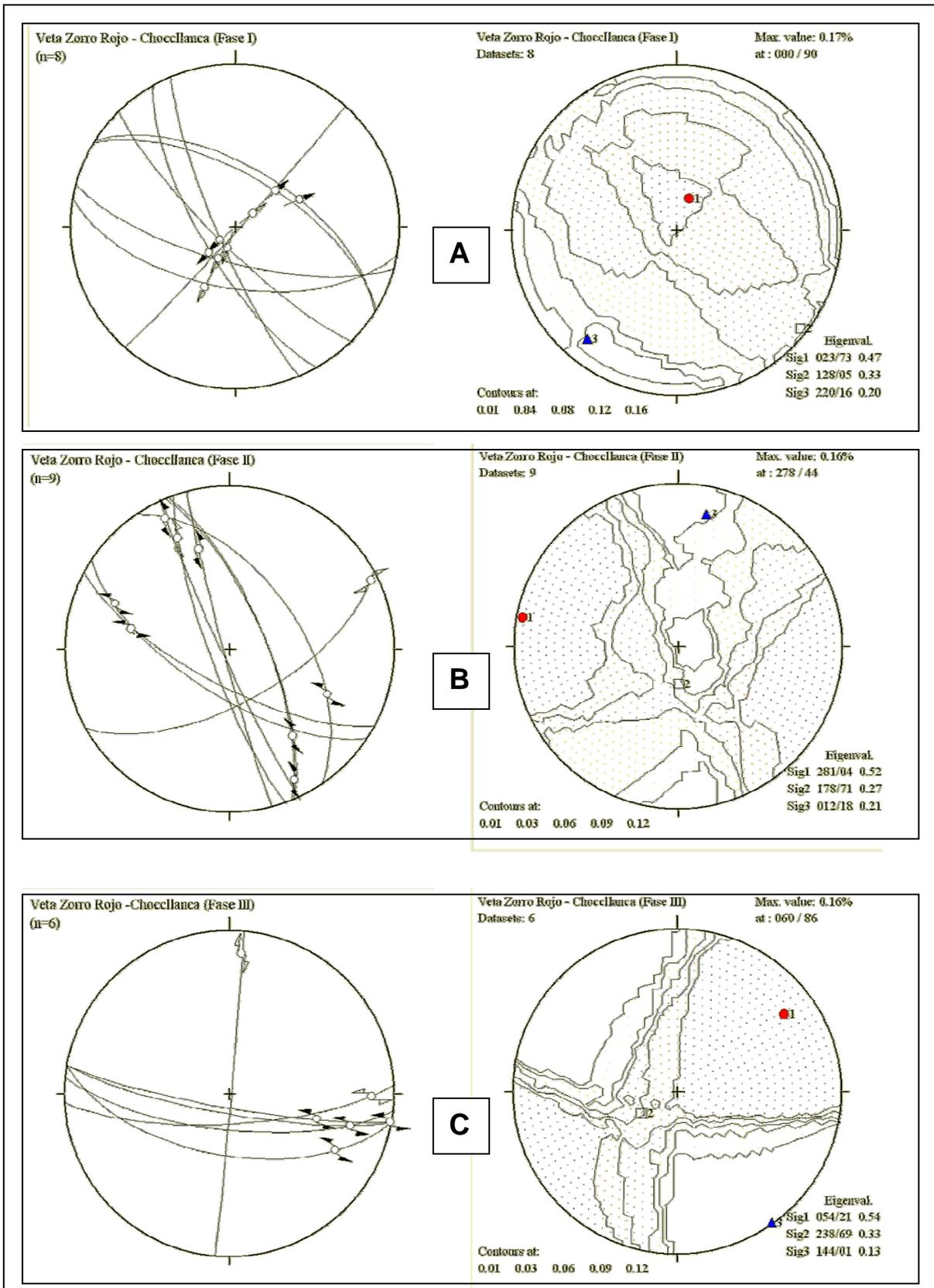


Figura 12. Veta Zorro Rojo – Falla Chocclanca. Estereodigramas de: **A)** Fallas normales NW – SE; NE - SW. **B)** Fallas sinestrales NW – SE y dextrales NE - SW. **C)** Fallas sinestrales NS y dextrales EW.

Las distintas familias de fallas principales y asociadas a ellas, así como, las relaciones entre las diferentes estriaciones o planos de falla (cronología relativa); demuestran que han actuado tres estados de esfuerzo diferentes y que se describen a continuación:

- El estereodiagrama de las fallas normales N 20° a 80° W y su sistema conjugado N a N 42° E (**Figura 12A**), muestra a σ_2 (128/05) y σ_3 (220/13) horizontales, σ_1 (023/73) vertical y definen un estado esfuerzos efectivo tipo tensional en la dirección N 40° E – S 40° W.
- El Estereodiagrama de las fallas N 15° a 60° W con movimiento sinistral y las N 50° a 70° E dextrales asociadas a ellas (**Figura 12B**), registra σ_1 (281/04) y σ_3 (012/18) horizontales, σ_2 (178/71) vertical y definen un estado esfuerzos efectivo tipo transcurrente; con una dirección de compresión N 80° W – S 80° E a E – W.
- El estereodiagrama de las fallas E – W sinestrales y sus conjugadas N – S dextrales (**Figura 12C**), muestra σ_1 (054/21) y σ_3 (144/01) horizontales, σ_2 (238/69) vertical y definen otro estado esfuerzos efectivo tipo transcurrente; con una dirección de compresión N 55° E – S 55° W.

Veta Reyna

La veta Reyna tiene un rumbo de N 10° a 30° W y buzamientos de 75° a 85 al NE. Sus anchos van de 0.50 m a 3.50 m. A diferencia de la veta-falla Zorro Rojo, esta estructura se encuentra más deformada y su potencia tiene fuertes variaciones; es así que cerca de las intersecciones con ramales existen aumento de potencia. Mientras que, en sectores con intensa deformación la potencia disminuye notablemente, lo que sugiere concentraciones de esfuerzos.

Los datos estructurales tomados a lo largo de su afloramiento discontinuo, en el Crucero 680 NW y las galerías 523 NE y 500, del Nivel 3200; reflejan la complejidad estructural a la que es sujeta la veta Reyna; con fases de deformación sin y post-mineralización, las que se discutirán más adelante, en el acápite 5.2.

En total se han realizado 36 mediciones de planos de fallas principales y secundarias. Dichas estructuras frágiles, tienen la misma cronología relativa que las fallas diferenciadas en la veta Zorro Rojo.

Los planos de falla N 55° a 80° W, con buzamientos de 61° a 78° al SW y NE; tienen movimiento normal y contienen estrías de alto ángulo (pitch entre 61° y 78°) inclinadas al NE y SW. Asimismo, poseen fallas conjugadas con rumbo N 5° a 10° W (**Figura 13A**).

Algunas estrías de alto ángulo con movimiento normal, se encuentran sobre impuestas por estrías de bajo ángulo (pitch de 1° a 27°), inclinadas mayormente al NW y sobre planos de falla N 37° a 70° W, con buzamientos de 51° a 85 al NE. Los tectoglifos relacionados a las estrías de bajo ángulo, tales como escamas de arrastre, fracturas de tracción, fallas R₂ y cristalización al abrigo de zeolitas; sugieren un movimiento sinistral. Las fallas R₂ tienen rumbo N 17° a 77° E, movimiento dextral y están relacionadas al movimiento sinistral principal de las fallas de rumbo andino (**Figura 13B**).

A la altura del Ore-Pass del Crucero 680 NW (punto topográfico 1) del Nivel 3200; la veta Reyna tiene zonas de tensión E – W, con relleno de mineralización de bonanza (> 45 g/t Au) y da la sensación que la veta inflexionaría. Dichas zonas de tensión serían el resultado del movimiento sinistral NW – SE.

Asimismo, las fallas NW – SE sinestrales, se encuentran desplazados por planos de fallas N 77° a 85° W, con buzamientos de 66° a 80° al N y con estrías de bajo ángulo (pitch entre 5° y 25°) inclinadas al E. Esta nueva familia de estrías de bajo ángulo, evidencian otra fase transcurrente sinistral en la dirección E – W (**Figura 13C**).

En el tajo 354 (Galería 500; Nivel 3200), se ha registrado fallas normales posteriores a la mineralización (**Foto 4**, planos de falla con relleno de calcita y presencia de estrías de alto ángulo que rayan a la veta); heredadas sobre planos de falla NW – SE con movimiento antiguo sinistral (**Figura 15**). Las fallas normales, estarían representando zonas de tensión producto del movimiento sinistral E – W.

A partir de los datos obtenidos y plasmados en los estereodiagramas, se han definido los siguientes estados de esfuerzos:

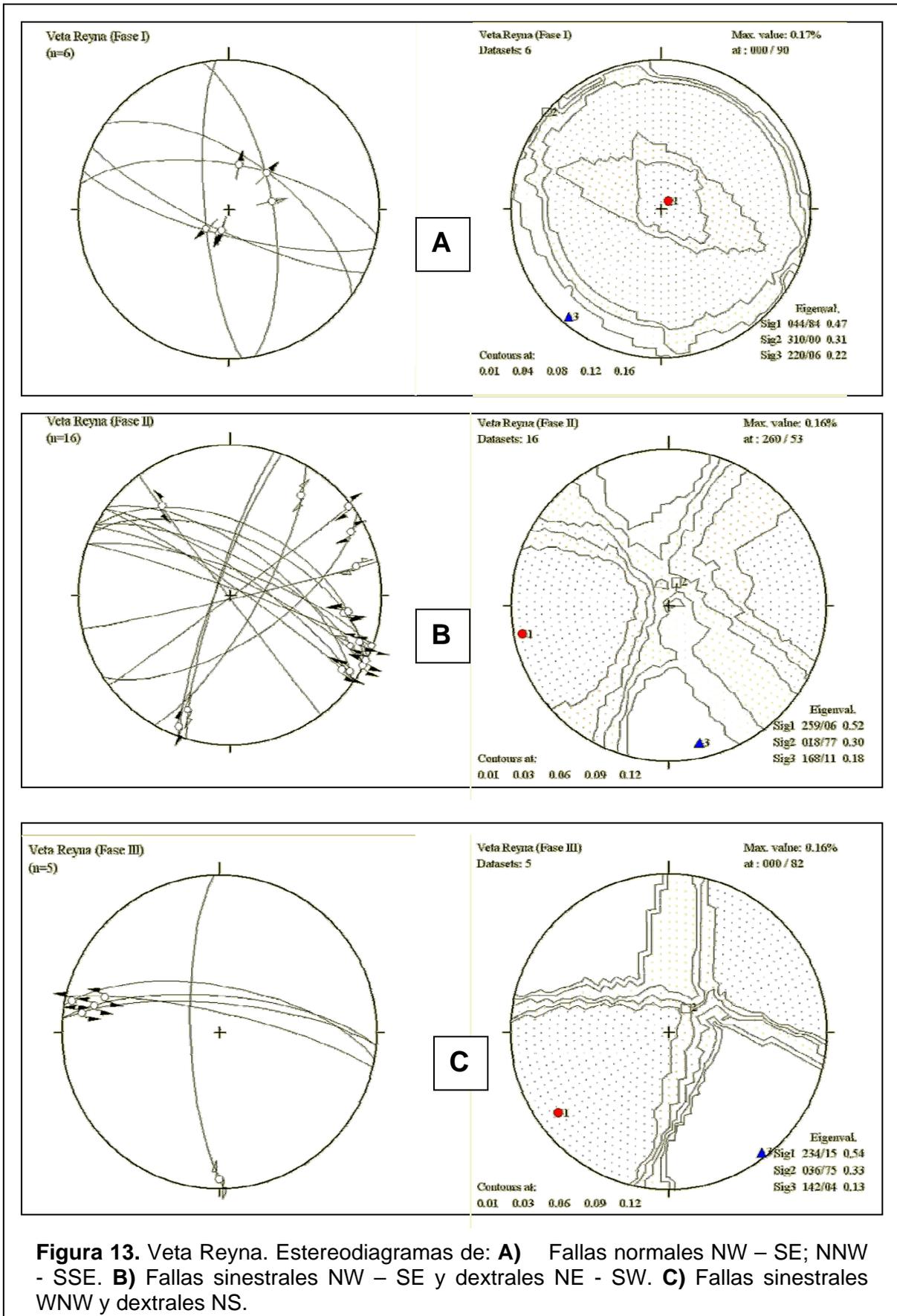
- Las fallas normales N 55° a 80° W y su sistema conjugado N 5° a 10° W (**Figura 13A**), muestra a σ_2 (310/00) y σ_3 (220/06) horizontales, σ_1 (044/84) vertical y definen un estado esfuerzos efectivo tipo tensional en la dirección N 40° E – S 40° W.



Foto 3. Nótese la veta Zorro Rojo controlada por la falla Chocellanca.



Foto 4. Zonas de transtensión relacionadas con los clavos mineralizados de la veta Reyna (Tajo 354 NW del Nivel 3200), cortados por fallas post-mineralización con relleno de calcita.



- El Estereodiagrama de las fallas N 37° a 70° W con movimiento sinistral y las dextrales asociadas N 17° a 77° E (**Figura 13B**), registra σ_1 (259/06) y σ_3 (168/11) horizontales, σ_2 (018/77) vertical y definen un estado esfuerzos efectivo tipo transcurrente; con una dirección de compresión N 80° E – S 80° W a E – W.
- El estereodiagrama de las fallas N 77° a 85° W a E – W sinestrales y sus conjugadas N – S dextrales (**Figura 13C**), muestra σ_1 (234/15) y σ_3 (142/04) horizontales, σ_2 (036/75) vertical y definen otro estado esfuerzos efectivo tipo transcurrente; con una dirección de compresión N 55° E – S 55° W.

Falla Ruñahuañusca

La falla Ruñahuañusca ha sido descrita en forma detallada en el acápite 4.1, por lo que, en este punto sólo se discutirá sus movimientos, fases de deformación y cronología (relativa y absoluta).

Esta falla tiene rumbo N 20° a 30° E y buzamientos de 85° a 87° al SE. Presenta dos movimientos, uno normal y otro dextral.

El movimiento normal es evidente a lo largo de quebrada Ruñahuañusca (486420 E, 8460000 N), donde secuencias de tobas del Oligoceno temprano son desplazadas normalmente hasta la altura de tobas andesíticas del Oligoceno medio con edad radiométrica Ar/Ar de 27.10 ± 0.05 Ma (Noble, 2001; dato no publicado) (acápites 4.1.1.4). Asociado a este movimiento se tienen estrías de alto ángulo (pitch entre 60° y 88°) de muy mala calidad, rayadas en su mayoría por otro grupo de estrías de bajo ángulo. Razón por la cual no han sido medidas, ya que podrían involucrar algún posible error.

El movimiento dextral está relacionado con estrías de bajo ángulo (pitch de 8° a 25°), inclinadas al SW y marcadas sobre planos de falla N 15° a 52° E, que buzán entre 62° a 89° al SE (**Figura 14**). Relacionada a este movimiento, se tienen zonas de tensión, rellenas por venillas sub-paralelas de calcita con rumbo N 80° W y 70° NW (485996 E, 8458739N).

También es de importante mencionar que a lo largo de la falla Ruñahuañusca no se han identificado planos de fallas NW-SE sinestrales; motivo por el cual, se relaciona a la falla Ruñahuañusca como una conjugada (o tipo R_2) del sistema de fallas Chocllanca-Zorro Rojo.

Igualmente, a la altura de las coordenadas 485817 E y 8458124 N (quebrada Ruñahuañusca), se tienen espejos de falla N 80° W a E – W, con 80° de buzamiento al N y corresponden a fallas menores que desplazan sinistralmente a planos de falla NE del sistema Ruñahuañusca. Los planos de falla E – W descritos serían del sistema de fallas E – W, identificadas en las vetas Zorro Rojo y Reyna.

Por otro lado, para el análisis de estados de esfuerzos sobre la falla Ruñahuañusca; sólo se han considerado a los planos de falla N 15° a 52° E, con datos cinemáticos de las fallas dextrales (**Figura 14**). Estos en su conjunto muestran σ_1 (081/03) y σ_3 (350/17) horizontales, σ_2 (180/72) vertical y definen un estado esfuerzos efectivo tipo transcurrente; con una dirección de compresión N 80° E – S 80° W a E – W.

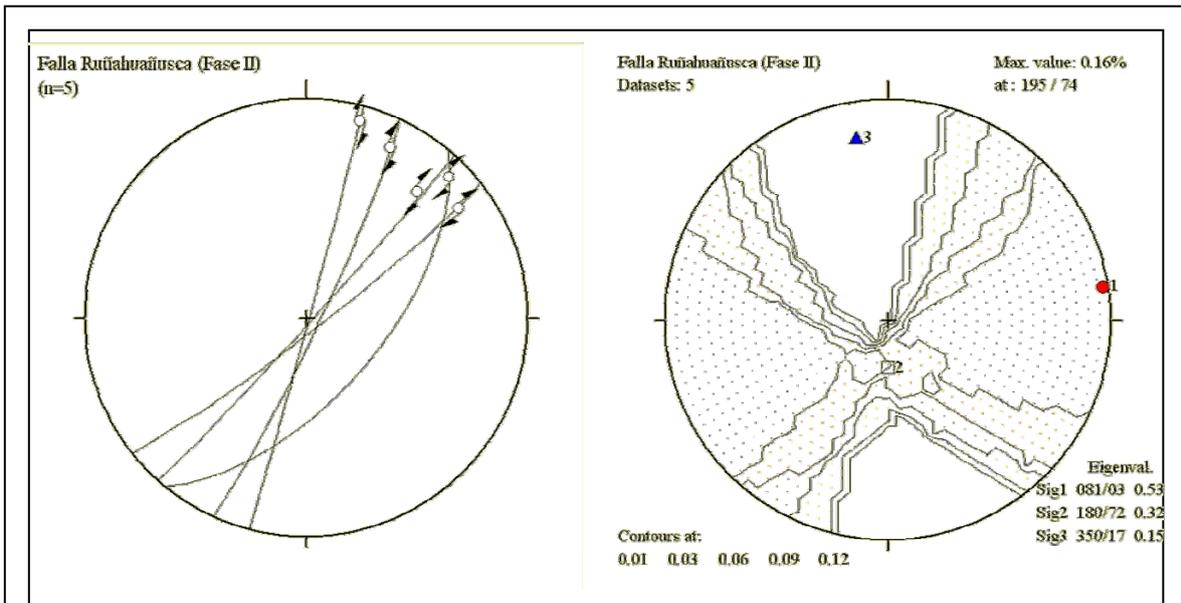


Figura 14. Estereodiagramas de planos de falla dextrales NE – SW del sistema Ruñahuañusca.

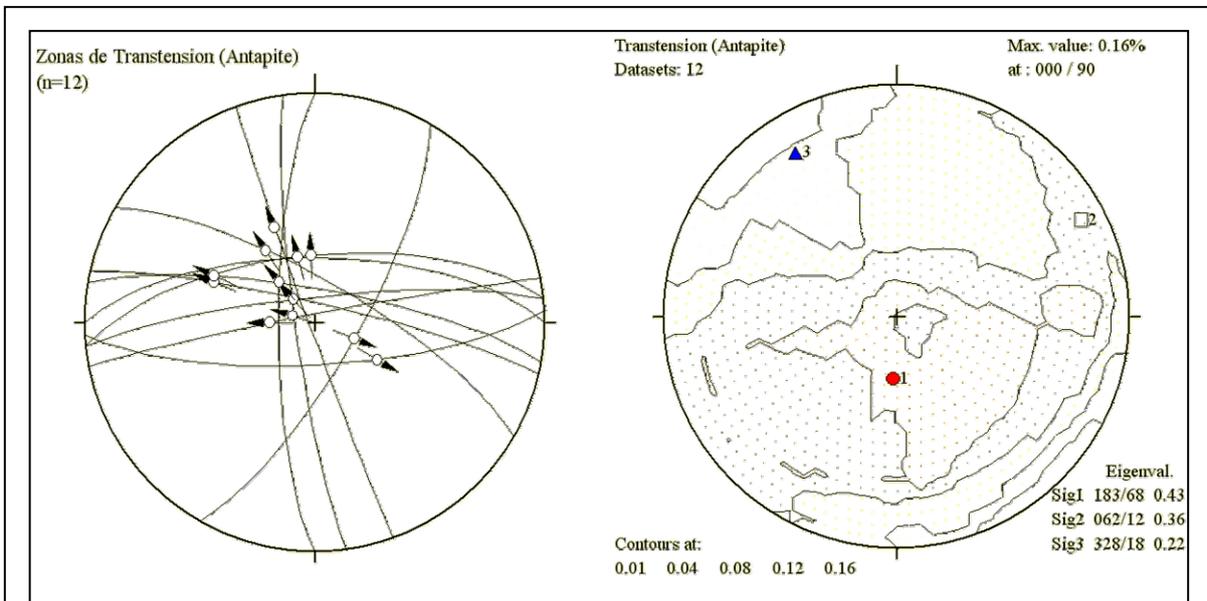


Figura 15. Estereodiagramas de fallas normales en zonas de transtensión, relacionadas a fallas transcurrentes NS – EW (Figuras 12 C y 13 C), post-mineralización. .

INTERPRETACION

De acuerdo a lo mostrado anteriormente, las estructuras frágiles de la mina Antapite tienen por lo menos tres fases de deformación. Para una mejor aproximación de los eventos tectónicos que son responsables de dichas deformaciones, se procede a agrupar cada una de ellas, según su estado de esfuerzos efectivos. De igual manera, se va a comparar las fases cinemáticas descritas con las posibles discordancias y deformaciones reportadas en la geología regional de superficie (acápites 3.4 y 4.1). También, se tomará en cuenta edades radiométricas de rocas y de la mineralización del yacimiento de Antapite.

Seguidamente, se resumen las tres fases de deformación:

Fase I Es la fase extensional en la dirección N 45° E – S 45° W (**Figura 16A**) y se le denominará como **E_{NE-SW}**. En la veta Antapite (Nivel 3470), generó el desplazamiento normal de tobas del Oligoceno inferior hasta ponerlas en contacto con tobas del Oligoceno tardío. En la quebrada Ruñahuañusca (486420 E, 8460000 N), se le involucra el desplazamiento normal de secuencias de tobas del Oligoceno temprano hasta la altura de otra secuencia de tobas andesíticas del Oligoceno medio con edad radiométrica Ar/Ar de 27.10 ± 0.05 Ma (Noble, 2001; dato no publicado). Asimismo, esta fase produjo zonas de tensión que permitió el emplazamiento de la mineralización de la veta Zorro Rojo datada entre 26.34 (sericita). Regionalmente, al Este de la localidad de Laramate se tienen fallas normales NW – SE relacionadas a esta fase.

