UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA Y METALÚRGICA



ANÁLISIS ESTRUCTURAL, MÉTODOS GEOLÓGICOS Y SUS APLICACIONES PARA LA EXPLORACIÓN DEL BATOLITO DE PATAZ

INFORME DE SUFICIENCIA

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTADO POR:

MARIO WILLIAN AYTE LENES

ASESOR

MSc. Lic. MARIA CARMEN TUIRO SALVADOR

LIMA-PERÚ

2014

DEDICATORIA:

Con gratitud a mi familia por el apoyo incondicional que me brindaron en la culminación de mis estudios, a mis amigos por su ayuda desinteresada, así como a maestros quienes se esfuerzan por forjar un país mejor.

RESUMEN

En este informe de suficiencia se presenta un estudio basado en el análisis estructural del batolito de Pataz en donde se detalla en principio la metodología del estudio. Luego se da a conocer el contexto geológico, así como también la evolución tectónica de la zona desde el Paleozoico hasta el Cenozoico que han favorecido la mineralización y han afectado la distribución de las vetas. Adicionalmente se da información detallada del estudio de la petrografía y de las inclusiones fluidas del depósito El Gigante, en la cual se muestra gráficas de isotermas y su relación con la secuencia paragenética, a partir de la cual se indican las zonas que son más favorable para la mineralización. Con esta información se elabora un modelo idealizado generalizado de la inclinación o plunge de mineralización ya que es de primordial importancia en la exploración.

Finalmente se realiza un estudio termodinámico con el propósito de guiar la exploración a zonas con mayor concentración de Au.

ABSTRACT

This report of proficiency, we present a study based on the structural analysis of Pataz batholith where we detail the methodology of the study. Then we explain the geological context, as well as the tectonic evolution of the area from the Paleozoic to Cenozoic mineralization that have favored and have affected the distribution of the lodes. In addition to this, we gives details of a study of the petrography and fluid inclusions on El Gigante deposit, which shows graphics of isotherms and its relationship with the paragenetic sequence, from which we indicate areas that are more favorable for mineralization. With this information, we elaborate an idealized model mineralization plunge, which is of paramount importance in the exploration.

Finally, we performed a thermodynamic study intended to guide the exploration to areas with higher concentrations of Au.

INDICE

INTRODUCCION
CAPITULO I: GENERALIDADES
1.1 Ubicación y acceso14
1.2 Metodología de trabajo18
1.2.1 Trabajos de campo18
1.2.2 Trabajos de laboratorio18
1.2.3 Trabajos de gabinete19
1.3 Fisiografía y geomorfología19
1.3.1 Relieve
1.3.2 Rasgos y unidades geomorfológicas20
1.3.3 Procesos geomorfológicos
1.3.4 Hidrografía y drenaje24
1.3.5 Clima, vegetación y fauna24
1.3.6 Recursos naturales
1.3.7 Marco socioeconómico
CAPITULO II: GEOLOGIA REGIONAL
2.1 Estratigrafía
2.1.1 Rocas metamórficas
2.1.2 Rocas volcánicas
2.1.3 Rocas sedimentarias

2.2 Intrusivos	36
2.2.1 Batolito de pataz	36
2.2.2 Diques andesíticos	
2.2.3 Stocks porfiríticos	
2.3 Contexto tectónico	42
2.3.1 Generalidades	42
2.3.2 Plegamientos	45
2.3.3 Fracturamientos	45
2.3.4 Fallas	46
2.4 Mineralización	49
2.4.1 Relaciones entre mineralización e intrusiones	50
2.4.2 Eventos geoquímicos que dan origen a la mineralización	51
2.5 Paragénesis	53
2.6 Alteraciones	55
2.6.1 Fílica	55
2.6.2 Silicificación	56
2.6.1 Propilitización	56
CAPITULO III: ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL BATOLITO	
3.1 Fundamento	58
3.2 Control regional	62
3.2.1 Orientaciones y estilos de los depósitos	62
3.3 Análisis estructural de los depósitos	67

3.2.1 Zona norte (distrito de Pataz)
3.2.2 Zona sur (distrito de Parcoy)

CAPITULO IV: TERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS EN LA ZONA EL GIGANTE

4.1 Consideraciones previas	84
4.1.1 Inclusión de fluidos: Definición	84
4.1.2 Clasificación	85
4.2 Principios básicos del análisis termométrico	89
4.2.1 Calentamiento	89
4.2.2 Congelación	90
4.3 Petrografía y termometría de inclusiones fluidas	95
4.4 Isotermas de vetas	97
4.4.1 Interpretaciones	105
4.5 Estimación de la presión y la profundidad de captura	107
4.5.1 Estimación de la presión	108
4.5.2 Cálculo de la profundidad	109
CAPITULO V: ANÁLISIS TERMODINÁMICO	
5.1 Geoquímica de los procesos mineralizadores	110
5.2 Construcción del diagrama pH vs. log f O ₂	112

5.3 Interpretación del diagrama pH vs. log f O₂.....117

CAPITULO VI: MODELO PROPUESTO

6.1 Modelo estructural de los depósitos	119
6.1.1 En la zona norte (Pataz)	119
6.1.2 En la zona sur (Parcoy)	121
6.2 Modelo de la inclinación o plunge de mineralización del depósito El Gigante	122
CONCLUSIONES	
RECOMENDACIONES	
BIBLIOGRAFÍA	