Entonces, con los datos propuestos se estaría definiendo un evento tectónico extensional entre los 27 Ma – 26 Ma, posterior al evento compresivo Incaico III (30 Ma – 27 Ma) de Benavides-Cáceres (1999) y anterior al evento compresivo Incaico IV (22 Ma) de Benavides-Cáceres (1999). Además, en el distrito de Antapite, la fase extensional **E_{NE-SW}** estaría relacionado con los alimentadores volcánicos (centros volcánicos) de tobas de 27.10 Ma y con el emplazamiento de la mineralización de la veta Zorro Rojo.

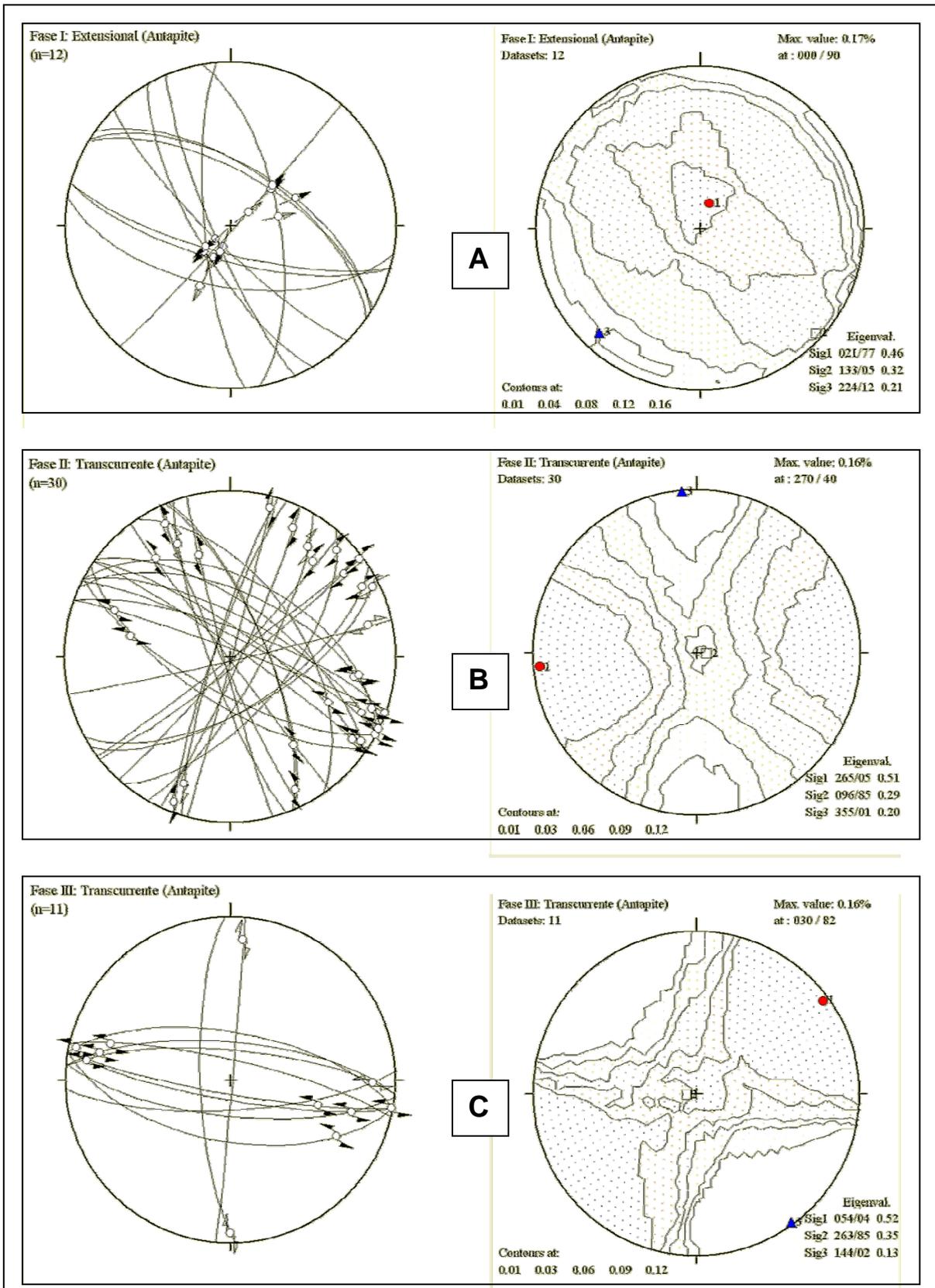


Figura 16. Fases de deformación en la mina Antapite. Estereodigramas de: **A)** Fallas normales NW – SE; NE - SW. **B)** Fallas transcurrentes NW – SE; NE - SW. **C)** Fallas transcurrentes NS – EW.

Fase II Es la primera fase transcurrente con una compresión en la dirección N 85° E – S 85° W, por la que se le denominará como **TC_{EW}** (**Figura 16B**). Es responsable de la generación de zonas de transtensión en la misma dirección que el esfuerzo compresivo. En la veta Zorro dentro de un régimen transcurrente se tiene otra edad de mineralización de 25.25 (adularia; Noble, 2001; dato no publicado), igualmente, en el sector de Occocancha (Noreste de Antapite; 493586 E - 8462414), las vetas de rumbo N 80° E y 75° NE de buzamiento, presentan estriaciones asociadas a un movimiento dextral y relacionadas a esta fase (por la oblicuidad con el esfuerzo compresivo); lo que indicaría que este régimen transcurrente **TC_{EW}** estuvo activo, durante y post alteración-mineralización. Aparentemente esta fase ha operado hasta los 19 Ma, puesto que la falla NW-SE Chocllanca con desplazamiento sinistral; es cortada stocks dioríticos de 18.76 ± 0.08 Ma (491230 E, 8456420 N; Noble, 2001; dato no publicado), emplazados en zonas de tensión generadas por las fases **E_{NE-SW}** y **TC_{EW}**. A 30 km al Noreste y 25 km al Este, del pueblo de Laramate, destacan ejes de pliegues con rumbo N a N 20° E; en secuencias volcano-sedimentarias del Oligoceno, estos reflejan una compresión N 70° W a E – W.

En tal sentido, la fase **TC_{EW}** estaría relacionada con el evento compresivo Incaico IV (22 Ma) de Benavides-Cáceres (1999) y dentro del distrito de Antapite tendría una actividad probablemente desde los 26 Ma hasta los 19 Ma. Asimismo, las variaciones de potencia y el buzamiento opuesto de la veta Reyna, en comparación con todo el sistema de vetas del corredor Chocllanca – Zorro; así como, la geometría de los clavos mineralizados con cierta elongación WSW – ENE, sugieren que los fluidos mineralizantes se emplazaron en la veta Reyna en estadios tempranos de la fase **TC_{EW}**, en zonas de transtensión. Igualmente, dichas zonas de transtensión habrían permitido la generación de centros volcánicos relacionados a las tobas datadas entre 26.00 Ma y 20.94 Ma (acápite 4.1).

Fase III Esta es la segunda fase transcurrente con una compresión en la dirección N 55° E – S 55° W y la denominaremos **TC_{NE-SW}** (**Figura 16C**). Crea zonas de transtensión NE – SW, siguiendo la dirección del esfuerzo máximo compresivo; tal es el caso de las venillas sub-paralelas de calcita post-mineralización, registradas en el nivel 3200 de la veta Reyna. Por otro lado, esta fase **TC_{NE-SW}** sería la responsable de la generación de fracturas que permitieron el emplazamiento de fluidos mineralizantes en el yacimiento Jatun Orcco, con una edad de mineralización de 17.26 ± 0.10 Ma (Noble, 2001; dato no publicado). A 20 km al Norte del pueblo de Laramate (Sureste de la mina Antapite), se tienen ejes de pliegues con rumbo N 20° a 40° W en rocas volcánicas del Mioceno medio-superior. Igualmente, alrededor de la laguna Choclococha se tienen rocas volcánicas de 12 Ma (Mckee et al., 1982), con ejes de pliegue N 45° W; entonces, permite interpretar una compresión N 45° a 70° E.

Por las razones expuestas la fase **TC_{NE-SW}** se iniciaría con la fase compresiva Quechua I (17 Ma) de Benavides-Cáceres (1999), pero tendría una actividad hasta los 11 Ma, probablemente. En el área de la Mina Antapite sólo genera tensión en la dirección N 55° E, sin relleno hidrotermal; es decir es una fase post alteración - mineralización.

5.1.2 Jatun Orcco

En el área del yacimiento Jatun Orcco, los rasgos estructurales más remarcables a escala distrital, son los sistemas de fallas con rumbos NW – SE y NE – SW, así como, estructuras menores NNE – SSW y E – W (**Figura 17**)

Las estructuras con relleno hidrotermal se encuentran en dos sectores, denominados Jatun Orcco Norte y Jatun Orcco Sur.

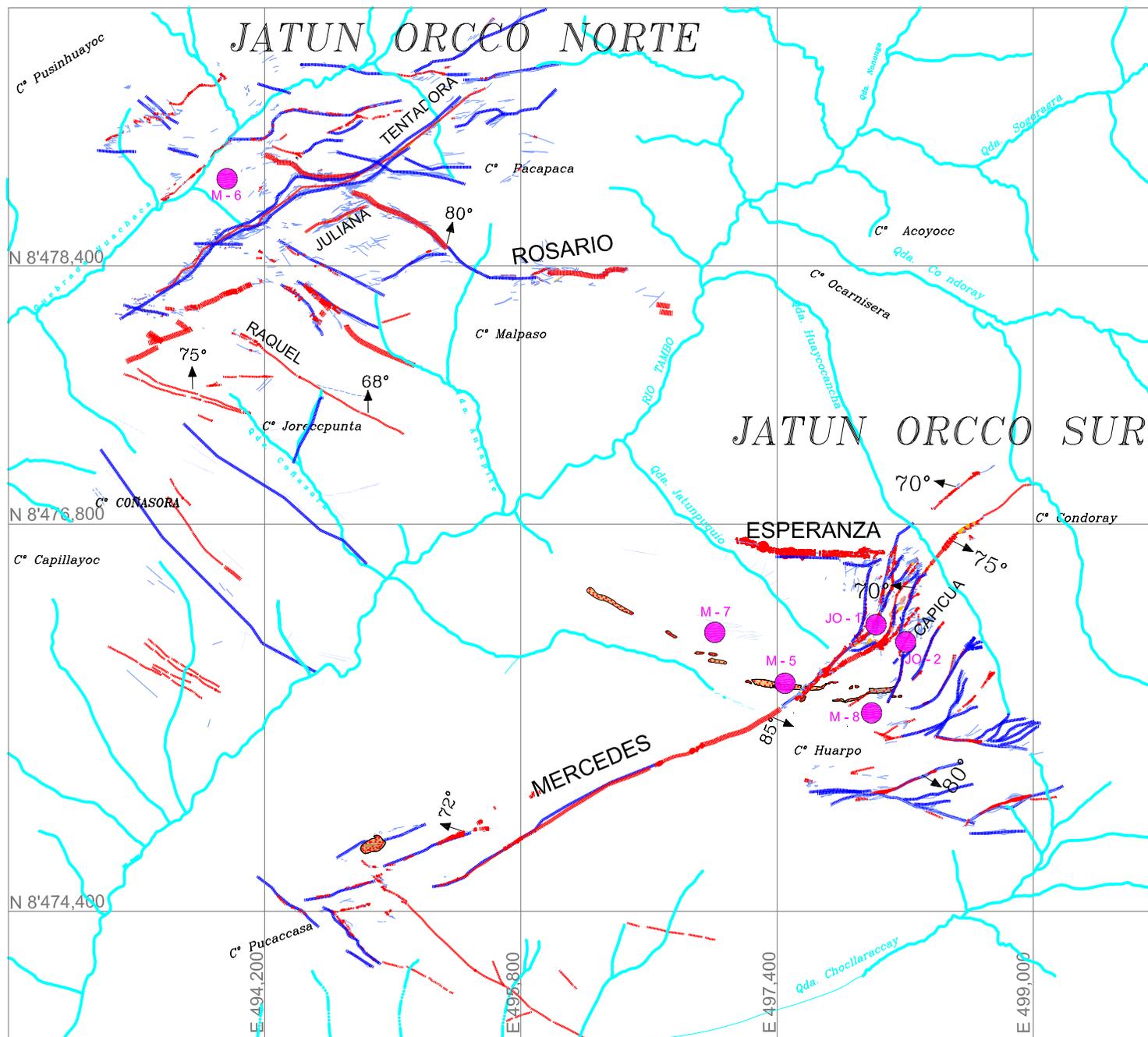
En el sector Jatun Orcco Norte se tienen como principales estructuras mineralizadas a las vetas Rosario, Tentadora y Juliana. La veta Rosario tiene rumbo N 55° W a E – W y sus buzamientos varían de 68° a 85° al SW. La vetas Tentadora y Juliana, presentan el rumbo N 50° a 60° E y buzamientos de 70° a 85° al SE. Las potencias de las estructuras tienen fuertes variaciones y están en el rango de 0.10 m a 3.50 m.

En el sector Jatun Orcco Sur destacan como estructuras principales las vetas Mercedes y Esperanza. La veta Mercedes presenta un rumbo N 50° E, con buzamientos entre 60° a 85° al NW y SE; en su extremo NE muestra cuatro ramales (Mercedes: 1, 2, 3 y 4) y en su parte central uno denominado Ramal Capicúa; en conjunto se encuentran sumamente deformados, muestran rumbos N 10° a 40° E, buzamientos de 65° a 85° al NW y SE, con potencias entre 0.20m a 1.20 m. La veta Esperanza se extiende en la dirección N 85° W y muestra buzamientos entre 68° y 80° al N.

Desde el punto de vista económico, la veta de mayor relevancia es Mercedes, ya que registra valores puntuales de oro hasta más de 1000 g/t Au y con justa razón, es blanco de exploración.

En lo que concierne al análisis cinemático de estructuras frágiles, se ha realizado 69 mediciones de planos de fallas principales y secundarias, a lo largo de los afloramientos de las estructuras mineralizadas en los sectores de Jatun Orcco Norte y Sur; así como, en la galería de exploración en el Nivel 4261 sobre la veta Mercedes.

Seguidamente, se procede con la descripción de de las distintas familias de estrías registradas en los dos sectores y la cronología relativa existente.



MAPA ESTRUCTURAL PROSPECTO JATUN ORCCO



SIMBOLOGÍA

-  Volcánicos del Mioceno temprano
-  Intrusivos dioríticos
-  Vetas
-  Fallas
-  Quebradas
-  Ubicación de muestras para estudios de isótopos de Pb

1 km

Referencia: COMIBUSSA

Figura 17

El primer grupo de familias de estrías corresponden a planos de falla con rumbos N 35° a 70° W y al sistema N 35° a 55° E, los planos mencionados no muestran desplazamiento uno respecto del otro, por lo que se asume como sistemas conjugados. Los planos con rumbo N 35° a 70° W, presentan estrías de bajo ángulo (pitch de 2° y 21°), mayormente inclinadas al SE y con movimiento sinistral. Los planos con rumbo N 35° a 55° E, igualmente, exhiben estrías de bajo ángulo (pitch de 2° y 13°), inclinadas en su mayoría al SW; el movimiento asociado a esta familia de estrías es dextral (**Figura 18A**).

En Jatun Orcco Norte (veta Tentadora: 494912 E – 8479029 N; 493895 E – 8478538 N) y Jatun Orcco Sur (498021 E – 8475122 N y la Galería 4261), los planos de fallas de los sistemas transcurrentes NW – SE y NE – SW, se encuentran desplazados, por otro nuevo grupo de fallas N 75° W a E -W que contienen estrías de bajo ángulo (pitch 2° a 22°) y con movimiento sinistral. Asociado a este nuevo sistema, se tienen fallas N a N 30° E, con estrías de bajo ángulo (pitch de 2° a 34°) y desplazamiento dextral, identificadas como las R₂ del sistema sinistral N 75° W a E -W (**Figura 18B**).

En la Galería 4261 (Pto. 5 NE+8.20 m, 55 W+28 m y Pto. 25 SW+1.30 m) y en el Sub – nivel Capicúa, se han identificado fallas normales de rumbo NE, limitados por las fallas transcurrentes N 75° W a E –W (sinistral) y N a N 30° E (dextral); sin cronología relativa entre ellas, por lo que se asume como una zona de transtensión (**Figura 19A**).

En las chimeneas 117 (SNv. 81SW) y 239, del Nivel 4261 (**Foto 6**), así como, en tramos puntuales a lo largo de la Galería 4261; se ha podido diferenciar planos de falla N a N 45° E con estrías de alto ángulo (pitch de 46° a 84°) y movimiento inverso (**Figura 18C**). Algunos de estas estrías se encuentran sobre planos fallas de los sistemas anteriores, produciendo superposición de estrías de alto ángulo sobre las demás.

Por otro lado, en superficie a lo largo y ligeramente transversales a las vetas Rosario, Tentadora, Juliana, Mercedes y Esperanza, se tienen planos de falla N 50° a 80° E con estrías de bajo ángulo sobre las vetas (**Figuras 19B y 19C**), es decir, muestran una deformación post-mineralización.

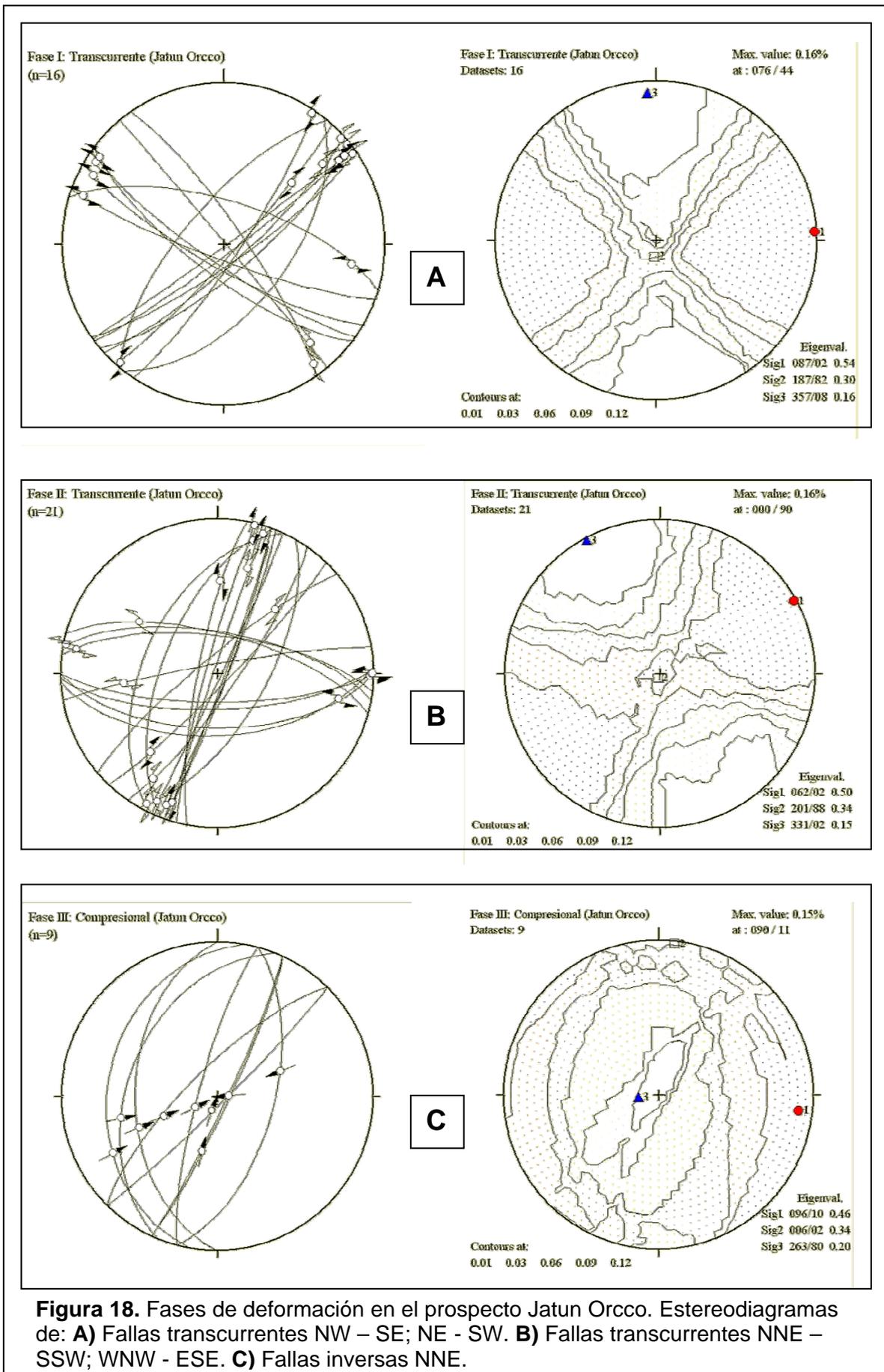


Figura 18. Fases de deformación en el prospecto Jatun Orcco. Estereodigramas de: **A)** Fallas transcurrentes NW – SE; NE - SW. **B)** Fallas transcurrentes NNE – SSW; WNW - ESE. **C)** Fallas inversas NNE.



Foto 5. Plano de falla E - W con movimiento sinistral que controla a la veta Rosario.



Foto 6. Fallas inversa con alto ángulo desarrollada sobre plano de falla NNE con movimiento inicial dextral. SNv. 81SW del Nivel 4261.

INTERPRETACION

En resumen, se puede decir que el área del yacimiento Jatun Orcco, presenta tres fases de deformación, tal como se grafica en los estereodiagramas de la **Figura 18** y que se comentan a continuación:

Fase I Es la primera fase transcurrente con una compresión en la dirección N 87° E – S 87° W (**Figura 18A**). Esta fase genera zonas de transtensión de rumbo E – W y representa la deformación previa a la mineralización de las vetas Rosario y Esperanza, ya que la edad de mineralización del yacimiento de Jatun Orcco ha sido registrada en 17.26 Ma. Por otro lado, los sistemas de fallas relacionados a esta fase afectan a tobas de 18.7 Ma, que albergan a las estructuras mineralizadas, demostrando que es posterior a esta litología. Asimismo, si comparamos esta fase con la **TC_{EW} de Antapite** (26 Ma – 19 Ma, **Figura 16B**), mantendrían una correlación temporal y de estilo de deformación; por lo que correspondería a la fase compresiva Incaica IV de Benavides-Cáceres (1999).

Fase II Es la segunda fase transcurrente con una compresión en la dirección N 60° E – S 60° W (**Figura 18B**). Genera zonas de transtensión (**Figura 19A**) en la dirección del esfuerzo máximo compresivo. Por la orientación de las estructuras principales, esta deformación estaría relacionada con el emplazamiento de la mineralización de Jatun Orcco (17.26 Ma); es decir, representa a una compresión N 60° E, entre 17.50 Ma y 17.00 Ma; prueba de ello, son los planos de falla E - W sinestrales dentro de las vetas Rosario (**Foto 5**) y Esperanza; así como de las fallas NNE dextrales sin-mineralización de la veta Mercedes y sus ramales; además esta fase es equivalente a la fase **TC_{NE-SW}** de Antapite (**Figura 16C**). Entonces, estaría relacionada con el evento la fase compresiva de 19 Ma a 11 Ma.

Fase III Es la fase compresiva en la dirección N 85° W – S 85° E relacionada a fallas inversas (**Figura 18C, Foto 6**) y se le denominará como **C_{E-W}**

posterior a la fase TC_{NE-SW} . Crea zonas de tensión en la dirección E -W, siguiendo la dirección del esfuerzo σ_1 ; tal es el caso de fracturas abiertas en las vetas Tentadora y Mercedes. Por otro lado, debido a la oblicuidad entre la dirección del esfuerzo σ_1 y los planos de falla N 50° a 80° E, se produce desplazamiento dextral post-mineralización (**Figuras 19B y 19C**), tal como los identificados a lo largo de los afloramientos de vetas Rosario, Tentadora, Juliana, Mercedes y Esperanza, anteriormente descritos. Regionalmente, a 25 km al Noreste de Jatun Orcco (segmento Licapa – Antapite de la falla Chonta), se tienen ejes de pliegues N 10° W a N 10° E en rocas del Mioceno temprano, lo que sugiere una compresión en la dirección E – W, según Wise et al. (2001) tendría actividad entre 9.5 Ma a 3.9 Ma. Por tal motivo esta fase C_{E-W} sería equivalente a las fases compresivas Quechua II (9.0 - 7.8 Ma) y Quechua III (5 – 4 Ma) de Benavides-Cáceres (1999).

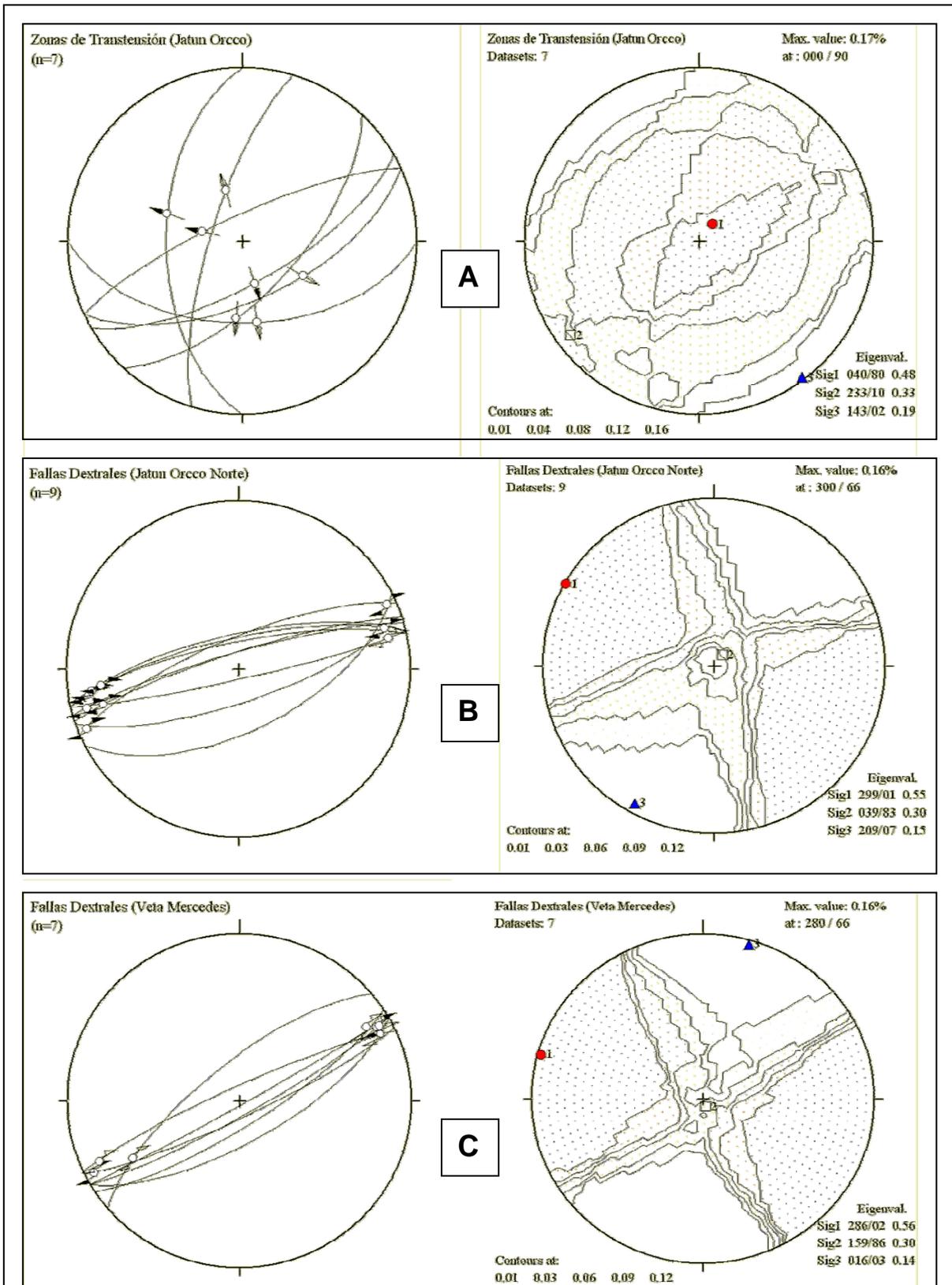


Figura 19. Estereodigramas de: **A)** Fallas normales en zonas de transtensión, relacionadas a fallas transcurrentes de la **Figura 18 B** (Veta Mercedes). **B y C)** Fallas dextrales NE-SW relacionadas al evento compresional de la **Figura 18 C**, post-mineralización; identificadas en Jatun Orcco Norte y veta Mercedes.

5.1.3 Pampa Andino

Dentro del área del yacimiento Pampa Andino se tienen lineamientos de rumbo andino NW – SE, NE – SW, N – S y E – W (**Figura 20**).

Las estructuras mineralizadas se hospedan en rocas volcánicas del Paleoceno y Eoceno tardío, tienen una dirección preferencial N – S; entre ellas se pueden citar a las vetas Rosita y Claudia, que albergan una mineralización principalmente aurífera.

Asimismo, se tienen otros sistemas de estructuras, pero de menor relevancia que las anteriores con orientaciones NW –SE y NNE – SSW, representadas por las vetas Paola, Escondida, Lupe, Mercedes, entre otras.

Por otro lado, Ángeles (2005) ha reconocido en el área del yacimiento una estructura de colapso, definida como caldera Pampa Andino (caldera Tantará; Noble et al., 2005), la que ha sido registrada por el desplazamiento de tobas paleocenas hasta el contacto con tobas soldadas intracaldera de una edad menor o igual a 36.71 Ma (Noble, 2004a; dato no publicado).

En lo que concierne al análisis cinemático de vetas y de fallas estériles anexas, se ha realizado 59 mediciones de datos estructurales, principalmente sobre las vetas Rosita y Claudia; así como, en algunas fallas intracaldera en forma puntual.

Establecer la cronología relativa entre las distintas familias de fallas fue muy complicado, puesto que la mayoría de planos de falla mostraban eventos de deformación sobreimpuestos. En este caso, los mejores lugares para establecer la secuencia de deformaciones fueron las labores subterráneas: galerías 750 N y 750 S, Sub-Nivel 750, Galería 733 S y en el Crucero 528 NE.

La primera y más antigua familia de fallas se ha identificado en el Sub-Nivel 750. Dichas fallas presentan un rumbo N a N 30 ° W y N a N 30° E, sus planos muestran estrías de alto ángulo (pitch de 49° a 80°) y movimiento normal (**Figura 21A**).

En la estocada 3 (Galería 750 N) y el Crucero 528 NE (Nivel 3800), las fallas normales NNW y NNE, se encuentran cortadas y desplazadas por fallas N 55° a 80° W, que contienen estrías de alto ángulo (pitch de 57° a 80°) y movimiento inverso (**Figura 21B**).

MAPA ESTRUCTURAL PAMPA ANDINO



SIMBOLOGIA

-  Fallas
-  Vetas
-  Volcánicos del Eoceno
-  Volcánicos del Paleoceno
-  Intrusivos del Eoceno tardío
-  Caldera Pampa Andino
-  Edades radiométricas
-  Ubicación de Muestras estudio de isótopos de Pb

1 km

Referencia: COMIBUSAA (Angeles, 2005)

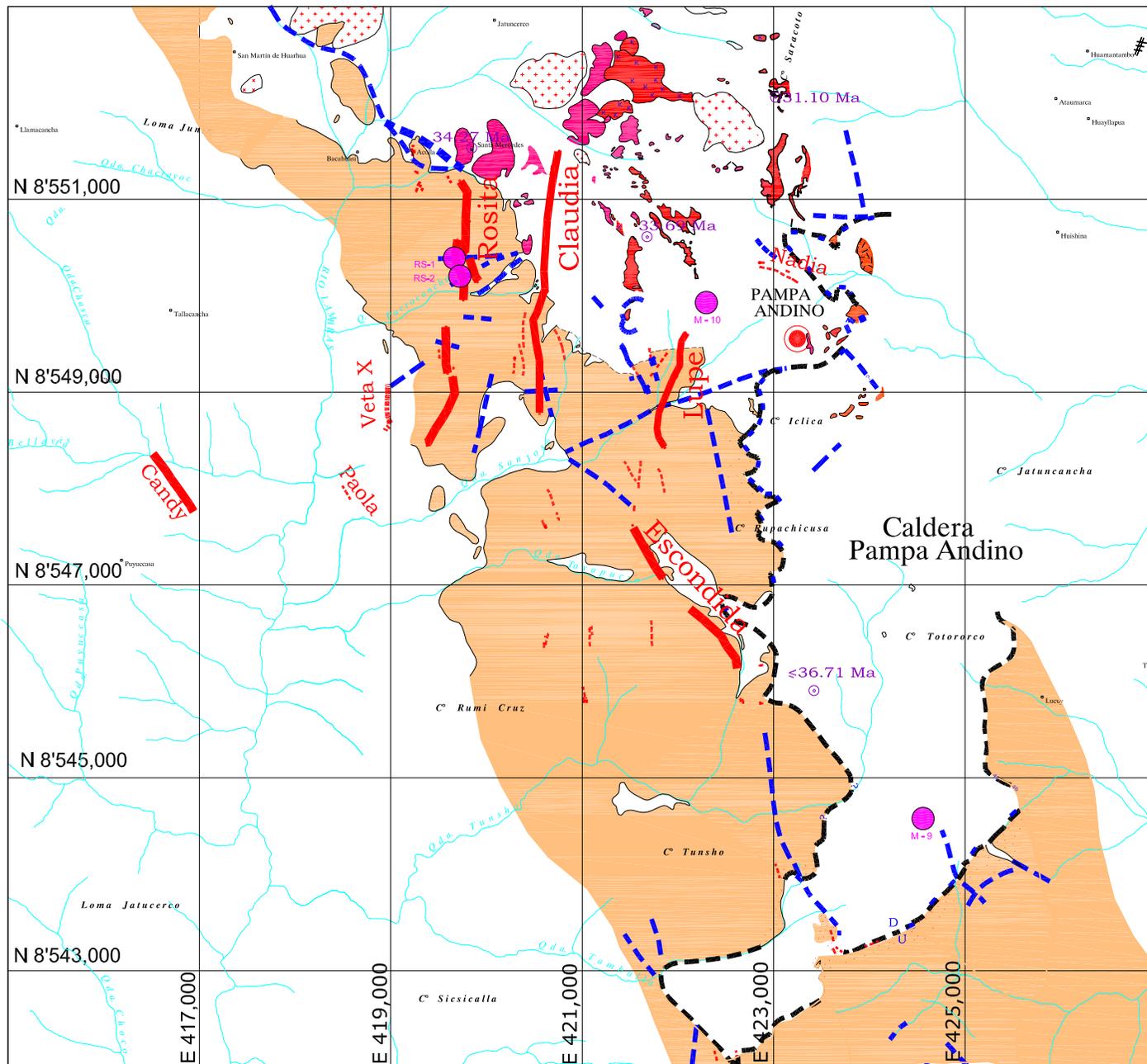


Figura 20

Al tope de la Galería 750 S, se ha podido apreciar el desplazamiento de las fallas inversas por otro grupo de planos de fallas con rumbo N y NE con estrías de alto ángulo (pitch de 47° a 80°) y movimiento normal (**Figura 21C**).

Algunos de los planos con el último movimiento normal presentan una superposición de estrías, debido a que las estrías de alto ángulo pertenecientes a las fallas normales se encuentran rayadas por otra familia de estrías de bajo ángulo (pitch de 5° a 35°) en planos N 30° a 55° E y definidas por un movimiento dextral. Asimismo, los planos con movimiento dextral se encuentran limitados por otros de rumbo WNW - ESE con estrías de bajo ángulo y movimiento sinistral, pero entre ambos no se ha registrado desplazamiento relativo; por lo que se asume como sistemas conjugados (**Figura 21D**).

Al tope de la Galería 733, se identificó tres familias de estrías en un plano de falla N 8° E/78° E y de acuerdo a la secuencia cronológica se ha podido establecer la siguiente relación: estrías de alto ángulo con movimiento normal rayadas por otras de bajo ángulo con movimiento dextral, estas a su vez son rayadas por otro grupo de estrías de alto ángulo, pero con movimiento inverso. Con esta cronología registrada, se estaría corroborando y respaldando la secuencia de deformaciones anteriores.

Entonces, las estrías de alto ángulo por movimiento inverso representarían probablemente el último evento de deformación. Además los datos estructurales correspondientes a esta fase (**Figura 21E**) muestra que los movimientos inversos se produjeron en planos de falla preexistentes N – S y E – W. Por otro lado, en las galerías 750 N y 750 S sobre la veta Rosita, las fallas inversas de esta fase desplazan a la veta a tal punto que en algunos puntos de las labores mencionadas dejan bloques mineralizados colgados.

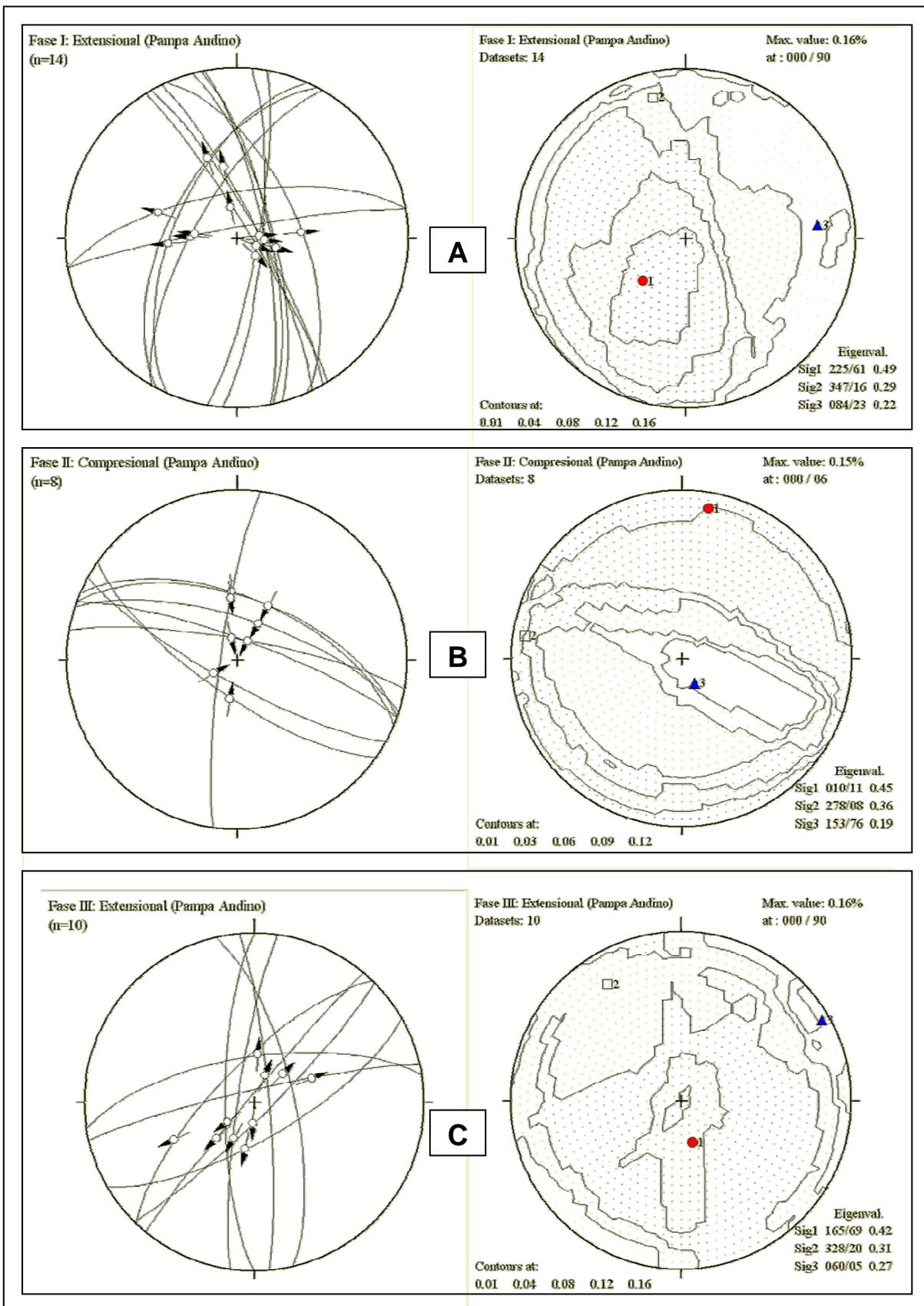


Figura 21. Fases de deformación en el prospecto Pampa Andino. Estereodiagramas de: **A)** Fallas normales NS – EW. **B)** Fallas inversas NW – SE; NS. **C)** Fallas normales N – S; NE – SW.

INTERPRETACIÓN

Entonces se puede decir que en el área del yacimiento Pampa Andino se tiene por lo menos cinco fases de deformación identificadas en el presente estudio y que se describen a continuación:

Fase I Es la primera fase extensional en la dirección N 85° E – S 85° W y la denominaremos E_{EW} (**Figura 21A**), genera tensión en la dirección NNW – SSE en la dirección de σ_2 . Benavides-Cáceres (1999) define una fase extensional entre el Campaniano y Paleoceno, que generó cuencas intermontanas como las de la Formación Casapalca. Noble et al. (2005), demuestran que el volcanismo relacionado a la caldera Santa Beatriz fue parte integral del magmatismo entre el Cretáceo tardío y Paleoceno, relacionada a un régimen de esfuerzos compresivos atenuados e incluso a extensión cortical. Entonces, los datos estructurales tomados y asignados a esta fase E_{EW} corroborarían los resultados anteriores.