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Plano de ubicación17
Figura 2.1: Plano geológico regional
Figura 2.2: Columna lito-estratigráfica
Figura 2.3 : Plano geológico-estructural
Figura 2.4: Falla A-B 48
Figura 2.5: Falla A-B 48
Figura 2.6: Mineralización cuarzo-pirita-arsenopirita-galena-marmatita 50
Figura 2.7: Edades de mineralización e intrusiones
Figura 2.8: Secuencia paragenética generalizada
Figura 2.9: Fotomicrografías en sección pulida
Figura 2.10: Fotomicrografía de las alteraciones en sección delgada 57
Figura 3.1: Generación de fallas por la acción de esfuerzos 59
Figura 3.2 : Diagrama de esfuerzos de fallas transversales
Figura 3.3: Diagrama de esfuerzos de fallas diagonales 60
Figura 3.4: Diagrama de esfuerzos de fallas longitudinales 61
Figura 3.5: Diagrama de esfuerzos de vetas
Figura 3.6: Proyección equiareal de vetas y elementos estructurales
Figura 3.7: Plano geológico – estructural del distrito de Pataz 69
Figura 3.8: Diferentes métodos de análisis estructural 70
Figura 3.9: Plano geológico - estructural del distrito de Parcoy

Figura 3.10: Estereodiagrama del sistema Huinchus-La Paccha
Figura 3.11: Estereodiagrama del sistema Los Loros
Figura 3.12: Estereodiagrama del sistema Cabana
Figura 3.13: Estereodiagrama del sistema Far West
Figura 3.14: Estereodiagrama del sistema Las Chilcas
Figura 3.15: Estereodiagrama del sistema La Española
Figura 4.1: Clasificación de Nash
Figura 4.2: Distribución de inclusiones fluidas
Figura 4.3: Diagramas de fases P-T del agua
Figura 4.4: Gráfico de Shepherd et al. (1985)
Figura 4.5: Diagramas de temperatura de homogenización vs. salinidad
Figura 4.6: Tipos de inclusiones fluidas95
Figura 4.7: Diagramas de temperatura de homogenización vs. salinidad
Figura 4.8: Diagramas de temperatura vs. salinidad del depósito El Gigante 97
Figura 4.9: Sección geológica B – B'98
Figura 4.10: Plano de ubicación de muestras100
Figura 4.11: Plano de Isotermas de la veta Esperanza101
Figura 4.12: Plano de Isotermas de la veta Valeria102
Figura 4.13: Plano de isotermas de la veta Cabana-2103
Figura 4.14: Plano de isotermas de la veta Cabana-3104
Figura 4.15: Plano composito con la dirección de fluidos106
Figura 4.16: Diagrama P – X del sistema H ₂ O-NaCl107

Figura 4.17: Diagrama $P - X$ del sistema H ₂ O-NaCl - El Gigante	109
Figura 5.1: Diagrama de pH vs. fO ₂ para los fluidos hidrotermales a 250°C	116
Figura 6.1: Modelo tridimensional del sector norte de Poderosa	120
Figura 6.2: Modelo tridimensional del depósito El Gigante	121
Figura 6.3: Inclinación de mineralización del segundo evento	123

INDICE DE TABLAS

Tabla 1.1 Acceso por vía aérea.	15
Tabla 1.2 Acceso por vía terrestre	16
Tabla 4.1: Tabla de análisis estructural del depósito El Gigante	83

INTRODUCCIÓN

El batolito de Pataz es un depósito orogénico también referido como mesotermal por Groves et al. (1998) que alberga importantes estructuras sigmoidales mineralizadas, en donde se encuentran medianas mineras dedicadas a la explotación de minerales económicos, principalmente oro. En la actualidad el aporte aurífero de esta región metalogenética es principalmente producido por tres principales empresas: Consorcio Minero Horizonte, Minera Aurífera Retamas y Cia. Minera Poderosa, así como también otras pequeñas mineras que contribuyen a la producción.

Dado a la gran demanda y dinámica de las mismas se hace cada vez más difícil encontrar nuevas zonas mineralizadas que abastezcan las exigencias de la mina, por ello es necesario un entendimiento de las estructuras mineralizadas y los procesos que los afectaron. En busca de ello se hace un análisis estructural, estudio de inclusiones fluidas así como un estudio termodinámico que son herramientas fundamentales que nos servirán en la toma de decisiones en la exploración en superficie e interior mina.

Finalmente las minas que se encuentran en el batolito de Pataz enfrentan el gran reto de que al profundizar los costos aumentan, por ello se hace necesario encontrar zonas mineralizadas accesibles. Centraremos nuestro estudio en los depósitos La Lima, Papagayo, El Tingo pertenecientes al distrito de Pataz en la parte norte del batolito de Pataz, así como en el depósito El Gigante perteneciente al distrito de Parcoy, ubicado en la parte sur del batolito de Pataz, con la excepción de la zona de Buldibuyo que se encuentra en la parte sur del batolito.

Los objetivos de estudios son: primero realizar un modelo estructural del batolito de Pataz, tanto en la zona norte como en la zona sur, definiendo procesos tectónicos que favorecieron y afectaron la mineralización, que permita la exploración de nuevas estructuras mineralizadas.

Definir la inclinación de mineralización así como la elaboración de isotermas (en base al estudio de inclusiones fluidas) que permitan una correlación con la paragénesis y de esta manera ubicar zonas con mayor concentración de Au. Además, realizar un estudio termodinámico que permita conocer bajo que tio-complejo el Au precipitó, así como también qué condiciones de pH y de fugacidad de oxigeno (fO₂) fueron los más favorables para la precipitación de Au.

Finalmente poner en consideración este trabajo para poder obtener el Título Profesional de Ingeniero Geólogo en la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica.

CAPITULO I

GENERALIDADES

1.1 Ubicación y acceso

Ubicación

El Batolito de Pataz se ubica en provincia de Pataz, al Este de la ciudad de Trujillo, en el departamento de La Libertad (Figura N°1.1). Dentro de la Carta Geológica Nacional (escala 1:100000) se ubica en los mapas geológicos de los cuadrángulos de Pataz (16-h), Juscusbamba (16-i), Pallasca (17-h) y Tayabamba (17-i).

Las coordenadas UTM (Datum PSAD 56 Zona 18 Sur) de los vértices del rectángulo que limita la zona son:

a)	172000-Е	9168000-N
/		/

- b) 276000-Е 9168000-N
- с) 276000-Е 9060000-N
- d) 172000-E 9060000-N

Accesibilidad

La zona de estudio es accesible por vía terrestre o por vía aérea. El itinerario terrestre es a partir de la ciudad de Trujillo atravesando la ciudad de Huamachuco llegando al pueblo de Chagual a orillas del río Marañón para luego llegar a la localidad de Retamas.

Vía aérea se accede desde la ciudad de Lima como también de la ciudad de Trujillo en avionetas.

Por vía aérea:

Tabla N°1.- Acceso por vía aérea

De	Α	Distancia (Km)	Tiempo (hh:mm)	Medio
Lima	Pias	910	1:10′	Vuelo Comercial
Trujillo	Pias	350	0:30′	Vuelo Comercial
Trujillo	Chagual	300	0:25′	Vuelo Comercial

Por vía terrestre:

De	Α	Distancia (Km)	Tiempo (hh:mm)	Medio
Lima	Trujillo	562	8:00′	Asfaltado
Trujillo	Huamachuco	179	4:30′	Asfaltado
Huamachuco	Chagual	168	6:30′	Trocha carrozable
Chagual	Retamas	70	2:00′	Trocha carrozable
TOTAL		979	21:00'	

Tabla $N^{\circ}2$.- Acceso por vía terrestre.



1.2 Metodología de trabajo

1.2.1 Trabajos de campo

Para lograr una interpretación de estas estructuras se realizó tomas de datos de los principales sistemas de fallamiento y de estructuras mineralizada, lo cual se realizó tanto en interior mina como en superficie. En interior mina se tomaron medidas de los parámetros estructurales de las fallas de primer orden y segundo orden. En superficie se realizó una salida de campo a Chagual, Retamas, Buldibuyo, Tayabamba y a Santiago de Challas que abarca la zona del batolito de Pataz con el propósito de realizar una mapeo de los principales sistemas de fallas y de mineralización.

1.2.2 Trabajos de laboratorio

Los trabajo de Laboratorio fueron realizados por BISA (Buenaventura Ingenieros S.A.), en la cual se tomaron 151 muestras para el estudio de inclusiones fluidas, teniendo como objetivo determinar la temperatura de homogenización, presión y salinidad, de las cuales solo 137 se tomaron en consideración.

1.2.3 Trabajos de gabinete

Para la construcción de los estereodiagramas así como para la interpretación de los esfuerzos se utilizó el programa Tectonics FP.

La digitalización e interpretación del plano geológico y estructural regional del Batolito de Pataz se realizó a una escala de 1/100000.

Adicionalmente al trabajo estructural se realizó planos de isotermas de las principales vetas, así como también el cálculo de la presión y el desmantelamiento que habría sufrido desde la formación del depósito.

Por otra parte en base a estudios de inclusiones fluidas se determinaron la presión y temperatura las cuales fueron utilizadas en el análisis termodinámico. Se construyeron curvas de pH vs. fO₂, en la cual se utilizó el programa SUPCRT92 (Johnson et al., 1992), para determinar la constante de equilibrio de las ecuaciones químicas.

1.3 Fisiografía y geomorfología

1.3.1 Relieve

El relieve de la zona es muy accidentado y abrupto característico de los Andes, con quebradas, ríos encañonados y laderas pronunciadas con fuertes pendientes y elevaciones entre los 3600 y 4200 m.s.n.m. La zona es un típico valle en formación, emplazado en el flaco occidental de la Cordillera Oriental de los Andes.

El modelaje superficial de la zona ha adoptado caracteres geomorfológicos definidos, debido a la acción de los factores exógenos, así como endógenos que actuaron y actúan en la zona, es decir la fisiografía de la zona es el resultado de la acción de factores climático como la humedad y la temperatura que determinan el grado de meteorización de las rocas y suelos, así como el trabajo posterior del viento y el agua, ya sea como agentes erosivos o de transporte de los productos de desintegración de las rocas. Se observan caracteres definidos tales como las elevaciones con cumbres redondeadas y los valles.