Fase II Representa a una compresión en la dirección N 10° E – S 10° W, por lo que la denominaremos como C_{NS} (**Figura 21B**). Al borde de la caldera Pampa Andino (423 600 E – 8543520 N), se han definido fallas inversas WNW – ESE que afectan tanto a las tobas paleocenas como a las intracaldera de aproximadamente 36.71 Ma; es decir esta fase actúa después de la formación de la caldera Pampa Andino. Por otro lado al Norte de las estructuras mineralizadas Rosita y Claudia, se tienen intrusivos entre 31.20 Ma y 34.27 Ma (Noble, 2004a; datos no publicados) y su emplazamiento aparentemente está relacionado al margen de la caldera Pampa Andino, entonces la compresión de esta fase sería menor a 31.20 Ma. Por otro lado, Sebrier & Soler (1991), registran un brusco acortamiento NNE – SSW, paralelo a la dirección de convergencia en el Oligoceno (30 Ma y 27 Ma) y definida como evento compresivo Incaico III (Noble, 1998; en Benavides-Cáceres, 1999). Por lo tanto la fase de deformación en análisis correspondería al evento Incaico III de Noble (1998). Además esta fase C_{NS} genera

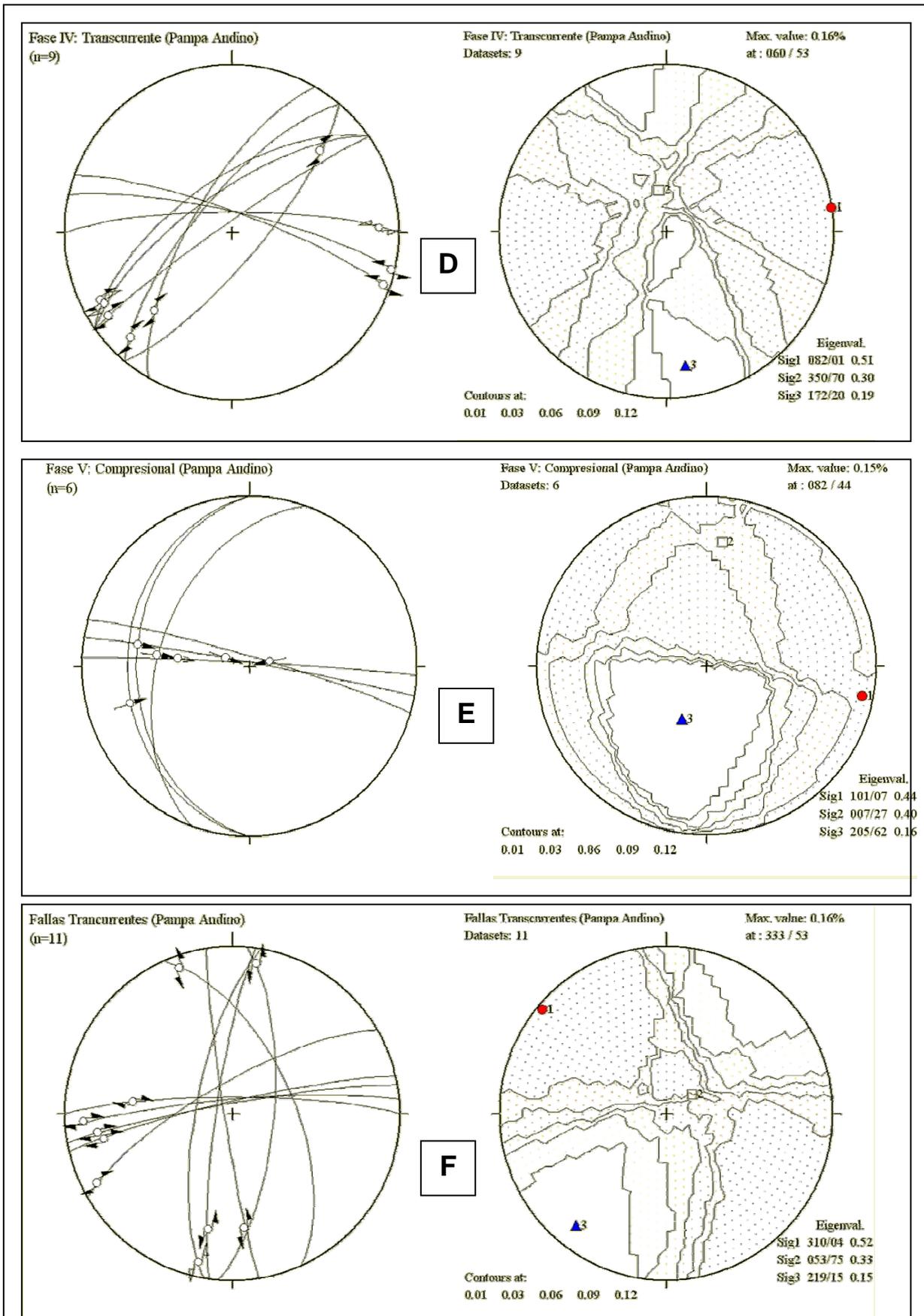


Figura 21. Fases de deformación en el prospecto Pampa Andino. Estereodigramas de: **D)** Fallas sinestrales WNW – SSE; dextrales NE – SW. **E)** Fallas inversas WNW – ESE; N - S. **F)** Fallas dextrales E – W y sinestrales N – S; producto de la compresión de la **Figura 21E**.

tensión en la dirección del esfuerzo σ_1 (como se muestra en la **Figura 21 B**), y en la dirección de las estructuras mineralizadas del yacimiento Pampa Andino, es decir podría estar relacionada con el emplazamiento de mineralización; que será mejor fundamentada en el capítulo 6.

Fase III Esta es la segunda fase extensional en la dirección N 60° E – S 60° W (**Figura 21C**) y posterior a la fase C_{NS} (30 Ma – 27 Ma), entonces sería menor o igual a 27 Ma. Esta fase genera desplazamientos normales en la veta Rosita, algunos de ellos sobre planos N – S que en un principio tuvieron un movimiento inverso, tal como los identificados al tope de la Galería 750 S. Asimismo, se tienen estrías de alto ángulo con movimiento normal que rayan a la veta Claudia (420543 E – 8549460 N), lo que sugiere que el desplazamiento normal fue post-mineralización. Si comparamos la dirección de σ_3 de esta fase con el σ_3 de ENE-SW (27 Ma a 26 Ma) de Antapite, tendrían cierta relación; entonces representan a la misma fase tectónica extensional ENE-SW.

Fase IV Representa la primera fase transcurrente con una compresión en la dirección N 80° E – S 80° W (**Figura 21D**). Produce movimientos dextrales de planos de falla NE (**Foto 7**), que desplazan a la vetas Rosita y Lupe. Si comparamos la dirección de σ_1 de esta fase con los σ_1 de la TC_{EW} de Antapite (**Figura 16B**) y de Jatun Orcco (**Figura 18A**), tendrían relación; entonces estarían representando a la misma fase tectónica, equivalentes a la Incaica IV (26 Ma a 19 Ma).

Fase V Es la segunda fase de compresión en el área de Pampa Andino y en la dirección N 80° W – S 80° E (**Figura 21E**). Este evento produce fallas inversas (**Foto 8**) de bajo ángulo; así como movimientos sinestrales en los planos N – S y dextrales en los planos ENE – SSW (**Figura 21F**), contrarios al movimiento del sistema transcurrente de la fase TC_{EW} ; prueba de ello son las estrías de bajo, con movimiento sinistral que rayan a la veta Claudia (420698 E – 8551232 N). Igualmente, se tiene el registro del movimiento dextral en fallas ENE – WSW del interior de la caldera Pampa Andino (423696 E – 8543533 N). Asimismo, si



Foto 7. Falla dextral NE post-mineralización que corta a la veta Lupe.



Foto 8. Falla inversa. Nótese las lenticulaciones en la zona de gouge que definen el sentido de movimiento.

procedemos a comparar esfuerzo σ_1 de esta fase con el σ_1 de la fase C_{EW} de Jatun Orcco (**Figura 18C**) muestran la misma orientación, representando entonces a la fase C_{EW} y correlacionable con las fases tectónicas Quechua II y III de Benavides-Cáceres (1999).

5.1.4 Sector de Castrovirreyna

La falla Castrovirreyna ha sido descrita en forma detallada en el acápite 4.1, por lo que, en este punto sólo se discutirá su cinemática.

En el sector de Castrovirreyna (364500 E – 8537000 N), la falla materia de estudio tiene rumbo N 25° W y buza con 75° al SW, muestra dos movimientos: uno inverso y otro sinistral. El desplazamiento inverso está manifestado por el contacto entre secuencias volcánicas fuertemente plegadas de edad eocena y niveles volcano-sedimentarios del Oligoceno, con pliegues abiertos.

El movimiento sinistral se pudo definir por el desplazamiento de un dique andesítico en el punto 464867 E – 8537452 N.

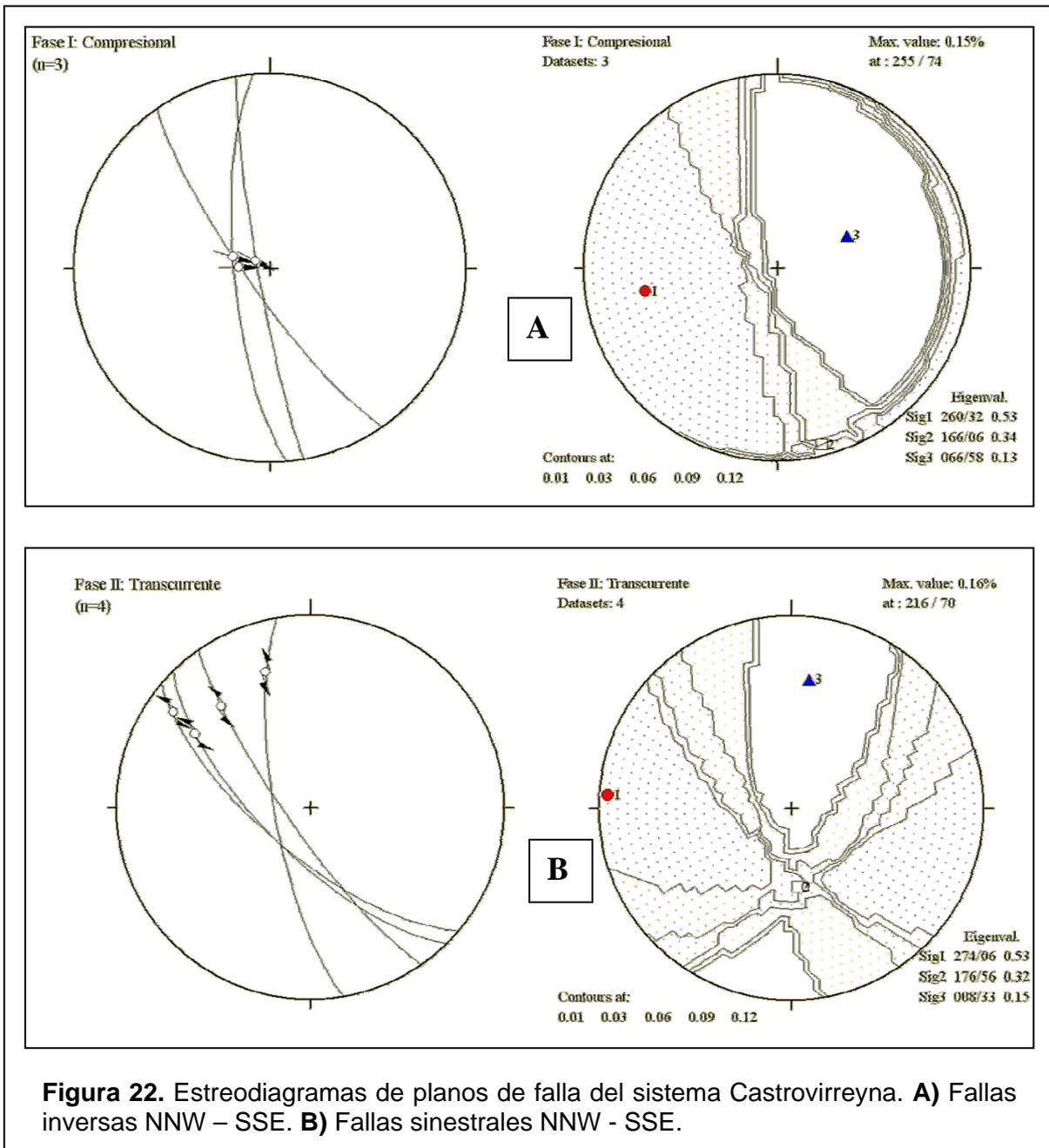
Los datos estructurales en este sector son pobres y escasos, sólo se han podido realizar 7 mediciones de planos de falla NNW y sólo en uno (N 10° W /75° SW), se pudo apreciar estrías de alto ángulo rayadas por otras de bajo ángulo.

Los estereodiagramas de la **Figura 22**, muestran las dos fases de deformación:

La Fase I: Esta definida por una compresión en la dirección N 80° E – S 80° W (**Figura 22A**) y representada por los planos de fallas inversas.

La Fase II: es transcurrente con una compresión en la dirección N 85° W – S 85° E (**Figura 22B**).

Es muy aventurado, asignarle edades a estas fases de deformación, primero por la poca cantidad de datos estructurales registrados y por la falta de edades radiométricas que la respalden, pero por la dirección del esfuerzo σ_1 en ambos casos, sugiere una compresión E – W reflejada en los ejes de pliegue N-S de las rocas volcánicas eocenas y oligocenas que la limitan (**Figura 9**); además si consideramos la dirección E – W de las estructuras mineralizadas del distrito minero de San Genaro, corroborarían la dirección de σ_1 en ambas fases. Por otro lado, Wise et al. (2001) consideran una compresión de 9.5 Ma a 3.9 Ma en la misma dirección que la



identificada y la relacionan con el movimiento sinistral de la falla Chonta; que al igual que la falla Castrovirreyna tuvo un desplazamiento inverso inicial y movimiento sinistral posterior. En tal sentido, muy tentativamente se puede asumir una edad similar para la compresión que originó las fases I y II de la falla Castrovirreyna, que corresponderían a los eventos tectónicos Quechua II y III de Wise et al. (2001) e igual a la fase C_{EW} del presente trabajo.

5.1.5 Resumen de las fases de deformación de la franja Huaytará - Tantar

El análisis estructural de fallas y fracturas de la franja Huaytará – Tantar, registra al menos seis fases de deformación (**Figura 23**), definidas como: fase **E_{EW} (Cenomaniano – Paleoceno)** extensional con el esfuerzo σ_3 en la dirección N 85° E – S 85° W, desarrollada entre los estadios finales de la Orogenia Peruana y el inicio de la fase Incaica I; fase **C_{NS} (30 Ma – 27 Ma)** compresional con el esfuerzo σ_1 en la dirección N 10° E – S 10° W equivalente a la fase Incaica III de Benavides-Cáceres (1999); fase **E_{NE-SW} (27 Ma – 26 Ma)** extensional con el esfuerzo σ_3 en la dirección N 50° E – S 50° W, posterior a la fase Incaica III y anterior a la fase Incaica IV, de Benavides-Cáceres (1999); fase **TC_{EW} (26 Ma – 19 Ma)** transcurrente con el esfuerzo máximo compresivo σ_1 en la dirección N 85° E – S 85° W que correlaciona con la fase Incaica IV de Benavides-Cáceres (1999), fase **TC_{NE-SW} (19 Ma – 11 Ma)** transcurrente con el esfuerzo máximo compresivo σ_1 en promedio en la dirección N 60° E – S 60° W que se inicia con la fase compresiva Quechua III de Benavides-Cáceres (1999) y finalmente, se ha identificado a la fase **C_{EW} (9.5 Ma – 3.9 Ma)** compresional con el esfuerzo σ_1 en la dirección N 85° W – S 85° E y correlaciona con los eventos compresivos Quechua II y Quechua III de Benavides-Cáceres (1999) y Wise et al. (2001).

5.2 RELACION ENTRE LA DEFORMACIÓN Y LA MINERALIZACIÓN

Para definir la relación entre la deformación y la mineralización en los yacimientos Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino, se emplearán las interpretaciones y nomenclatura de fases del acápite 5.1 (**Figura 23**).

5.2.1 Antapite

La mineralización de Antapite tiene un rango de edad de 26.34 Ma a 25.25 Ma y sus estructuras muestran los rumbos preferenciales NW – SE y E – W.

En tal sentido, las fases más importantes que generaron tensión durante la actividad hidrotermal del yacimiento de Antapite corresponderían a las fases **E_{NE-SW} (27 Ma – 26 Ma)** extensional en la dirección N 50° E – S 50° W y **TC_{EW} (26 Ma – 19 Ma)** transcurrente con el esfuerzo máximo compresivo σ_1 en la dirección N 85° E – S 85° W.

La fase **E_{NE-SW}** extensional estuvo estrechamente relacionada con la circulación de fluidos mineralizantes en la veta Zorro Rojo, prueba de ello es la presencia falla Chocllanca como su principal control estructural con desplazamiento inicial normal, tal como se indicó en el acápite 5.1.1.

La **TC_{EW}** transcurrente, produjo movimientos sinestrales en el corredor Zorro Rojo – Chocllanca y generó de zonas de tensión en la dirección N 85° E – S 85° W que corresponden a los clavos mineralizados E – W de la veta Reyna y con las vetas N 80° E del sector Occocancha (Noreste de Antapite; 493586 E - 8462414) (**Figura 1**).

5.2.2 Jatun Orcco

Las estructuras mineralizadas del yacimiento Jatun Orcco tienen una edad de 17.26 Ma y rumbos NE – SW y E – W.

Las estructuras E – W, representan al estilo de deformación más antigua y previa al relleno hidrotermal, la fase **TC_{EW} (26 Ma – 19 Ma)** transcurrente que produjo tensión en la dirección N 85° E – S 85° W, definida por la orientación de las vetas Rosario y Esperanza.

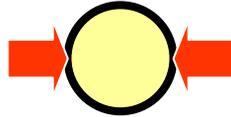
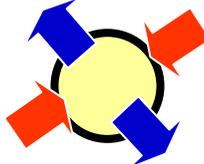
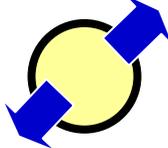
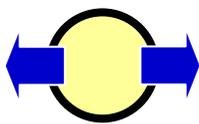
ANTAPITE	J. ORCCO	P. ANDINO	CASTROV.	FASE	DIRECCION	EDAD
-----	III	V	I ?	C _{E-W}		9.5 Ma – 3.9 Ma
III	II M3	-----	-----	TC _{NE-SW}		19 Ma – 11 Ma
II M2	I	IV	III ?	TC _{E-W}		26 Ma – 19 Ma
I	-----	III	-----	E _{NE-SW}		27 Ma – 26 Ma
-----	-----	II M1	-----	C _{N-S}		30 Ma – 27 Ma
-----	-----	I	-----	E _{E-W}		Cretáceo tardío- Paleoceno

Figura 23: Resumen de las fases de deformación y su relación con las mineralizaciones de la franja Huaytará – Tantará. M1: mineralización Pampa Andino, M2: Mineralización Antapite, M3: Mineralización Jatun Orcco.

La deformación más importante y relacionada con la mineralización corresponde a la fase **TC_{NE-SW} (19 Ma – 11 Ma)** transcurrente que generó tensión en la dirección N 60° E – S 60° W. Igualmente, estuvo relacionada con el movimiento dextral de las fallas NNE sin-mineralización de las vetas Mercedes y Tentadora; así como, con el movimiento sinistral de fallas E - W dentro de las vetas Rosario y Esperanza.

5.2.3 Pampa Andino

Las estructuras con mineralización aurífera dentro del yacimiento Pampa Andino tienen preferentemente rumbo NNE – SSW, hospedadas en rocas volcánicas del Paleoceno y Eoceno tardío (de aproximadamente 36.71 Ma) y ubicadas a la periferia de la caldera Pampa Andino (caldera Tantarà; Noble et al., 2005).

La fase **C_{NS} (30 Ma – 27 Ma)** compresional produjo tensión N 10° E – S 10° W en la dirección del esfuerzo σ_1 y fue la fase de deformación más ligada con el emplazamiento de la mineralización. Además, como la alteración - mineralización de este yacimiento no tiene registro de edad radiométrica, se le asignaría el rango de edad entre 30 Ma y 27 Ma, equivalente a la deformación, la que será respaldada en el capítulo 6.

6. GEOQUIMICA ISOTÓPICA DE PLOMO

Para la caracterización isotópica de Pb de las mineralizaciones auríferas y su relación con los eventos plutono-volcánicos de la franja de baja sulfuración Huaytará – Tantará, se realizó 17 análisis isotópicos de Pb, en el Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo; sobre: mineralizaciones auríferas (04), concentrados de sulfuros con oro (02), sulfuros (02) y roca (09). Ellas pertenecen a los yacimientos de Antapite, Pampa Andino y Jatun Orcco.

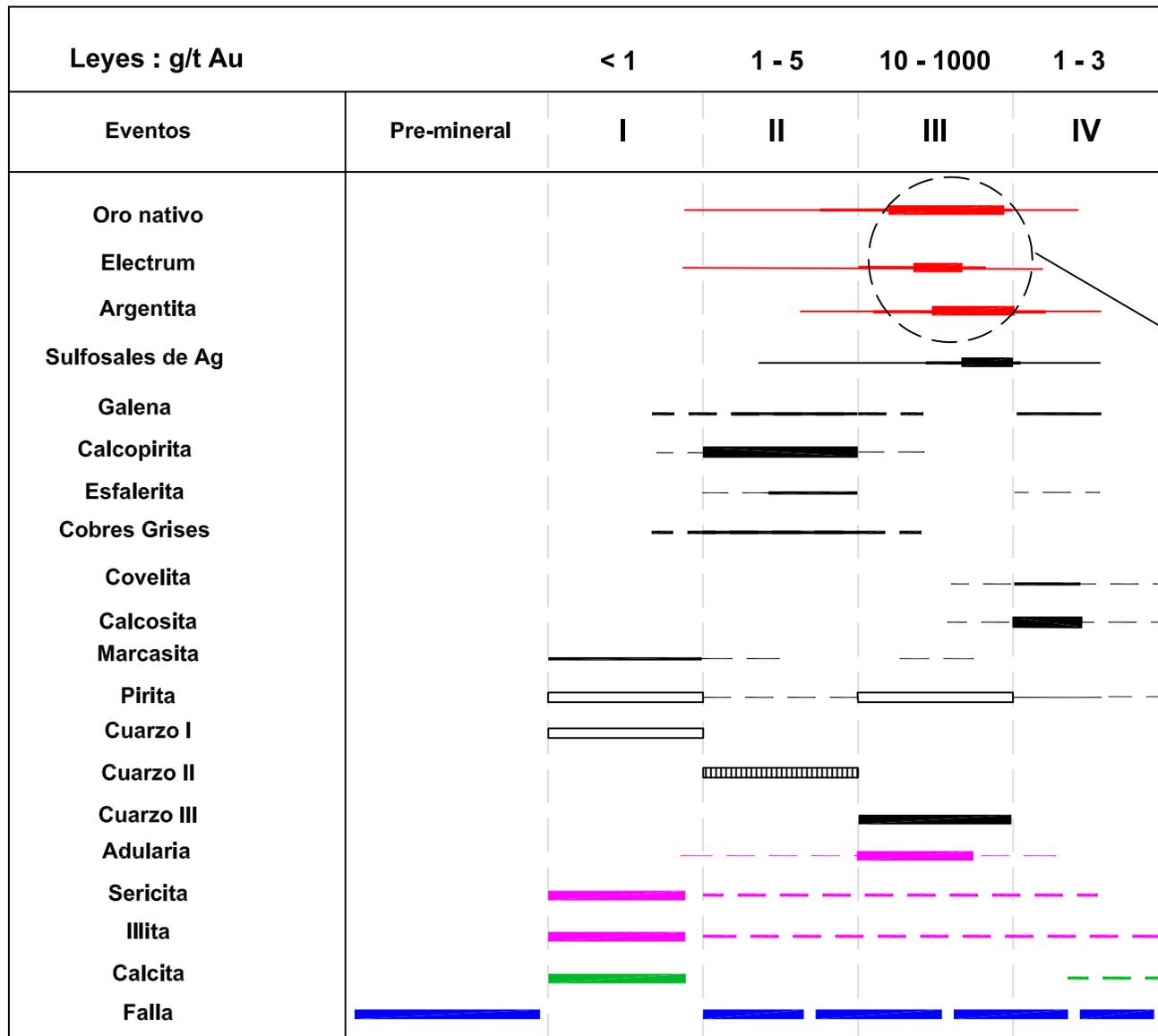
Las muestras de mena (oro y sulfuros) fueron extraídas de las estructuras principales en cada yacimiento mencionado, en sectores con altos valores de oro (> 50 g/t Au) y cuidando de que pertenezcan a un mismo evento paragénético (**Figuras 24, 25 y 26**).