El tipo de paisaje se podría clasificar como compuesto y multicíclico, que es el resultado de varios procesos geomorfológicos tales como la erosión pluvial, eólica y la meteorización de las rocas.

1.3.2 Rasgos y unidades geomorfológicas

Las unidades geomorfológicas del área son el resultado de los efectos degradacionales que ocasionaron los factores climáticos que determinan el grado de meteorización en la zona.

Las unidades geomorfológicas reconocidas en la zona de estudio son:

Cordillera oriental

Constituyen la cadena de elevaciones (C. Lajas, C. Gigante, entre otros) que se alinean en sentido NO-SE coronada por una línea de cumbres que varían entre los 3500 a más de 4200 m.s.n.m., las cuales se alinean con el flanco oriental de la cordillera de los Andes, la erosión glaciar ha formado circos glaciares como el caso del C. Mushmush, C. Negro; formando lagunas glaciares, con respecto a la zona de estudio se encuentran al Este y al Oeste.

Vertiente cordillerana – ladera cordillerana

Es una franja cuya característica principal son sus flancos de fuertes pendientes formado por acción de las aguas de escorrentía de los ríos Llacuabamba y Parcoy, que se unen al río Huinchos para luego llegar hasta la laguna de Pías, las altitudes varían desde los 2600 a los 3500 m.s.n.m., tienen similar orientación que la cordillera y están frecuentemente disectados por valles encañonados de drenaje subparalelo a convergente.

Valle – cañón

Presencia de valles juveniles en forma de "V" y quebradas que cortan a las laderas, el rango de altitudes varía de los 2600 a más de 4100 m.s.n.m., como Porvenir, Mano de Dios, Pomachay sobre cuyos fondos discurren los ríos Llacuabamba y Parcoy. Son valles encañonados de paredes abruptas que conforman la red hidrográfica de la zona de estudio, en las cabeceras de quebradas se observan depósitos aluviales formando terrazas fluviales; también en algunas partes de los flancos de estos cañones. Sobre estas terrazas se asientan pequeños poblados que desarrollan algo de agricultura, estando muchos de ellos en proceso de deslizamiento.

1.3.3 Procesos geomorfológicos

El relieve terrestre va evolucionando en la dinámica del ciclo geográfico mediante una serie de procesos constructivos y destructivos que se ven permanentemente afectados por la fuerza de gravedad que actúa como equilibradora de los desniveles; es decir, hace que las zonas elevadas tiendan a caer y colmatar las zonas deprimidas. Estos procesos hacen que el relieve transite por diferentes etapas. Los desencadenantes de los procesos geomorfológicos pueden categorizarse en cuatro grupos:

Factores geográficos

El relieve se ve afectado tanto por factores bióticos como abióticos, de los cuales se consideran propiamente geográficos aquellos abióticos de origen exógeno, tales como el relieve, el suelo, el clima y los cuerpos de agua. El clima con sus elementos tales como la presión, la temperatura y los vientos.

El agua superficial con la acción de la escorrentía, la acción fluvial. Los hielos esporádicos en la región en épocas de helada, entre otros. Son factores que ayudan al modelado, favoreciendo los procesos erosivos.

Factores bióticos

El efecto de los factores bióticos sobre el relieve suele oponerse a los procesos del modelado, especialmente considerando la vegetación que es abundante en la región, sin embargo, existen no pocos animales que colaboran con el proceso erosivo tales como el ganado vacuno, ovino, etc.

Factores geológicos

Tales como la tectónica, el diastrofismo, la orogénesis y el vulcanismo, son procesos constructivos y de origen endógeno que se oponen al modelado e interrumpen el ciclo geográfico.

Factores antrópicos

La acción del hombre sobre el relieve es muy variable, dependiendo de la actividad que se realice como la agricultura que es muy común en la región, la minería que debido a que es un distrito minero se tiene bastante actividad en la región, en este sentido y como comúnmente pasa con el hombre es muy difícil generalizar, pudiendo incidir a favor o en contra de los procesos erosivos.

Aunque los distintos factores que influyen en la superficie terrestre se ven incluidos en la dinámica del ciclo geográfico, sólo los factores geográficos contribuyen siempre en dirección al desarrollo del ciclo y a su fin último; la penillanura. Mientras que el resto de los factores (biológicos, geológicos y antrópicos) interrumpen o perturban el normal desarrollo del ciclo. De la interacción de estos elementos resulta el proceso morfogenético o modelado dividido en 3 etapas o en tres procesos sucesivos, a saber, la erosión, el transporte y la sedimentación. Este proceso, en gran parte, causante del modelado de la superficie terrestre, teniendo en cuenta una serie de circunstancias.

1.3. Hidrografía y drenaje

El río Molinetes constituye el drenaje principal de la zona así como sus tributarios (río de la quebrada Mushmush, río de la quebrada Ventanas), tiene una dirección predominante de NO a SE; a la altura de Llacuabamba el río toma el nombre de este anexo; aguas norte se une con el río Huinchos dando lugar al río Parcoy que entrega sus aguas a la laguna Pías, para luego discurrir con el nombre de río San Miguel el que confluye con el río Marañón.

El drenaje es de régimen permanente y con variaciones en su caudal en temporada de lluvias. En general el drenaje regional es de tipo dendrítico a subparalelo y tiene un control esencialmente litológico; subparalelo, propio de rocas metamórficas (Complejo Marañón) y dendrítico, típico de rocas volcánicas (Volcánicos Vijus, Grupo Mitu) e intrusivas (Batolito de Pataz).

1.3.5 Clima, vegetación y fauna

El clima en general es el típico de la región andina, presenta dos variantes climatológicas marcadas durante el año; una lluviosa de Noviembre a Abril y

otra relativamente seca el resto del año, las precipitaciones varían de un lugar a otro debido a factores topográficos locales, por elevaciones que se presentan. La temperatura asciende hasta 20°C durante el día, y en las noches desciende por debajo de los 0°C. En cuanto a la humedad relativa en el área tiene variaciones a lo largo del día siendo las más bajas en horas vespertinas con un 21% e incrementándose estas en las primeras horas del día hasta llegar a un 59% de acuerdo con la época de estación del año. Los vientos predominantes de la zona tienen una dirección SSE, existiendo vientos secundarios de dirección SSO, la velocidad promedio de los vientos es de 3 m/seg. , las menores velocidades se presentan entre las primeras horas del día y la mayor intensidad al medio día. (Datos de Estación meteorológica de la mina CMH S.A. 1997).

La vegetación a consecuencia del clima y la altitud de la zona se presenta en dos formas: Una corresponde a los valles y fondos de quebradas en los que se cultiva productos de pan llevar como papa, camote, trigo, maíz, habas, ñuña, etc., también algunos árboles y arbustos pequeños. En las zonas más altas predominan los pastos naturales, ichu, tajul, quillas, matorrales espinosos entre las que se encuentran las acacias (guarango).

La zona se caracteriza por tener una fauna constituida principalmente por aves silvestres con una diversidad de cerca de 25 especies entre las que se encuentran: Notrechelidon Cyanoleuca, Molothrus Bonariensis, Thraupis Epicopus, Carduelis Magallanica, Sicalis Flaveola, Pheucticus Crysopeplus, Passer Domesticus, etc., existiendo también vacunos, ovinos, porcinos y equinos (caballos y asnos). Entre las aves de paso se observó águilas, palomas, santarositas y gallinazos.

1.3.6 Recursos naturales

Entre los recursos naturales más importantes en la zona tenemos:

Hidrológico: Se tiene un buen caudal de agua del cual se podría aprovechar para obtener energía eléctrica, en las diferentes lagunas de la zona también se puede encontrar truchas.

Forestal: Se aprovecha los pastos naturales para la crianza de ganado doméstico pero en poca escala, también se cuenta con algunos bosques de eucalipto del cual se provee la mina para el sostenimiento, pero en poca cantidad y en épocas de verano.

Minero: Este recurso es el más importante ya que ha cambiado la forma de vida de los lugareños cambiando las actividades usuales que se hacían por el trabajo en la mina, a su vez ha dado un matiz más dinámico en la cultura y el comercio de toda la región, cabe mencionar la generación de empleo no sólo minero sino alternativo pero relacionado a esta actividad.

1.3.7 Marco socioeconómico

La influencia socio económico se centra en los poblados de Llacuabamba, Retamas y Parcoy cuya población estimada en el censo de 1993 alcanzó una cifra urbana de 363 y una rural de 8863 habitantes. Aunque la agricultura es deficiente el mayor porcentaje de personas se dedican al cultivo de sus pequeñas tierras de cultivo con productos de pan llevar y frutales, generalmente para su propio consumo. Existe un gran porcentaje de personas que hablan castellano.

La población económicamente activa se dedica en su mayoría a la extracción 2366, a la transformación 309 y servicios 507 habitantes. Esta área obtiene una clasificación de Pobreza Crítica en el País como un Estrato II con la población de grupos de pobreza.

En la zona no existen vestigios de restos históricos, culturales ni arqueológicos.

CAPITULO II

GEOLOGIA REGIONAL

En el área de estudio que corresponde al Batolito de Pataz, afloran rocas desde el Proteozoico y Palezoicas, compuestas de rocas metamórficas del basamento cristalino, metavolcánicas, intrusivas y volcánicas, sedimentarias y volcánicossedimentarias.

La secuencia estratigráfica de la zona de estudio presenta una serie de exposiciones, las cuales se grafican en el plano geológico regional (Figura N°2.1) y su columna estratigráfica regional (Figura N°2.2).

2.1 Estratigrafía

2.1.1 Rocas metamórficas

Complejo Marañón

La base de la columna estratigráfica de la región está formada por una secuencia metamórfica a la cual se le da el nombre de Complejo Marañón. Las rocas del complejo afloran a lo largo del rio Marañón sobre un ancho aproximado de 15 Km (Ver Figura N°2.1). El profundo corte del valle del Marañón permite la observación de un grosor máximo de más de 2 km.