Las muestras de roca corresponden a rocas huéspedes en la que se emplazan las estructuras mineralizadas y a eventos intrusivos pre y post mineralización. Cada una de ellas ha sido seleccionada de manera que no estén afectadas por eventos hidrotermales que alteren su composición isotópica de Pb inicial; entonces, antes de realizar los ensayos químicos correspondientes se realizó el estudio de secciones delgadas mediante el microscopio de polarización con luz transmitida; por eso se discriminó la muestra M-2 con alteración propilítica.

En el caso de la mina Antapite, las muestras de oro y sulfuros, se tomaron sobre las vetas Zorro Rojo y Reyna. La muestra de la veta Zorro Rojo (ZR) está ubicada en el Sub-Nivel 400SE (FR + 7.00 m) del nivel 3070 y reporta 70 g/t Au; mientras que, la muestra de la veta Reyna (RY) ha sido seleccionada en el Tajo 354 (FR + 14.00 m) del Nivel 3200, con una ley de oro de 112 g/t. Las muestras de la roca se tomaron a nivel distrital, sobre tobas hospedantes de edad oligocenas (M-1 y M-3) y sobre un stock diorítico (M-4) posterior a la mineralización (edad de mineralización 25.26 Ma a 25.25 Ma; edad del intrusivo 18.76 Ma). En total para este yacimiento se tienen cinco muestras para el análisis isotópico de Pb (**Figura 11**).

Para el yacimiento Jatun Orcco las muestras de mena han sido extraídas en el Nivel 4261 sobre las veta Mercedes (Chimenea 241; Estocada 1) y su Ramal Capicúa (Pto. 4 SE + 8.00 m, con leyes respectivas de oro de 105 g/t Au y 286 g/t Au. Las

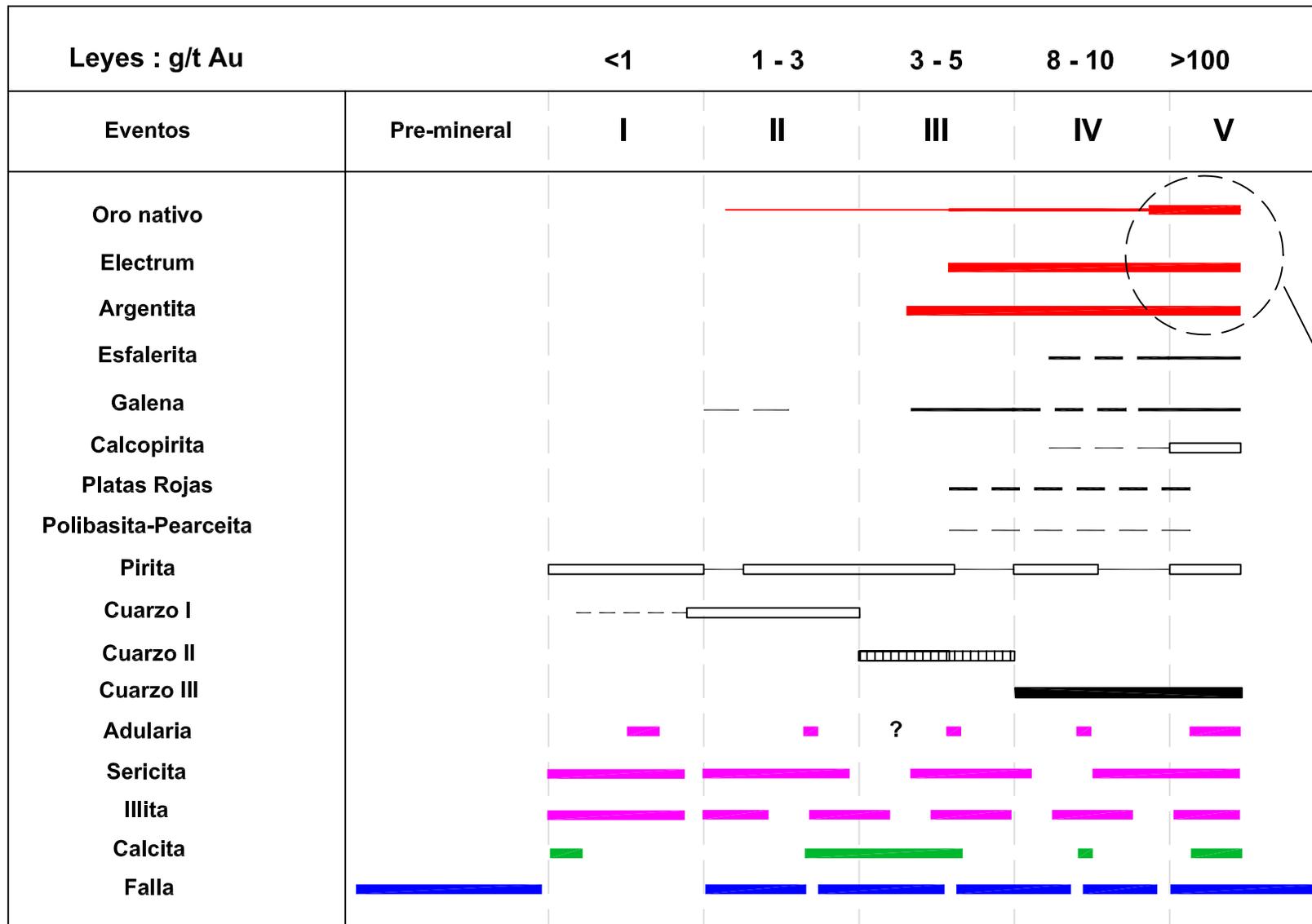
CUADRO PARAGENÉTICO - PROYECTO JATUN ORCCO Vetas Mercedes y Capicua



Muestras
JO-1 y JO-2

Figura 25

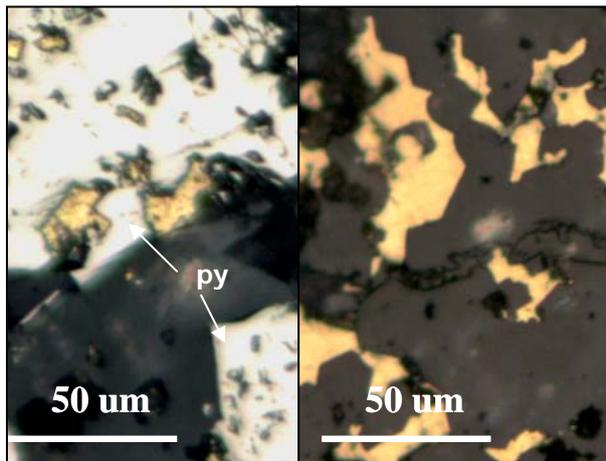
CUADRO PARAGENÉTICO - PROYECTO PAMPA ANDINO Vetas Rosita y Claudia



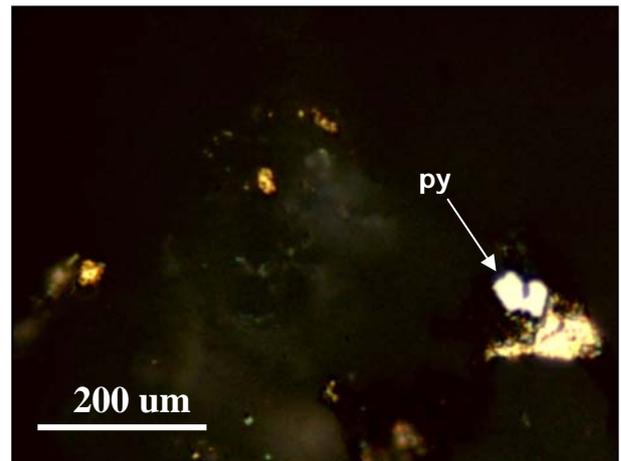
Muestras RS-1 y RS-2

Referencia: Vidal C. et al. (2005)

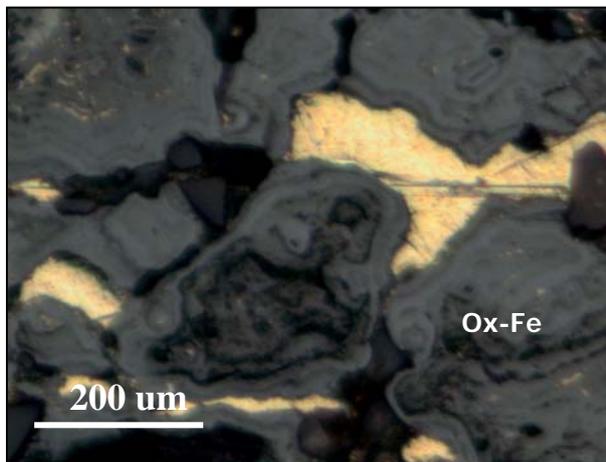
Figura 26



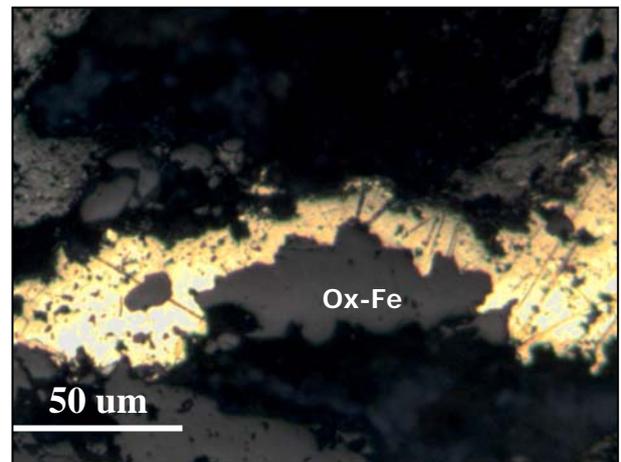
RY



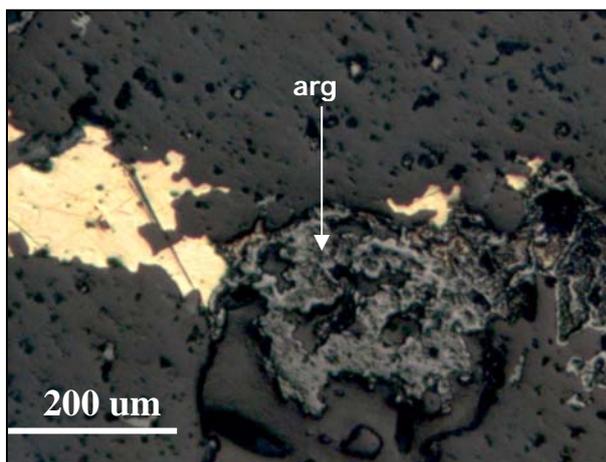
ZR



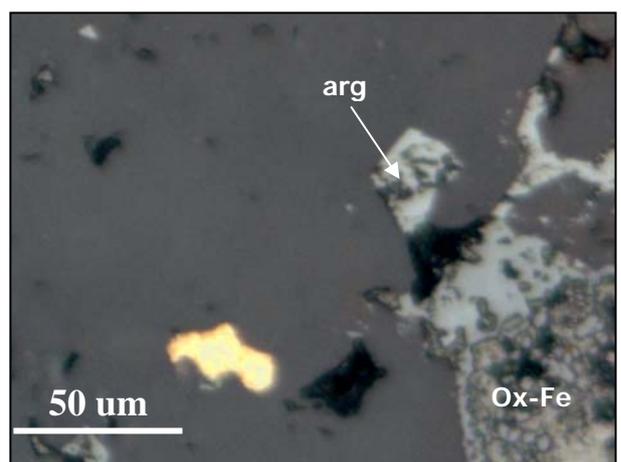
JO-1



JO-2



RS-1



RS-2

Microfotografías con luz reflejada. Muestras de las mineralizaciones auríferas sometidas a análisis de isótopos de Pb. RY: Oro intercrecido en pirita (py, izquierda) y libre (derecha). Zr: Oro libre y en borde de pirita (py). JO-1: Oro en óxidos de hierro (Ox-Fe). JO-2: Oro en fractura. RS-1: Oro intercrecido con argentita en poros. RS-2: Oro como inclusión en ganga; argentita (arg) reemplazada por óxidos de hierro (Ox-Fe).

muestras de roca corresponden a tobas del Oligoceno tardío – Mioceno temprano (M-6, M-7 y M-8) y a un intrusivo diorítico (M-5) pre-mineralización (es cortado por la veta Mercedes). Para el estudio de las relaciones isotópicas de Pb, se tiene un total de seis muestras (**Figura 17**).

Las muestras de mena del yacimiento Pampa Andino, se tomaron sobre la veta Rosita, tanto en superficie (RS-1 Au; 419782 E – 8550429 N), como en interior mina (RS-2 Au; Chimenea 1 de la Galería 750 N del Nivel 3750), con leyes respectivas de oro de 1200 g/t Au y 286 g/t Au. Asimismo, debido a la asociación de las menas auríferas con argentita, de cada una de ellas se seleccionaron dos muestras de argentita (RS-1 Sul y RS-2 Sul). Las muestras de roca se extrajeron sobre tobas soldadas (M-9) intracaldera (caldera Pampa Andino) y tobas riolíticas (M-10) extra caldera, del Eoceno tardío. En total se tiene seis muestras para análisis isotópico de Pb (**Figura 20**).

6.1 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE LAS MINERALIZACIONES AURÍFERAS, ROCAS HOSPEDANTES E INTRUSIVOS

Los resultados de las composiciones isotópicas de Pb de las rocas volcánicas hospedantes, intrusivos y de las mineralizaciones auríferas se muestran en el **ANEXO II**; en él se puede apreciar que las relaciones isotópicas de Pb en las menas varían en el rango de: 18.617 – 18.690 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), 15.594 – 15.654 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y 38.520 – 38.745 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Mientras que, las rocas hospedantes presentan el rango de: 18.606 – 18.854 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), 15.596 – 15.630 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y 38.520 – 38.745 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Asimismo, los intrusivos registran una variación de 18.682 – 18.699 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), 15.597 – 15.613 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y 38.602 – 38.658 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$).

Las razones isotópicas de Pb de las muestras auríferas de Antapite (ZR y RY) varían en comparación de las mineralizaciones de Jatun Orcco y Pampa Andino. Las muestras de oro de Antapite muestran mayores valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que los otros yacimientos; pero menores valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (**Figura 27**). Esto indica que los fluidos hidrotermales de Jatun Orcco y Pampa Andino son químicamente similares, pero distintos a los de Antapite.

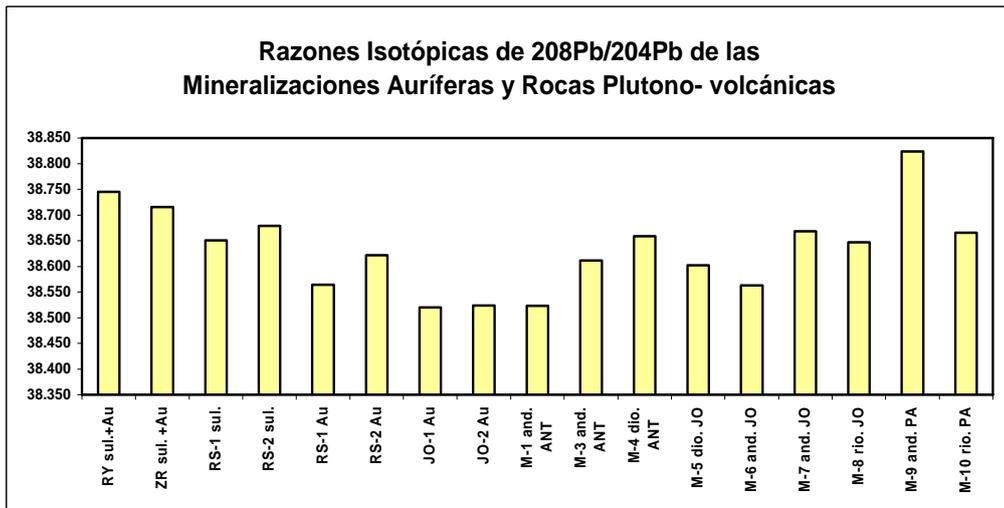
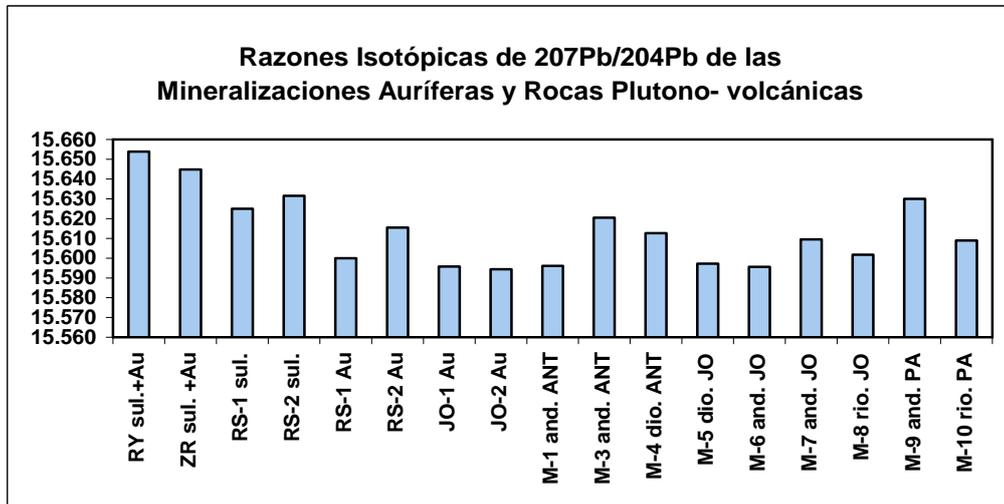
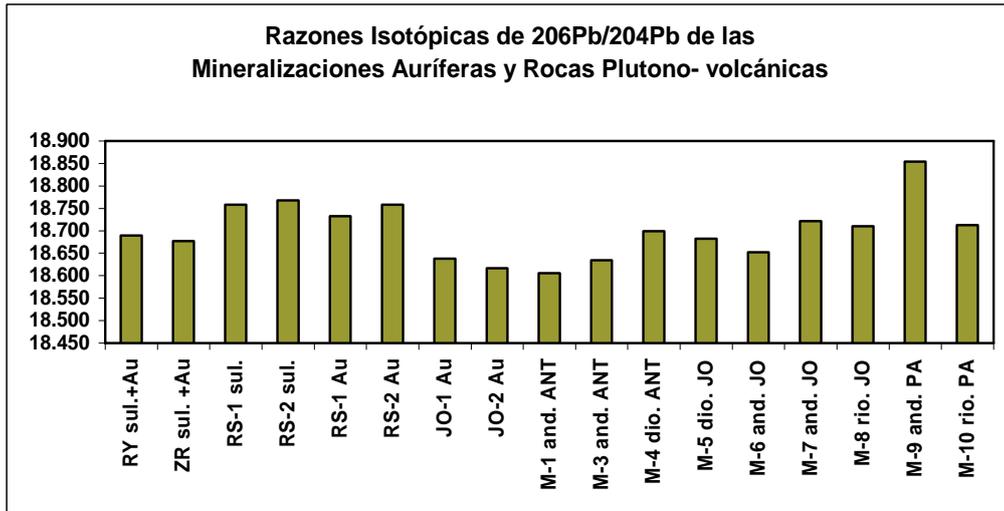


Figura 27: Razones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las mineralizaciones auríferas, rocas hospedantes e intrusivos de la franja Huaytará - Tantará.

Las razones isotópicas de Pb de las menas en cada uno de los yacimientos son homogéneas (**Figura 27**) y caracterizan un mismo evento hidrotermal en cada uno de los yacimientos.

En general, las razones isotópicas de Pb de las rocas hospedantes presentan Pb más radiogénico que las mineralizaciones. Los intrusivos dioríticos post-mineralización de Antapite (M-4) y pre-mineralización de Jatun Orcco (M-5), muestran relaciones isotópicas de Pb muy semejantes (**Figura 27**), indicando que pertenecen al mismo evento magmático, tal como lo registró Ángeles (2000).

6.2 RELACIÓN ISOTÓPICA ENTRE LOS EVENTOS MAGMÁTICOS Y LA MINERALIZACIÓN

Para poder ver la relación existente entre las mineralizaciones de los yacimientos evaluados y comparados entre sí; así como, establecer sus diferentes asociaciones con los eventos magmáticos, se empleará los diagramas de evolución isotópica de Pb de Stacey & Kramers (1975) y del modelo de plumbotectónica de Zartman & Doe (1981) (acápite 1.4.3).

En términos generales, las composiciones isotópicas de Pb medidas en las muestras de sulfuros, oro y rocas hospedantes son homogéneas. Entretanto, al examinar las composiciones isotópicas en mayor detalle se observa que las rocas hospedantes de Pampa Andino y Jatun Orcco presentan Pb poco más radiogénico que el Pb de las mineralizaciones. Los puntos analíticos, relacionados a dichas muestras, graficados en el diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (**Figura 30**) siguen un mismo “trend” paralelo a las curvas de evolución isotópica de Pb establecidas por el modelo de la plumbotectónica de Zartman & Doe (1981).

Se considera que normalmente los sulfuros y oro poseen bajas razones U-Pb y que las composiciones isotópicas de Pb reflejan las composiciones iniciales, en cuanto que las rocas hospedantes muestran las composiciones isotópicas de Pb actuales.