Se definen tres unidades, de las cuales solo la unidad superior se encuentra en la zona de estudio. Donde la unidad inferior está constituida por mica-esquistos, rocas foliadas gris verdosas, la foliación va desde una laminación fina hasta una esquistosidad somera, están asociadas vetillas de cuarzo que generalmente cortan la foliación. La segunda unidad presenta meta-andesitas verdosas silicificadas y afloran en el flanco Este del Rio Parcoy, con un espesor promedio de 250 m. Finalmente, en la parte superior de la secuencia se observan filitas negras a verde oliva de textura fina con presencia de cuarzo de segregación y diseminación fina de pirita diagenética euhedral, las cuales afloran en el área de estudio llegando a espesores de entre 1000 a 1500 m.

A la última secuencia se le asigna una edad Ediacarano (Neo-proterozoico) Toyoniense (Cámbrico Inferior) (Haeberlin, 2002). Esta secuencia, a diferencia de lo que expone Haeberlin (2002) mencionando tres fases de deformación, se encuentra afectada por tectónica peculiar (thin skin), donde se han reconocido dos fases de deformación, 1) una penetrativa, que genera la esquistosidad y 2) la otra fase que pliega la esquistosidad anterior.

2.1.2 Rocas volcánicas

Volcánicos Vijus

Esta secuencia volcánica submarina, compuesta por lavas andesíticas a basálticas verdosas con estructuras en almohadilla (500 m), presenta flujos piroclásticos sobre-yacientes (500 m) presenta flujos piroclásticos sobre-yacientes (500m); y esta alterada en su base por areniscas púrpura, conglomerados y lutitas negras (Haeberlin, 2002), seguida de ignimbritas masivas de composición riolítica a dacítica (200 m).

Esta secuencia de 1200 m. de espesor, fue denominada como Vocánico Lavasen por Wilson y Reyes (1964) atribuyentes una edad Cenozoica, sin embargo la edad atribuida por Heberlin (2002) de estos volcánicos de tras-arco fue de Amganiense (Cámbrico Medio) a Arenigiano (Ordovicico Inferior), ésta última edad obtenida a partir de un metabasalto.



2.1.3 Rocas sedimentarias

Según Haeberlin (2002), desde el Silúrico hasta el Devónico existe un Hiato debido a que no hubo depositación por emersión o por una erosión completa durante el Paleozoico Tardío.

Formación Contaya

Esta unidad aflora al este de la mina Parcoy, está constituida básicamente por lutitas pizarrosas grises oscuras con intercalaciones de areniscas grises laminadas. También es frecuente la presencia de pirita muy fina diseminada y en venillas de milímetros asociado a cuarzo, esto ocurre cerca a la quebrada el OSO de Trapiche. En las lutitas grises se han identificado restos de graptolitos. Esta formación corresponde al Ordovícico.

Grupo Ambo

Se ubica en los flancos de los ríos Marañón y Parcoy con espesor promedio de 300 m.

Al norte del área de estudio, está conformado principalmente por rocas de ambientes fluviales deltaicos que consisten en areniscas, lutitas y conglomerados negro marrón en capas delgadas a medianas. Estas últimas indican épocas de crecida y estiaje de los ríos respectivamente.

Este grupo aflora en la quebrada del Chorro y Cabana sobre el batolito de Pataz. En general el grupo Ambo es compacto, no existe estratificación y corresponde al Missisipiano Inferior, la edad asignada es de 345 M.a. (Johgmans, 1954).

Grupo Mitu

En el flanco Oeste de la zona de estudio hacia el contacto con el batolito de Pataz, aflora una formación paleozoica de arenisca y conglomerados con el grupo Mitu, cuyo rumbo y buzamiento promedio es N40°O y 60°NE respectivamente.

El control estructural NO-SE que limita al Grupo Mitu y el contacto tectónico entre estas rocas y las rocas intrusivas del Batolito de Pataz evidencia la magnitud de las orogenias Finihercinica y Peruana, reactivando a la falla inversa Huinchus-La Paccha que llega a desplazar cientos de metros de material en sentido vertical.

Los diferentes espesores que representa el Grupo Mitu, posiblemente tenga su origen en fallamientos de pilares y fosas que controlaron la sedimentación y espesor del grupo, el cual llega a medir 300 m. en promedio al Oeste de Huaylillas, entre Huacrachuco y San Buenaventura.

El Grupo Mitu de los Andes del Norte, ha sido asignado del Lopingiano (Pérmico Superior) al Triásico Inferior (Haeberlin, 2002).

Grupo Pucara

En la zona de estudio aflora ampliamente al extremo Oeste como una franja con dirección NO-SE controlada por el mismo sistema de fallas que limita al Grupo Mitu.

Litológicamente está conformada por calizas gris oscuras con intercalaciones de lutitas negras y grises, dentro de esta secuencia existen horizontes de margas, dolomitas, areniscas y calizas arenosas. Las calizas presentan frecuentemente nódulos de chert negro y venillas de calcita, superficialmente se intemperizan a blanco grisáceo y gris amarillentas, en cambio las lutitas toman coloraciones rojizas y verdosas.

Este grupo alcanza un espesor máximo de 300 m. al Oeste de Buldibuyo (Tayabamba); se le ha asignado al Triásico Superior-Jurásico Inferior, 180 M.a. (Wilson y Reyes 1964).