En tal sentido, se puede admitir que en los yacimientos de Pampa Andino y Jatun Orcco, los fluidos mineralizantes pueden ser derivados de las rocas hospedantes por procesos de remobilización ó pueden haber sufrido una mezcla con fluidos derivados de rocas con razones U/Pb más bajas que las rocas hospedantes de

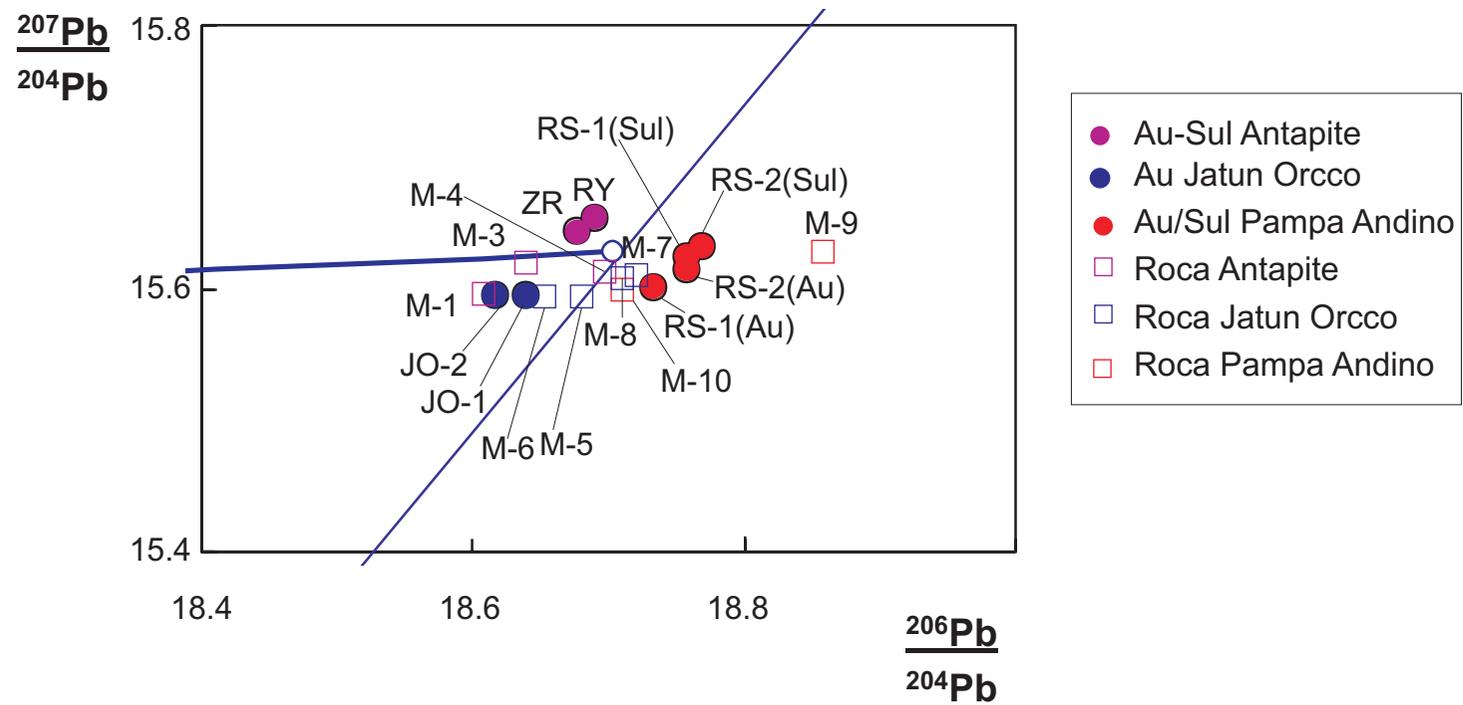


Figura 28: Diagrama de evolución de Pb de Stacey & Krammer (1975) de las muestras de los yacimientos Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino.

las mineralizaciones. En el diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (**Figura 29**), donde los puntos dependen fundamentalmente de las razones Th/Pb de la fuente, el comportamiento de las composiciones isotópicas de Pb tanto de los minerales de mena como de las rocas caja son similares; reforzando las interpretaciones arriba citadas.

Para el depósito de Antapite los datos isotópicos de Pb, actualmente disponibles, muestran que los minerales de mena son más radiogénicos (en relación a la composición $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) que las rocas hospedantes, sugiriendo que por lo menos uno de los componentes de la fuente de la mineralización fueron rocas volcánicas con U/Pb más elevadas que las rocas hospedantes analizadas. Las composiciones isotópicas de este yacimiento graficadas en el diagrama thoriogénico $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (**Figura 29**) también presentan composiciones isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ más radiogénicas para los minerales de mena, corroborando la hipótesis propuesta de la mezcla de fluidos para la genesis de la mineralización, donde por lo menos uno de los fluidos involucrados en el proceso, tenía una razón Th/Pb más elevada que las rocas hospedantes. Las razones U/Pb y Th/Pb más elevadas normalmente están asociadas a rocas de composición granítica portadoras de minerales de Th, tipo monazitas y otras.

De una forma general, las composiciones isotópicas de Pb, indican claramente una fuente predominante de la corteza superior para los tres yacimientos estudiados. Muy probablemente la circulación hidrotermal afecto principalmente a las rocas hospedantes de las mineralizaciones, mas en caracter subordinado, pudieron también haber afectado a rocas con razones U/Pb y Th/Pb más elevadas.

INTERPRETACIONES

I De acuerdo al diagrama de evolución de Pb que relaciona las razones de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de Stacey & Kramers (**Figura 28**) y de la Plumbotectónica (**Figura 29 y 30**), se puede apreciar que las mineralizaciones de cada yacimiento, muestran cierta discriminación unos respecto de otros; definiendo sistemas hidrotermales independientes. Asimismo, si comparamos con la evolución isotópica de Pb de cada una de ellas con la curva de Stacey & Kramers, se

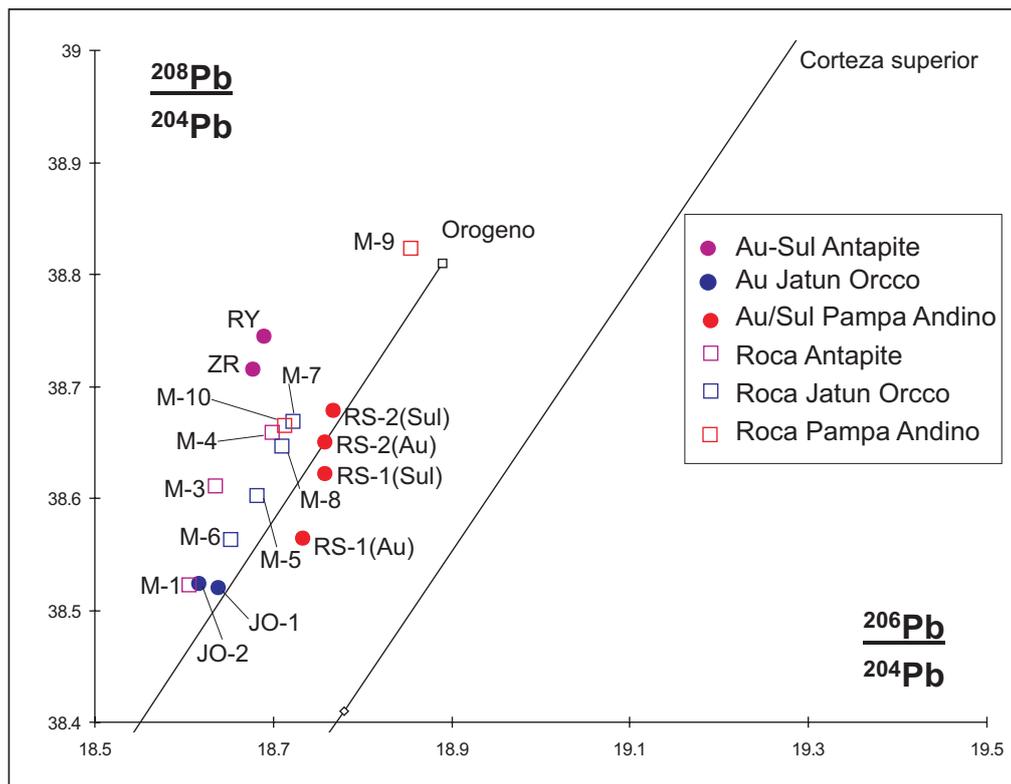
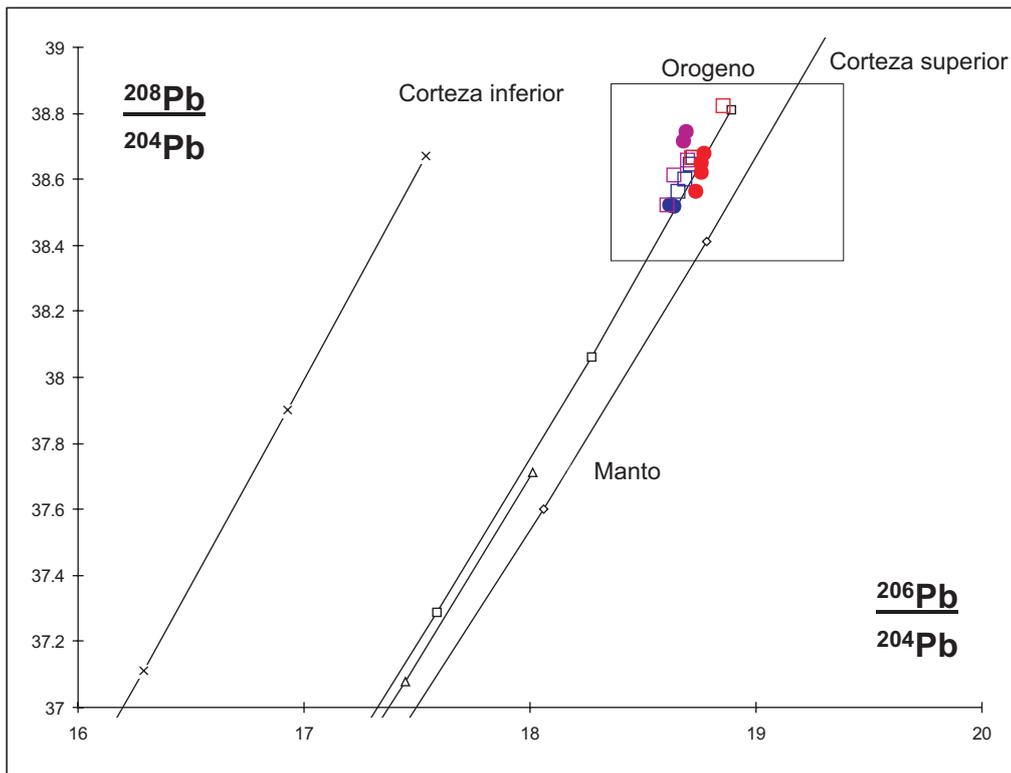


Figura 29: Diagrama plumbotectónico thoriogénico (Zartman & Doe, 1981) de muestras de los yacimientos Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino.

observa que las muestras de oro de Jatun Orcco y Pampa Andino siguen la misma tendencia, que se diferencia del patrón que siguen las muestras de oro de Antapite; infiriéndose que los fluidos hidrotermales de Jatun Orcco y Pampa Andino son químicamente parecidos y distintos a los de Antapite; con potenciales auríferos distintos. Igualmente, si comparamos la evolución de sus rocas hospedantes, sólo las muestras de Jatun Orcco siguen el mismo patrón, indicando que el volcanismo de Jatun Orcco está estrechamente relacionado con la mineralización.

II En el diagrama plumbotectónico thorogénico $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (**Figura 29**) se puede apreciar que la fuente principal de Pb radiogénico de las mineralizaciones auríferas, está relacionada a una zona orogénica; con predominio de la corteza superior para los yacimientos. Mientras que, las mineralizaciones de la mina Antapite muestran una ligera influencia de la corteza inferior (o de otras rocas de la corteza superior con monadita o otro mineral de Th). Asimismo, las rocas hospedantes (M-1 y M-3) y las mineralizaciones (ZR y Ry) de Antapite definen una alineación, distinta a la del intrusivo diorítico (M-4), como era de esperarse debido a que el intrusivo corresponde al evento post-mineralización, respaldando los resultados de las relaciones isotópicas de Pb. Asimismo, se puede observar que las muestras del yacimiento Jatun Orcco (JO-1, JO-2, M-5, M-6, M-7 y M-8) muestran una misma alineación, volviendo a confirmar la relación entre el volcanismo de Jatun Orcco y la mineralización. Por otro lado, ninguna de las muestras de roca hospedante de las mineralizaciones de Pampa Andino siguen el patrón de las menas, indicando que el volcanismo de no tiene relación con la mineralización, es decir que la evolución de caldera Pampa Andino no tiene relación con la mineralización.

III En el diagrama plumbotectónico uranogénico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (**Figura 30**) se puede observar que la fuente principal de Pb radiogénico de las mineralizaciones y eventos plutono-volcánicos, está asociada a una zona de orogénica, con predominio de la corteza superior, si comparamos con el diagrama thoriogénico se puede apreciar que las

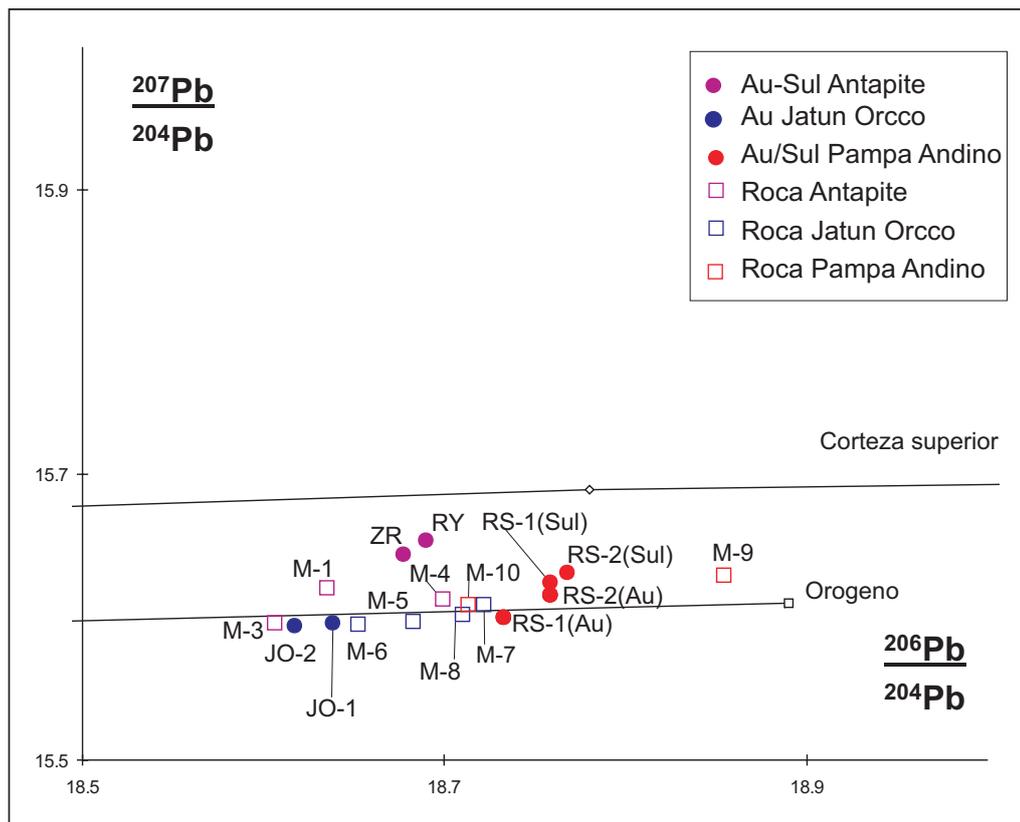
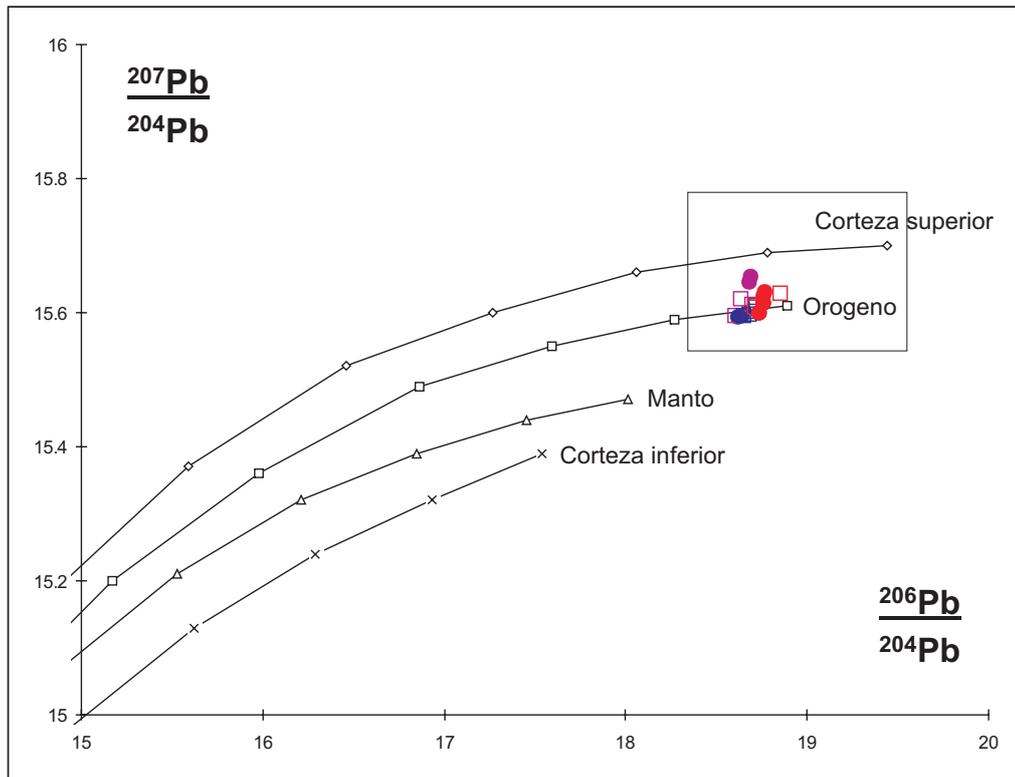


Figura 30: Diagrama plumbotectónico uranogénico (Zartman & Doe, 1981) de muestras de los yacimientos Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino.

muestras de oro de Antapite tienen una influencia de Pb radiogénico de la corteza inferior distinta a la evolución plumbotectónica thoriogénica (en la que composición isotópica de Pb estaba influenciada por corteza superior), sugiriendo mayor profundidad del magmatismo de Antapite y sus fluidos habrían tenido mayores posibilidades, igualmente, debido a que la falla Chocclanca controla a la veta Zorro Rojo en Antapite, esta estructura sería de niveles corticales profundos. Asimismo, denota que las mineralizaciones auríferas de la mina Antapite (ZR y Ry) tienen una evolución de Pb, distinta a los otros yacimientos, definiendo nuevamente composición química diferente de los fluidos. También, resalta que las rocas hospedantes (M1 y M3) de las estructuras mineralizadas de Antapite tienen una misma tendencia con las muestras de oro (ZR y Ry) y diferente del intrusivo (M-4), sugiriendo que el volcanismo de las rocas hospedantes aportó fluidos hidrotermales, mientras que el emplazamiento del intrusivo no (post-mineralización). En cambio, para Jatun Orcco la mineralización (JO1 y JO-2), roca hospedante (M-6, M-7 y M-8) y el intrusivo (M-8), presentan una misma evolución de Pb, volviendo a marcar una estrecha relación entre volcanismo y la mineralización. Las muestras de oro y sulfuros del yacimiento Pampa Andino (RS-1 Au, RS-2 Au, RS-1 Sul, RS-2 Sul) tienen la misma alineación y diferente a la de sus rocas hospedantes (M-9 y M10), corroborando nuevamente que no hay relación entre el volcanismo y la mineralización, es decir, demuestra nuevamente que la caldera Pampa Andino no tiene relación con la mineralización; con ello se respalda que la fase de deformación C_{NS} (**30 Ma – 27 Ma**) habría permitido la circulación de fluidos mineralizantes en este yacimiento con una edad oligocena temprana.

7. RELACIÓN ENTRE EL MAGMATISMO, TECTÓNICA Y MINERALIZACIÓN DE LA FRANJA HUAYTARÁ – TANTARÁ

En la **Figura 31**, se presenta un resumen general de los eventos plutónicos y volcánicos, fases de deformación y eventos de mineralización. Se incluye, el sector Castrovirreyna – Huachocolpa, debido a que cuenta con análisis estructural y datos de edades radiométricas que respaldaran, las interpretaciones.

Los volcánicos del Paleoceno (**V1**) se habrían producido en un ambiente extensional de la fase **E_{E-W}**, estarían relacionadas con las calderas planteadas por Noble, et al. (2005) y aparentemente no son favorables para la mineralización aurífera.

La mineralización de Pampa Andino se produce en regimenes compresivos N –S de la fase **C_{N-S}** y la mineralización (**M1**) estaría relacionada a eventos plutono-volcánicos del oligoceno temprano (**V4/P1**).

En los eventos plutono-volcánicos del Eoceno y Eoceno tardío (**V2-V3/P2-P3**), no se muestran favorables para la mineralización.

Entre los 27 Ma y 26 Ma se pone en evidencia un regimen extensional NE – SW definido por la fase **E_{NE-SW}** que permite la actividad volcánica (**V5**) y generación de sistemas hidrotermales, tal es el caso de los fluidos mineralizantes (**M2**) de Antapite con una edad de mineralización de 26.3 Ma.

A partir de lo 26 Ma el regimen extensional cambia a transcurrente con compresión E – W representado por fase **TC_{E-W}**, en este caso, el volcanismo se produciría en zonas de tensión (**V5-V6**) generados por los movimientos transcurrentes e igual que el emplazamiento de mineralización de la veta Reyna NW –SE, que debido al desplazamiento sinistral generó tensión E – W y permitió la deposición sus clavos mineralizados en dicha orientación, claro está por que aún se mantenía activo el sistema hidrotermal, como lo respalda Noble con una edad de 25.25 Ma en la veta Zorro Rojo.