Formación Goyllarisquizga

En el Norte peruano, el Grupo Goyllarisquizga esta condensado en una sola secuencia epicontinental de facies areno-cuarzosas, conocida como Formación Goyllarisquizga. (Carta Geológica Nacional, Boletin 55, 1995).

La Formación Goyllarisquizga, se extiende con rumbo NO-SE, desde Huancavelica, siguiendo por Junín, Cerro de Pasco, Valle del Marañón, Huánuco, pasando por el Este de Cajamarca hasta llegar al Ecuador, suprayace en discordancia angular a las calizas del Grupo Pucara del Jurásico. Por su dureza sus afloramientos forman crestas alargadas y farallones. Aflora al Sur de la zona de estudio, donde está constituida por areniscas y cuarcitas blancas de grano medio a grueso a microconglomerádicos. Localmente se intercalan con horizontes de lutitas grises a rojizas y derrames volcánicos presenta en estratos medianos a potentes con estratificación cruzada. Estas facies en la región tienen un grosor variable, pero el grosor máximo se ubica en las vecindades de la Hacienda Maya (Mollebamba); en otros lugares es raro verlas sobrepasar los 200 m. de espesor. En los alrededores de Huaylillas y Quiches (Tayabamba), Huacrachuco y San Buenaventura (Pomabamba), alcanzan grosores de 150 m. Se le asigna una edad Neocomiano (Cretáceo Inferior) (Heaberlin, 2002)

Formación Crisnejas

Compuestas por calizas, areniscas calcáreas y lutitas con una potencia de 200 m, aflora a 60 Km. Al norte de Pataz (Benavides 1956). Las calizas son nodulares, arcillosas y tienen una coloración gris a pardo claro, se presenta en capas medianas a gruesas, las areniscas y lutitas ocurren con intercalaciones entre calizas. Existen horizontes de calizas puras que en superficie presentan lapiase (grietas de disolución) bien definidas.

A esta formación se le asigna una edad Albiano Medio (Cretáceo Inferior) y se le correlaciona con las formaciones Chulec y Paritambo, también con la formación Chota de la Amazonía.
Formación Chota

Pertenecen a esta formación de las denominadas Capas Rojas, litológicamente está constituido por lutitas, areniscas y conglomerados rojos, estos últimos están formados por fragmentos redondeados a sub-redondeados englobados por una matriz areno-cuarzosas, presenta una estratificación cruzada y capas lenticulares gradadas, con una potencia de 200m.

Se le asigna una edad Cretáceo Superior (Albiano Superior-Cenomaniano Inferior) (Wilson y Reyes 1964). Aflora en la localidad de Alpamarca, camino a Pias.

2.2 Intrusivos

2.2.1 Batolito de Pataz

El Batolito Carbonífero - Mississipiano de Pataz es parte de una gigante intrusión de composición calco alcalina, el cual se extiende a lo largo de la Cordillera Nororiental (Laubacher y Megard 1985). Tiene una forma lenticular alargada se debe a su emplazamiento a lo largo de una fractura regional de dirección andina NO-SE alineada a lo largo del flanco Oriental del Marañón, este batolito aflora a lo largo de 160 Km. con anchos que varían de 2 a 8 Km. y largo aproximado de 70 Km., entre Vijus y Buldibuyo, se observa 2 Km. de ancho en Retamas Parcoy.

Este intrusivo se presenta muy fracturado, sus zonas de debilitamiento y fracturamiento en un comienzo han servido de canales de transporte de las

soluciones mineralizantes, que dieron lugar a la formación de las vetas. El batolito de Pataz está limitado por dos grandes fallas, una al lado NE que lo pone en contacto con el complejo Marañón y la otra al borde SO que lo separa del paquete sedimentario del Mesozoico, ambas fallas son de alto ángulo y probablemente están asociadas a fallas de gravedad que originó la fosa tectónica del Marañón y han podido servir de canales de transporte de las soluciones de la mineralización.

El batolito de Pataz según dataciones radiométricas está entre las edades 305 y 332 M.A. (Schercieber, 1990), ubicándose dentro del Carbonífero Inferior. Las rocas intrusivas del Batolito de Pataz también han sido datadas por métodos de 40 Ar/Ar³⁹ en biotitas (Haeberlin et al., 2002) los que localizan la edad de 329.2 ± 1.4 y 328.1 ±1.2 M.A. para el monzogranito y la granodiorita, respectivamente del plutón de Pataz. La aplita fue datada con 322.1 ± 2.8 M.A. en moscovita y 325.4 ± 1.4 M.A. en biotitas, y representan un pulso magmático un poco más joven del batolito de Pataz (ver Figura N°2.2). También se ha datado la intrusión granodioritica de Parcoy en 329 ± 1 M.A. por el método U/Pb en zircones.

Litológicamente está compuesto por granodiorita de grano grueso, cuarzo monzonita, granito, tonalita, diorita; las rocas presentan texturas granulares (de grano medio) a microgranulares (de grano fino) hasta porfiríticas (mayormente

hipoabisales). El porcentaje areal a nivel de todo el batolito es granodiorita y cuarzo monzonita 55%, tonalita 22%, diorita 13%, granito 9%.