A los 19 Ma cambia la dirección de compresión a NE – SW, generandose la fase transcurrente **TC_{NE-SW}** , que tendría actividad hasta los 11 Ma

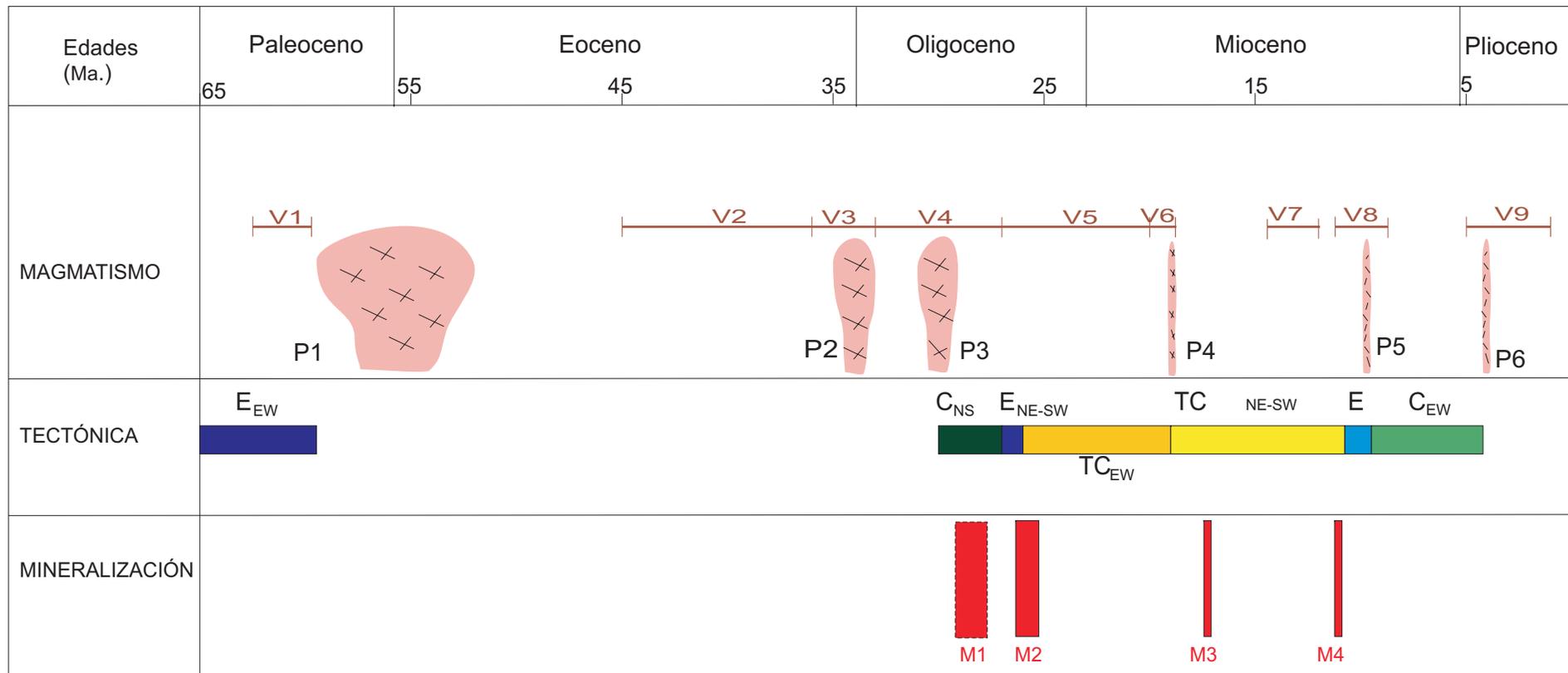


Figura 31: Esquema de relaciones magmáticas, tectónicas y de mineralización de la Franja Huaytará-Tantará y del sector Castrovirreyna-Huachocolpa. Datos compilados de Angeles (2000, 2003 y 2005), Noble (2002 y 2004), Noble et al. (1999 y 2005), Wise et al. (2001) y de este trabajo. V1: Tobas Tunsho/ Azángaro), V2: Formación Tantará, V3: Toba Rupachicusa, V4: Tobas Ocobamaba/Callanca/C° Sayasaya V5: Tobas Machucancho/Antapite, V6: toba Condoray, V7: Volcánicos Choclococha, V8: Volcánicos Caudalosa, V9: Volcánicos Astobamba. M1: Pampa Andino, M2: Antapite, M3: Jatun Orcco, M4:Castrovirreyna.

aproximadamente, debido a que volcánicos alrededor de la laguna Choclococha de 12 Ma (**V7**) muestran ejes de pliegues NW – SE, transversales a la compresión. Esta fase genera tensión NE – SW como las vetas Mercedes y tentadora de Jatun Orcco (**M3**) y movimientos sinestrales en fracturas E – W, tal es el caso de las vetas Esperanza y Rosario de Jatun Orcco. Las fallas sinestrales E – W podría haber sido aprovechadas para el emplazamiento de la mineralización de las vetas del distrito de Castrovirreyna (**M4**) de 11.1 Ma (Noble et al., 1999) y que siguen dicha orientación.

Entre 10.0 Ma y 9.5 Ma, Wise et al., (2001), registran un regimen extensional E y que habría permitido la generación de volcanismo en Huachocolpa (**V8/P6**); en la franja Huaytará – Tantaré no se ha evidenciado dicha fase, pero tampoco se descarta su ocurrencia.

Entre los 9.5 Ma y 3.9 Ma Wise et al., (2001) definen una fase compresiva E –W igual a la identificada en este trabajo C_{E-W} .

8. CONCLUSIONES

- Las fallas Chonta, Castrovirreyna, Ruñahuañusca y Chocellanca, son las estructuras mayores de la franja Huaytará – Tantarà.
- El análisis estructural de fallas y fracturas registra al menos seis fases de deformación en la franja Huaytarà – Tantarà, definidas como: E_{E-W} extensional E – W (Cenomaniano – Paleoceno). C_{N-S} compresional N – S (30 Ma – 27 Ma), E_{NE-SW} extensional NE – SW (27 Ma – 26 Ma), TC_{E-W} transcurrente (26 Ma – 19 Ma) con compresión E – W, TC_{NE-SW} transcurrente (19 Ma – 11 Ma) con compresión NE – SW y C_{E-W} compresional E-W (9.5 Ma – 3.9 Ma). Donde E_{NE-SW} sólo podría ser local.
- La fase C_{N-S} , generó fracturas tensionales N -S en el àrea de Pampa Andino y permitió la circulación de fluidos mineralizantes relacionados a eventos plutono-volcànicos del Oligoceno temprano.
- La fase E_{NE-SW} y los primeros estadios de la fase TC_{E-W} fueron contemporàneas a la mineralización de Antapite. La fase E_{NE-SW} permitió la deposición de menas auríferas en la veta Zorro Rojo. Mientras que la fase TC_{E-W} generó zonas de transtensión E – W en la veta Reyna, que corresponde con sus clavos mineralizados. Los fluidos hidrotermales de Antapite estuvieron asociados a volcanismo del Oligoceno medio.
- La fase TC_{NE-SW} en el àrea de Jatun generó tensión NE – SW y fallas sin-mineralización NNE - SSW dextrales y E – W sinestrales, que permitieron la circulación de fluidos mineralizantes relacionados al volcanismo del Mioceno temprano.
- Los resultados de las relaciones isotópicas de Pb graficados en el diagrama de Stacey & Kramers (1975) define procesos hidrotermales independientes para de Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino, con una evolución de Pb similar para las muestras de oro de Pampa Andino y Jatun Orcco, pero distintas a las muestras de Antapite, sugiriendo potencial aurífero diferente.
- El diagrama de Stacey & Kramers (1975) define y que el volcanismo que generó las rocas hospedantes en Antapite y Pampa Andino no son fuente

exclusiva de mineralización, debido a que muestran evoluciones de Pb distintas. Contrariamente, el volcanismo de Jatun Orcco esta estrechamente relacionado con la mineralización aurífera.

- Los diagramas plumbotectónicos de Zartman & Doe (1981), muestran que las mineralizaciones y rocas volcánicas hospedantes de Antapite, Jatun Orcco y Pampa Andino, tienen como fuente de Pb radiogénico una zona orogénica, donde sólo las muestras de Antapite tienen predominio de tanto de la corteza superior e inferior, sugiriendo magmatismo más profundo y mayores posibilidades de sus fluidos para lixiviar metales.
- Debido a que las muestras de Antapite tienen influencia de Pb radiogénico de la corteza superior e inferior, así como por la estrecha relación de la mineralización y volcanismo con la falla Chocllanca, se puede decir que la falla Chocllanca es una estructura profunda de niveles corticales.
- Los resultados de las relaciones isotópicas de Pb de las muestras de Pampa Andino plasmados en los diagramas de plumbotectónica indican que el volcanismo del Eoceno tardío relacionado a la caldera Pampa Andino no tiene ninguna correspondencia con la mineralización aurífera de sus vetas, corroborando la edad oligocena temprana de la mineralización y de la fase compresional C_{N-S} .
- De acuerdo a los resultados presentados, se pone en evidencia que los volcánicos del oligoceno medio muestran características necesarias para ser considerado como un metalotecto importante y que las mineralizaciones auríferas con mayor potencial económico van a tener relaciones isotópicas de Pb similares a las muestras de Antapite.

9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Angeles, C. (2000).- Geología del Área del Proyecto Antapite (Prov. de Huaytará, Dpto. de Huancavelica). Informe Interno de Compañía de Minas Buenaventura S.A.A., p. 28.
- Angeles, C. (2003).- Geología del Área del Prospecto Pampa Andino (Provs. de Chíncha, Dpto. de Ica; y de Castrovirreyna, Dpto. de Huancavelica). Informe Interno de Compañía de minas Buenaventura S.A.A., p. 8.
- Angeles, C. (2005).- Geología del Área del Prospecto Pampa Andino (Provs. de Chíncha, Dpto. de Ica; y de Castrovirreyna, Dpto. de Huancavelica). Informe Interno de Compañía Minera Totoral S.A., p. 19.
- Atherton, M., Warden, V. & Sanderson, M. (1985).- The Mesozoic Marginal Basin of Central Perú: A Geochemical Study of Withinplate-Edge Volcanism, in Pitcher, W., Atherton, M., Cobbing, E. & Beckinsale, R. (1985): Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes: Glasocow, Blackie, p. 47-58.
- Bellido, E. & Guevara, C. (1963).- Geología de los Cuadrángulos de Punta Bombón y Cledesí. Boletín No. 5 Serie A, Carta Geológica Nacional, Lima – Perú, p. 70.
- Bellom, H. & Lefèvre, C. (1977).- Spectre D'Agés Radiométriques du Volcanisme Cenozoique du Pérou Central (Region de Castrovirreyna-Ayacucho-Nazca). 5^{ème} Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Rennes, Société Géologique de France, Paris, p. 58.
- Benavides-Cáceres, V. (1999).- Orogenic Evolution of the Peruvian Andes : The Andean Cycle, in Skinner, B. J., ed., Geology and Mineral Deposits of the Central Andes. Society of Economic Geologists Especial Publication No. 7, p. 61-107.
- Caldas, J. (1978).- Geología de los Cuadrángulos de San Juan de Acarí y Yauca. Boletín No. 30 Serie A, Carta Geológica Nacional. Lima – Perú, p. 60.
- Canals, A. & Cardellach, E. (1997).- Ore Lead and Sulphur Isotope Pattern from the Low-Temperature Veins of the Catalonian Coastal Tanges (NE Spain). Mineralium Deposita, Vol. 32, p. 243-249.

- Castillo, J., Barrera, J. & Vela, Ch. (1993).- Geología de los Cuadrángulos de Laramate y Santa Ana. Boletín No. 45, Serie A, Carta Geológica Nacional, Lima – Perú, p. 66.
- Cobbing, E. & Taylor, W. (1977).- Segments and Units in the Coastal Batholith of Peru, American Journal Geology, Vol. 85, p. 625-631.
- Cobbing, P., Ozard, J. & Snelling, N. (1977).- Reconnaissance Geochronology of the Crystalline Basement rocks of the Coastal Cordillera of Southern Perú-Segments and Units in the Coastal Batholith of Perú. Geological Society of America, Bulletin Vol. 88, p. 241-243.
- Cobbing, E., Pitcher, W., Wilson, J., Baldock, J., Taylor, W., McCourt, W. & Snelling, N. (1981).- Estudio Geológico de la Cordillera Occidental del Norte del Perú. Boletín 10D del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Lima-Perú, p. 252.
- Condori, A., Amaya, W., Barrera, Y., Martinez, J. & Rendón, J. (2002).- Informe Final del Proyecto Jatun Orcco – Actividades y Resultados 2002. Informe interno Compañía de Minas Buenaventura S.A.A., p. 32.
- Condori, A., Ochoa, J. & Cruz, S. (2004).- Reconocimiento Geológico Región Antapite - Pampa Andino. Informe interno Compañía de Minas Buenaventura S.A.A., p. 115.
- Condori, A., Barrera, Y. & Rendón, J. (2004).- Mineralización Aurífera en Vetas de Baja Sulfuración en el Prospecto Pampa Andino: Chinchá-Ica. XII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, p. 641-644.
- Dávila, M. (1993).- Geología de los Cuadrángulos de Pisco, Guadalupe, Punta Grande, Ica y Córdova. Boletín No. 47 Serie A, Carta Geológica Nacional, Lima – Perú, p. 62.
- Díaz, F. (2002).- Composição Isotópica e Idades das Mineralizações de Au Epitermal Do Distrito Mineiro de Marmato, Noroeste da Colombia. Dissertação de Mestrado. Universidade de Sao Paulo, Instituto de Geociências., p. 144.

- Einaudi, M., Hedenquist, J. & Inan, E. (2003).- Sulfidation State of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal Systems: Transitions from Porphyry to Epithermal Environments. Society of Economic Geologists, Special Publication Vol. 10, p. 285-313.
- Gunter, F. & Mensing, M. (2005).- Isotopes Principles and Applications, Third Edition. Published by Jhon Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, p. 897.
- Higuera, P., Munhá, J. Oyarzun, R., Tassinari, C. & Ruiz, I. (2005).- First lead Isotopic Data for Cinnabar in The Almandén District (Spain): Implications for the Genesis of the Mercury Deposits. Mineralium Deposita, Vol. 40, p. 115-122.
- Jenks, W. (1946).- Preliminary note on Geologic Estudios on the Pacific Slope in Southern Perú. American Journal Science, Vol. 244, p. 368.
- León, W., Palacios, O., Vargas, L. & Sánchez, A. (2000).- Memoria Explicativa del Mapa Geológico del Perú escala 1:1'000,000. Boletín No. 136, Serie A, Carta Geológica Nacional, Lima – Perú, p. 73.
- McClay, K. (1989).- The Mapping of Geological Structures. Department of Geology Royal Holloway and Bedford New College, University of London., p. 161.
- MCKee, E., Noble, D., Peterson, U., Arenas, F. & Benavides, A. (1975).- Chronology of Late Tertiary Volcanism and Mineralization, Huachocolpa District, Central Peru. Economic Geology, Vol. 70, p. 388-390.
- MCKee, E. & Noble, D. (1982).- Miocene Volcanism and Deformation in the Western Cordillera and High Plateaus of South-Central Perú. Geological Society of America, Bulletin Vol. 93, p. 657-662.
- MC Laughlin, D. (1924).- Geology and Physiography of the Peruvian cordillera, departamentos of Junin and Lima. Geological Society of America, Bulletin, Bulletin Vol. 35, p. 600.
- Macharé, J., Sebrier, M., Huamaní, D. & Mercier, J. (1986).- Tectónica Cenozoica de la Margen Continental Peruana. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú No. 76, p. 45-77.
- Macharé, J. (2001).- Curso de Geología Estructural en la Exploración y Desarrollo de yacimientos Minerales. Sociedad Geológica del Perú., p. 55.

- Mégard, F. (1978a).- Etude Géologique des Andes du Pérou Central – Contribution à L'étude Géologique des Andes, Vol. 1. Memorie O.R.S.T.O.M. Vol. 86, Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, Paris, p. 310.
- Mégard, F., Noble, D., MCKee, E. & Bellon, H. (1984a).- Multiple Pulses Of Neogene Compressive Deformation in the Ayacucho Intermontane Basin, Andes of Central Perú. Geological Society of America, Bulletin 95, p. 1108-1117.
- Mégard, F., Noble, D., MCKee, E. & Cuénod, Y. (1985).- Tectonic Significance of Silicic Dikes Contemporaneous with Latest Miocene Quechua III Tectonism in the Rimac Valley, Western Cordillera of Central Perú. Journal of Geology, Vol. 93, p. 373-376.
- Moore, N. (1984).- Potassium – Argon Ages from the Arequipa Segment of the Coastal Batholith of Perú and their Correlation with Regional Tectonics Events. J. Geol. Soc. London, p. 141, 511-519.
- Moore, N. & Agar, R. (1985).- Variations Along a Batholith: The Arequipa Segment of the Coastal Batholith of Perú, in Pitcher, W., Atherton, M., Cobbing, E. & Beckinsale, R. (1985): Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes: Glasgow, Blackie, p. 108-118.
- Myers, J. (1974).- Cretaceous Stratigraphy and Structure, Western Andes of Perú Between Latitudes 10°-10°30'. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin Vol. 58, p. 474-487.
- Myers, J. (1980).- Geología de los Cuadrángulos de Huerme y Huayllapampa. Boletín No. 33, Serie A, Carta Geológica Nacional, Lima – Perú, p. 153.
- Newell, N. (1949).- Geology of the Lake Titicaca Region Peru and Bolivia. Geological Society of America, Mem. 36, 4 pl.
- Noble, D., Farrar, E., & Cobbing, E. (1979a).- The Nazca Group of South-Central Perú: Age, Source and Regional Volcanic and Tectonic Significance. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 45, p. 80-86.
- Noble, D., Mégard, F. & MCKee, E. (1979b).- Early Tertiary "Incaic" Tectonism, Uplift and Volcanic Activity, Andes of Central Perú. Geological Society of America, Bulletin Vol. 90, p. 903-907.

- Noble, D., Sébrier, M., Mégard, F. & MCKee, E. (1985).- Demonstration of Two Pulses of Paleogene Deformation in the Andes of Perú: Earth and Planetary Science Letters, Vol. 73, p. 345-349.
- Noble, D., MCKee, E., Mourier, T. & Mégard, F. (1990).- Cenozoic Stratigraphy, Magmatic Activity, Compressive Deformation and Uplift in Northern Perú, Demonstration of Two Pulses of Paleogene. Geological Society of America, Bulletin Vol. 102, p. 1105-1113.
- Noble, D. & MCKee (1999).- The Miocene Metallogenic Belt of Central and Northern Perú, in Skinner, B. J., ed., Geology and Mineral Deposits of the Central Andes. Society of Economic Geologists Especial Publication No. 7, p. 155-193.
- Noble, D. (2001).- Economically Important Geological Constraints on Mineralization Base don Preliminary Isotopic Age Determinations on Rocks at Antapite, Memorando Interno de Compañía de Minas Buenaventura S.A.A.
- Noble, D. (2002).- Age of Mineralization at Mina Antapite and Jatun Orcco. Informe interno Cía. De Minas Buenaventura S.A.A.
- Noble, D. (2004a).- First Isotopic Ages from Pampa Andino. Memorandum para C.E Vidal, p. 2.
- Noble, D., Vidal, C., Angeles, C., Wise, J., Zanneti, K. & Spell, T. (2005).- Caldera Related Ash-Flow Tuff of Paleocene Age in Central Perú and its Significance for Late Cretaceous and Paleocene Magmatism, Sedimentation and Tectonism. Boletín Especial de la Sociedad Geológica del Perú No. 6 Alberto Giesecke Matto, p. 127-140.
- Saez J., (2003).- Estudio al microscopio de 05 muestras del Proyecto Jatun Orcco.
- Saez J., (2003).- Estudio al microscopio de 03 muestras (Secciones Pulidas) del Proyecto Pampa Andino.
- Salazar, H. & Landa, C. (1993).- Geología de los Cuadrángulos de Mala, Lunahuana, Tupe, Conayca, Tantará y Castrovirreyna. Boletín No. 44, Serie A, Carta Geológica Nacional, Lima – Perú, p. 97.
- Paredes, J. & Benavides, A. (1977).- Tectónica de Fractura y Mineralización del Distrito de Huachocolpa (Andes Centrales del Perú). En 2nd Congreso on Latin American Geology. Venezuela Bulletin of Geology Special Publication No. 7, p. 4, 2521-2531.

- Sebrier, M. & Soler, P. (1991).- Tectonics and Magmatism in the Peruvian Andes from Late Oligocene time to the present. Geological Society of America, Special Paper Vol. 265, p. 259-278.
- Steinmann, G. (1929).- Geologie von Perú. Heidelberg, Carl Winterss Universitats Buch Handlung, p. 448.
- Tassinari, C., Mellito, K. & Babinsky M. (2003).- Age and Origin of the Cu (Au-Mo-Ag) Salobo 3A Ore Deposit, Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, Northern Brazil, Investigation Geochronology Center, Institute of Earth-Sciences, University of Sao Paulo. Articles Vol. 26, No. 1, p. 9.
- Tosdal, R. Wooden, J. & Bouse, R. (2001).-Pb Isotopes, Ore deposits, and Metallogenic Terranes, in Lambert, D. & Ruiz J., ed., Application of Radiogenic Isotopes to Ore Deposit Research and Exploration. Society of Economic Geologists Vol. 12, p. 1-28.
- Velasco, F., Pesquera, A. & Herrero, J. (1996).- Lead Isotope Study of Zn-Pb Ores Deposits Associated with the Basque-Cantabrian Basin And Paleozoic Basement, Northern Spain. Mineralium Deposita, Vol. 31, p. 84-92.
- Vidal, C., Condori, A., Ochoa, J. & Cruz, S. (2004).- Franja Aurífera de Baja Sulfuración de Huancavelica. XII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, p. 746-749.
- Vidal, C. (2004).- Nuevas Regiones Auríferas en el Perú. VI Simposium Internacional del Oro.
- Wilson., J. & García, W. (1962).- Geología de los Cuadrángulos de Pachía y Palca, Boletín No. 4, Serie A, Carta Geológica Nacional, Lima – Perú, p. 82.
- Wise, J., Noble, D. (2001).- La Falla Chonta del Perú Central-Una Falla Inversa con Reactivación de Rumbo Respondiendo a un Cambio de la Oblicuidad Relativa de Convergencia de las Placas Tectónicas. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú No. 92, p. 29-41.

RELACIÓN DE ANEXOS

ANEXO I: Data estructural de la franja Huaytará - Tantará

ID	NOMBRE	ESTE	NORTE	AZIMUT	BUZAMIENTO	Direc. Buz.	PITCH	MOV.	CALIDAD	TECTOGLIFO
2	F. Ruñahuañusca	485771	8458026	42	88	41	25	D-N	1	ESC.
3	F. Ruñahuañusca	485771	8458026	52	85	54	16	D-N	1	ESC.
6	F. Ruñahuañusca	485876	8458220	40	62	45	10	D-N	1	ESC.
7	F. Ruñahuañusca	485935	8458684	15	89	15	8	D-N	1	ESC.
8	F. Ruñahuañusca	485996	8458739	25	85	204	15	D-N	1	ESC.
38	F. Choccllanca	493474	8455001	135	80	200	79	N-S	1	ESC.
43	F. Choccllanca	493474	8455001	157	81	227	80	N-S	1	R1, ESC.
47	F. Choccllanca	493474	8455001	338	72	154	12	S-I	1	ESC., T
48	F. Choccllanca	493474	8455001	150	73	225	72	N-S	1	ESC., T
49	F. Choccllanca	493474	8455001	180	77	319	71	N-S	1	ESC., T
51	F. Choccllanca	493474	8455001	337	72	144	35	S-I	1	ESC., T
56	F. Choccllanca	493474	8455001	155	86	334	12	S-I	1	T
59	F. Choccllanca	493474	8455001	5	89	5	15	D	2	T, ESC.
60	F. Choccllanca	493474	8455001	326	54	115	35	S-I	1	T, ESC.
61	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	a 10 m Cx	123	67	292	26	S	1	ESC.
62	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Estc. 120 Cx	61	63	64	5	D	2	ESC.
63	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Estc. 120 Cx	172	83	288	82	N	2	ESC.
64	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Estc. 120 Cx	100	80	106	44	S	1	ESC.
65	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Estc. 120 Cx	301	64	48	63	N	1	ESC.
66	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Estc. 120 Cx	160	80	335	26	S	2	Cx-Zeo
67	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Pto. 14 NW	302	60	346	50	N	1	ESC.
68	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Pto. 14 NW	118	72	133	39	S	1	Cx-Zeo
69	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Pto. 14 NW	42	88	52	79	N	1	ESC.
70	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Pto. 14 NW	165	87	343	36	S	1	ESC.
71	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Pto. 14 NW	264	66	357	66	N	2	ESC.
72	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Cx-Estc.	105	72	207	72	N	2	ESC.
73	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Cx-Estc.	96	72	105	25	S	2	ESC.
74	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Estocada	87	75	121	64	N	1	ESC.
75	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Estocada	87	75	91	15	S	2	ESC.
76	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Estocada	100	83	100	1	S	2	ESC.
77	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Estocada	100	59	145	50	N	2	ESC.
78	V. Zorro Rojo	Nv. 3240-Gal. 190NW	Estocada	100	59	118	28	S	2	ESC.
85	V. Reyna	491743	8453863	296	80	116	1	S	2	ESC.
87	V. Reyna	491762	8453863	275	71	87	20	S	2	ESC.
88	V. Reyna	491762	8453863	53	89	53	3	D	1	R1
89	V. Reyna	491386	8454094	305	85	124	12	S	1	ESC.

ANEXO I: Data estructural de la franja Huaytará - Tantará

ID	NOMBRE	ESTE	NORTE	AZIMUT	BUZAMIENTO	Direc. Buz.	PITCH	MOV.	CALIDAD	TECTOGLIFO
90	V. Reyna	491743	8453863	290	76	290	1	S	1	ESC.
91	V. Reyna	491743	8453863	297	80	117	1	S	1	ESC.
92	V. Reyna	491743	8453863	270	67	345	79	N	2	ESC.
93	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	110m Entrada	180	75	356	7	D	2	OND.
94	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	SNv. 542 S	30	75	36	2	D	2	OND.
95	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	SNv. 542 S	30	75	112	75	N	1	ESC.
96	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	INT. Gal-Cx	259	87	272	74	N	1	Cx-Cac
97	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	8m Gal.	264	81	317	78	N	1	ESC.
98	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	8m Gal.	283	83	292	51	N	1	ESC.
99	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Gal. 523NE-Pto.7NE+5m	197	82	14	20	D	2	ESC.
100	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Tajo 354 NE	160	88	337	53	I	2	ESC.
101	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Tajo 354 NE	143	89	144	27	S	1	ESC.
102	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Gal. 500-Pto.16A NW	77	88	256	16	D	2	R1
103	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Gal. 500-Pto.16A NW	306	64	306	1	S	1	R2
104	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Gal. 500-Pto.16A NW	57	64	232	11	D	1	R1
105	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 15+ 16m	305	61	46	78	N	2	ESC.
106	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 15+ 16m	298	70	303	15	S	2	ESC.
107	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 15+ 16m	305	77	119	25	S	2	ESC.
108	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 14	290	86	290	10	S	1	T, ESC.
109	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 13+ 6m	105	76	202	77	N	1	ESC.
110	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 13+ 6m	300	75	326	60	N	1	ESC.
111	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 13+ 6m	295	58	310	23	S	1	ESC.
112	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 13+ 6m	298	51	303	7	S	1	ESC.
113	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 13+ 6m	280	78	295	50	N	1	ESC.
114	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 13+ 6m	175	77	229	74	I	1	ESC.
115	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 55	275	75	91	13	S	1	ESC.
116	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 25+22m	283	80	98	25	S	1	ESC.
117	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 18-4m	280	66	282	5	S	1	ESC.
118	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto. 10A+20m	115	78	198	78	N	1	ESC.
119	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto.10A NE-6m	280	65	13	70	N	1	ESC.
120	V. Reyna	Nv.3200-680 NW	Pto.10A NE-6m	350	66	79	75	I	1	ESC.
121	V. Reyna (Bonanza)	Nv.3200-680 NW	Pto. 1-Ore Pass	200	82	201	7	D	1	ESC.
122	J.O Sur-V. Mercedes 1	Nv.4261	Ch. 241-Estc. SE	90	51	139	80	I	2	ESC.
123	J.O Sur-V. Mercedes 1	Nv.4261	Ch. 239	25	84	198	60	I	1	ESC. T
124	J.O Sur-V. Mercedes 1	Nv.4261	Ch.239	25	85	199	82	I	1	ESC. T
125	J.O Sur-V. Mercedes 1	Nv.4261	Pto. 22A SW+15.80m	205	51	214	12	D	1	ESC.

ANEXO I: Data estructural de la franja Huaytará - Tantará

ID	NOMBRE	ESTE	NORTE	AZIMUT	BUZAMIENTO	Direc. Buz.	PITCH	MOV.	CALIDAD	TECTOGLIFO
126	J.O Sur-V. Mercedes 1	Nv.4261	Pto. 22A SW+15.80m	30	65	208	5	D	1	ESC.
131	J.O Sur-V. Mercedes 1	498234	8476335	20	85	199	13	D	2	ESC.
133	J.O Sur-V. Mercedes 1	498222	8476278	20	86	199	13	D	2	ESC., T
135	J.O Sur-V. Mercedes 1	498184	8476177	64	82	243	6	D	2	ESC., T
136	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Gal. 137-Pto.55W+28m	195	84	195	2	D	2	ESC.
137	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Gal. 137-Pto.55W+28m	197	75	342	65	N	2	ESC.
138	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Pto. 25 SW+1.30m	43	65	185	70	N	2	ESC.
139	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Pto. 3 NW-6.10m	260	85	264	40	S	2	ESC.
140	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Pto. 3 NW+10m	60	83	238	8	D	2	ESC.
141	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Pto. 6 NE+24m	180	46	230	60	I	1	ESC., T
142	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Pto. 4 NE+6.50m	60	88	239	10	D	1	ESC.
143	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Pto. 3 NE-3.20m	230	72	241	30	D	1	ESC.
144	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Pto. 1NE+3.20m	190	30	241	55	I	1	ESC., T
145	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Pto. 1NE+5.00m	202	42	255	60	I	1	ESC.
146	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Pto. 3A NE+3.80m	57	78	233	15	D	1	ESC.
147	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Ch. 117-SNv. 81SW	195	80	273	88	I	1	ESC.
148	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Ch. 117-SNv. 81SW	198	88	17	30	D	1	ESC.
149	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Ch. 117-SNv. 81SW	277	70	93	10	S	2	ESC.
150	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Ch. 117-SNv. 81SW	15	60	67	68	I	1	ESC.
151	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Ch. 117-SNv. 81SW	45	86	86	85	I	1	ESC.
152	J.O Sur-V. Mercedes 2	Nv.4261	Ch. 117-SNv. 81SW	325	80	326	8	D	1	ESC.
153	J.O Sur-V. Mercedes 3	497948	8476094	191	80	199	40	D	2	ESC.
154	J.O Sur-V. Mercedes 3	497945	8476083	44	84	46	34	D	2	ESC.
155	J.O Sur-V. Mercedes 3	497945	8476083	201	61	204	6	D	2	ESC.
156	J.O Sur-V. Mercedes 3	497591	8475816	225	75	249	60	I	1	ESC.
157	J.O Sur-V. Mercedes 3	Nv.4261	Pto. 7SW+0.60m	22	85	201	1	D	1	ESC.
158	J.O Sur-V. Mercedes 3	Nv.4261	Pto. 1+8.70m	25	88	25	10	D	1	ESC.
159	J.O Sur-V. Mercedes 3	Nv.4261	Pto. 1+2.00m	320	89	140	20	S	1	ESC.
160	J.O Sur-V. Mercedes 3	Nv.4261	Pto. 5 NE+8.20m	180	54	290	78	N	1	ESC.
161	J.O Sur-V. Mercedes 3	Nv.4261	Pto. 5 NE+8.20m	35	80	39	22	D	1	ESC.
162	J.O Sur-V. Mercedes 3	Nv.4261	Estc. 260 NW	230	81	42	44	D	1	ESC.
163	J.O Sur-V. Mercedes 3	Nv.4261	SNv. Capicua	245	78	283	71	N	1	ESC.
164	J.O Sur-V. Mercedes 3	Nv.4262	SNv. Capicua	245	83	246	12	S	1	ESC.
165	J.O Sur-V. Mercedes 3	Nv.4263	SNv. Capicua	60	70	164	85	N	1	ESC.
166	J.O Sur-V. Mercedes 3	Nv.4264	SNv. Capicua	60	70	237	10	D	1	ESC.
167	J.O Sur-V. Esperanza	497373	8476635	285	69	87	40	S	1	ESC.

ANEXO I: Data estructural de la franja Huaytará - Tantará

ID	NOMBRE	ESTE	NORTE	AZIMUT	BUZAMIENTO	Direc. Buz.	PITCH	MOV.	CALIDAD	TECTOGLIFO
168	J.O Sur-V. Esperanza	497373	8476635	287	68	295	21	S	2	ESC.
169	J.O Sur-V. Esperanza	497373	8476635	280	65	99	2	S	1	ESC.
170	J.O Norte-F. Juliana	494462	8478985	252	82	255	20	D	1	OND., T
171	J.O Norte-F. Juliana	494462	8478985	257	73	263	21	D	1	OND., T
172	J.O Norte-F. Juliana	494462	8478985	257	75	260	13	D	1	OND., T
173	J.O Norte-F. Menores	494406	8479056	258	77	74	15	D	1	OND., T
174	J.O Norte-F. Menores	494406	8479056	110	82	111	9	S	1	ESC.
175	J.O Norte-F. Menores	494406	8479056	120	78	298	10	S	1	ESC.
176	J.O Norte-F. Menores	494406	8479056	71	74	247	13	D	1	ESC.
177	J.O Norte-F. Menores	494406	8479056	254	82	72	10	D	1	ESC.
178	J.O Norte-F. Menores	494406	8479056	125	80	303	7	S	1	ESC.
179	J.O Norte-F. Menores	494406	8479056	127	74	305	7	S	1	ESC.
180	J.O Norte-F. Menores	493975	8479149	50	75	51	2	D	3	ESC.
181	J.O Norte-V. Rosario	495874	8478374	38	57	51	22	D	2	ESC.
182	J.O Norte-V. Rosario	495874	8478374	87	57	102	22	S	1	ESC.
183	J.O Norte-V. Rosario	495827	8478361	90	61	91	3	S	1	ESC.
184	J.O Norte-V. Rosario	495827	8478361	65	62	120	71	N	3	ESC.
185	J.O Norte-V. Rosario	495827	8478361	88	71	90	2	S	1	ESC.
186	J.O Norte-V. Rosario	495827	8478361	63	60	66	6	D	1	ESC.
187	J.O Norte-V. Rosario	495827	8478361	90	75	90	1	S	1	ESC., T
188	J.O Norte-V. Juliana	494583	8478643	77	85	256	12	D	2	T
189	J.O Norte-V. Juliana	494583	8478643	55	80	234	3	D	2	OND., T
190	J.O Norte-V. Juliana	494648	8478685	247	75	66	6	D	1	OND., T
191	J.O Norte-V. Juliana	494682	8478714	53	85	232	13	D	1	ESC.
192	J.O Norte-V. Juliana	494712	8478717	54	90	234	8	D	1	ESC.
193	J.O Norte-V. Tentadora	494975	8479004	48	80	228	3	D	2	ESC.
194	J.O Norte-V. Tentadora	494975	8479004	34	82	213	3	D	1	ESC.
195	J.O Norte-V. Tentadora	494975	8479004	220	70	221	3	D	1	ESC.
196	J.O Norte-V. Tentadora	495062	8479098	42	84	216	43	D-I	1	ESC., T
207	F. Castrovirreyna	464867	8537452	145	80	271	77	I	1	T, ESC.
	F. Castrovirreyna	464867	8537452	145	80	319	31	S	1	T, ESC.
208	F. Castrovirreyna	464948	8537407	170	85	297	83	I	1	T, ESC.
209	F. Castrovirreyna	464968	8537401	175	75	287	74	I	1	T, ESC.
	F. Castrovirreyna	465008	8537485	170	75	342	27	S	1	T, ESC.
	F. Castrovirreyna	463958	8536471	130	70	305	15	S	1	T, ESC.
	F. Castrovirreyna	463768	8535401	135	70	303	30	S	1	T, ESC.

ANEXO I: Data estructural de la franja Huaytará - Tantará

ID	NOMBRE	ESTE	NORTE	AZIMUT	BUZAMIENTO	Direc. Buz.	PITCH	MOV.	CALIDAD	TECTOGLIFO	
210	P.A-V. Lupe		422045	8549555	190	72	193	10	S	2	ESC., T
211	P.A-V. Lupe		422036	8549516	235	64	49	13	D	1	R1
212	P.A-V. Lupe		421956	8549133	220	72	224	14	D	1	ESC., T
213	P.A-Centro fisural?		421262	8549407	210	70	16	35	D-N	1	T, OND.
214	P.A-Centro fisural?		421262	8549407	204	60	265	74	N-S	1	T, OND.
215	P.A-Centro fisural?		421262	8549407	260	68	288	50	N-S	1	T, OND.
216	P.A-V.Claudia		420543	8549460	355	83	22	76	N-S	1	OND.
217	P.A-V.Claudia		420540	8549480	328	84	348	75	N-S	2	OND.
218	P.A-V.Claudia		420540	8549487	235	70	50	14	D	2	R1, OND.
219	P.A-V.Claudia		420698	8551232	5	70	9	10	S-N	1	T, OND., ESC.
220	P.A-V. Rosita	Nv. 3750	SNv. 750 S	349	77	107	83	N	1	ESC.	
221	P.A-V. Rosita	Nv. 3750	SNv. 750 S	345	73	104	80	N	1	OND.	
222	P.A-V. Rosita	Nv. 3750	SNv. 750 S	330	80	85	85	N	1	OND.	
223	P.A-Ramal V. Rosita	Nv. 3750	Ventana 1	348	74	95	85	N	1	OND.	
224	P.A-Ramal V. Rosita	Nv. 3750	Ventana 1	40	76	213	29	D	1	ESC.	
225	P.A-Ramal V. Rosita	Nv. 3750	Ventana 1	336	60	85	80	N	1	ESC.	
226	P.A-Ramal V. Rosita	Nv. 3750	Ventana 1	336	60	152	8	S	1	ESC.	
227	P.A-Ramal V. Rosita	Nv. 3750	Ventana 1	334	80	248	55	N	1	ESC.	
228	P.A-Ramal V. Rosita	Nv. 3750	Ventana 1	257	84	66	60	N	1	ESC.	
229	P.A-Ramal V. Rosita	Nv. 3750	Ventana 1	257	84	259	23	D	1	OND., ESC.	
230	P.A-Ramal V. Rosita	Nv. 3750	Ventana 1	347	71	45	80	N	1	ESC.	
231	P.A-Ramal V. Rosita	Nv. 3750	Ventana 6-Estc. 8W	10	80	112	80	N	1	ESC.	
232	P.A-Ramal V. Rosita	Nv. 3750	Ventana 6-Estc. 8W	290	60	30	85	I-S	1	ESC.	
233	P.A-Ramal V. Rosita	Nv. 3750	Tope Gal.	60	72	191	75	N	1	ESC.	
234	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Estocada 3	288	70	31	85	I	1	ESC.	
235	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Cx 528 NE-9 NE+1.00m	290	80	291	5	S	1	ESC.	
236	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Cx 528 NE-9 NE+1.00m	290	80	30	81	I	1	ESC.	
237	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Cx 528 NE-7 NE+0.50m	261	68	4	85	N	1	ESC.	
238	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Cx 528 NE-5 NE+1.00m	293	60	355	75	I	1	ESC.	
239	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Cx 680 SE	200	45	277	80	I	1	ESC.	
240	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Cx 680 SE	180	28	253	75	I	1	ESC.	
241	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Gal. 733 S	286	85	77	86	I	1	T, ESC.	
242	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Gal. 733 S	171	86	348	32	S	1	T	
243	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Estocada 133-2W	208	57	340	64	N	1	OND.	
244	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Estocada 133-2W	210	70	272	80	N	1	OND.	
245	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Estocada 133-2W	180	76	234	74	N	1	R1, ESC.	

ANEXO I: Data estructural de la franja Huaytará - Tantará

ID	NOMBRE	ESTE	NORTE	AZIMUT	BUZAMIENTO	Direc. Buz.	PITCH	MOV.	CALIDAD	TECTOGLIFO
246	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Estocada 733 S-3E	260	85	276	70	N	1	ESC.
247	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Estocada 733 S-3E	260	85	79	20	D	1	ESC.
248	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Estocada 733 S-Tope	188	82	210	70	N	1	ESC.
249	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Estocada 733 S-Tope	188	82	192	30	S	1	ESC.
250	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Estocada 733 S-Tope	188	82	355	60	I	1	OND.
251	P.A-V. Rosita Sur	Nv. 3800	Estocada 733 S-Tope	5	78	134	80	N	1	ESC.
252	Pampa Andino	420394	8550117	283	80	284	3	S	1	OND.
253	Pampa Andino	420394	8550117	280	88	288	78	I	1	R1, T
254	Pampa Andino	420394	8550117	270	80	272	13	S	2	OND.
255	Pampa Andino	420394	8550117	273	88	276	55	I	3	OND.
256	Pampa Andino	419771	8550384	280	80	345	85	I	1	LENT.
257	Pampa Andino	419733	8550458	180	33	281	80	I	1	LENT.
258	Pampa Andino	419733	8550458	240	75	243	10	D-I	1	ESC.
259	Pampa Andino	491876	8550843	235	85	53	12	D	1	T, ESC. ARR.
260	Pampa Andino	491876	8550843	220	87	225	65	N	1	ESC.
261	Pampa Andino	419927	8550919	45	83	183	80	N	2	ESC.
262	Pampa Andino	417277	8553193	125	73	190	82	I	1	ESC.
263	Pampa Andino	417277	8553193	119	79	240	83	I	1	T, ESC. ARR.
264	Pampa Andino	417277	8553193	224	72	245	47	N	1	Cx-Qz
265	Pampa Andino	417277	8553193	135	85	136	10	D	1	T, ESC. ARR.
266	P.A-Caldera Tantará	423696	8543533	260	85	78	20	D-N	1	Cx-Qz
267	P.A-Caldera Tantará	423696	8543533	270	82	83	40	D-N	1	Cx-Qz, OND.
268	P.A-Caldera Tantará	423696	8543533	265	83	84	12	D-N	1	Cx-Qz, OND.

Anexo II: Resultados de las relaciones isotópicas de Pb de las muestras de la franja Huaytará - Tantará.

SPB	Este	Norte	No. Campo	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1s)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1s)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1s)
2051	419782	8550429	RS-1 sulfeto	sulfeto	18.758	0.007	15.625	0.006	38.651	0.007
2052	*419782	*8550429	RS-2 sulfeto	sulfeto	18.768	0.005	15.632	0.005	38.679	0.006
2053	*494030	*8454790	RY	sulfeto +ouro	18.690	0.011	15.654	0.011	38.745	0.013
2054	*492000	*8453830	ZR	sulfeto +ouro	18.677	0.006	15.645	0.005	38.716	0.006
2055	419782	8550429	RS-1 ouro	Ouro	18.733	0.013	15.600	0.012	38.564	0.015
2056	*419782	*8550429	RS-2 ouro	Ouro	18.758	0.004	15.616	0.005	38.622	0.005
2057	*498120	*8476200	JO-1	Ouro	18.638	0.004	15.596	0.005	38.520	0.005
2058	*498180	*8476190	JO-2	Ouro	18.617	0.012	15.594	0.013	38.524	0.012
2059	490911	8458430	M-1	Andesito	18.606	0.010	15.596	0.010	38.523	0.010
2060	491013	8454268	M-3	Andesito	18.635	0.016	15.620	0.014	38.612	0.017
2061	493666	8462216	M-4	Diorito	18.699	0.007	15.613	0.006	38.658	0.007
2062	497446	8475778	M-5	Diorito	18.682	0.009	15.597	0.009	38.602	0.008
2063	494050	8479040	M-6	Andesito	18.652	0.010	15.596	0.009	38.563	0.010
2064	496991	8476305	M-7	Andesito	18.722	0.009	15.610	0.007	38.669	0.009
2065	498017	8475649	M-8	Riolito	18.710	0.006	15.602	0.006	38.647	0.008
2066	424944	8544284	M-9	Andesito	18.854	0.006	15.630	0.006	38.824	0.006
2067	422150	8549815	M-10	Riolito	18.713	0.006	15.609	0.005	38.666	0.006

Nota: Composições Isotópicas corrigidas para fracionamento isotópico de 0.11%/u.m.a para as todas as razões $^{206}/^{204}$ e $^{207}/^{204}$.

As razões $^{208}/^{204}$ foram corrigidas para 0.07%/u.m.a.

*) Coordenadas en planta, como se menciona en el capítulo 6 pertenecen a labores subterráneas .