Granito y granodiorita

Estas rocas intrusivas son las que hospedan las vetas y corresponden al Batolito de Pataz de edades que van de 329 a 328 M.a. Se caracteriza por presentar cristales de cuarzo y feldespato equigranulares, poco alterados a albita y sericita, también presenta accesorios como biotitas y ferromagnesianos que pueden estar eventualmente alterados a cloritas.

Microdiorita

Son rocas antiguas mal llamadas granulitas, anteriores al granito-granodiorita, ya que se encuentran como xenolitos dentro del cuerpo granitoide, lo cual indica su temprana edad dentro del sistema magmático. También hospedan vetas. Se presentan más alteradas, donde los ferromagnesianos se encuentran alterados casi en su totalidad a cloritas, asi como los feldespatos se encuentran sericitizados y albitizados.

Sin embargo, gracias a estudios geoquímicos avanzados se pudo determinar su composición en base a elementos mayores (Si) y traza (Zr, Ti) que no sufren modificación a pesar de la presencia de fluidos que puedan alterar la composición original de la roca.

Tonalita y diorita porfirítica

La textura así como la morfología de la presencia de estas rocas indican que se trataría de cuerpos tabulares, a modo de grandes diques, que irrumpen las rocas antes descritas. Presenta cristales bien desarrollados de cuarzo y feldespatos (plagioclasas), donde la matriz afanítica se encuentra moderadamente alterada a cloritas y sericitas.

Cabe mencionar que se confirmó la composición de esta roca usando geoquímica de elementos mayores y traza, al igual que el caso de microdioritas.

2.2.2 Diques andesíticos

Estos cuerpos tabulares, cuya morfología es relativa irrumpen todo lo antes descrito, sin embargo su presencia no es representativa. Su composición fue determinada por geoquímica avanzada, ya que la microscopia realizada en esta roca fue limitada ya que la textura afanítica de la roca impide determinar con claridad su composición. No se ha determinado la edad de estos diques pero es posterior a la intrusión del batolito de Pataz y la mineralización.

2.2.3 Stocks porfiríticos

Afloramientos de esta clase de roca se encuentran en diferentes sectores del cuadrágulo en forma de pequeños stocks. Muchos de ellos son de composición granodiorítica a diorita de textura porfirítica, algunos tienen composición tonalítica, como los documentados al Oeste de Buldibuyo. No obstante la datación por ⁴⁰Ar/³⁹Ar, a pesar del probable exceso de argón junto con las observaciones de campo indica una edad Cretácica de los stocks porfiríticos (Haeberlin et al., 2002)

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA										
ERA	SISTEMA	SERIE	PISO	UNIDAD LITOEST	RATIG	ESP. m	LITOLOGIA	DESCRIPCION DE LAS FACIES	ROCAS INTRUSIVAS	
CENOZOICO	CUATER		HOLOCENO	FLUVIA COLUV ALUVI	NL TAIL AL	100 m		CLASTOS (BLOQUES, CANTOS, ARENAS, LIMOS, ARCILLAS) CANCHALES, DERRUBIOS, ALUVIONES		
			PLEISTOCENO	ALUVIOGLACIALES		loom		MORRENAS, CONGLOMERADOS		
MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	SANTO NIANO	FROMACION CHOTA		200 m		LUTITAS INTERCALADAS CON AREMISCAS LIMOLITAS DE GRAN ESPESOR DE COLOR ROJO.		
		INFERIOR	ALVIANO MEDIO	FROMA CRISNE	CION JAS	200 m		CALIZAS MACIZAS INTERCALADAS CON MARGAS DE COLOR GRIS	STOCKS PORFIRINCIA, COMPOSICION MONZONITICA Y	
			NEOCO NIANO	FORMACIO GOLLARIS	DN QUIZG	50-150 m		ARENISCAS Y (IDNGLOMERADI) DE COLOR BLANCO		
	JURASICO	LIAS	SINENUR NORIANO	grupo pucara		300 m		CALIZAS DOLOMITICAS INTERCALADAS DOLOMITAS Y CALIZAS DE COLOR GRIS CLARO A NECRO	TONALITICA (Ortigin)	
PALEOZOICO	PERMICO	SUPERIOR		grupo Mitu		300 m		ARENISCAS CON LOMERADICAS INTERCALADAS CON LUITTAS LIMOLITAS Y ARENISCAS CON MATRIZ ARENOSA TOBACEA EN SUBASE		
		INFERIOR		VOLCANICOS VIJUS		1000 m		PIROCLASTOS RIOLITICOS, DACITICOS Y ANDESITICOS.		
	CARBONIFERO	SUPERIOR								
		INFERIOR		GRUP AMBC))	300 m		ARENINCAS, LUTITAS Y COMPLOMERADIOS NECRO MARRÓN,	BATOLITO DE PATAZ, LITOLOTICAMENTE ESTA COMPUESTO POR	
	ORD.			FORMACION CONTAYA		150 m		LUTITAS Y ARENISCAS GRIS OBOURA	GRANODIORITA DE GRANO GRUESO, CUARZO MONZONITA	
PRE - CAMBRIANO				ROCAS METAMORFICAS DEL COMPLEIO MARANON	FILITAS			FILITAS, PIZARRAS	GRANITO, TONALITA, DIORITA, PRESENTAN TEXTURAS GRANULARES (DE GRANO MEDKO)A MICROTGRANULARES (DE GRANO FINO) HASTA PORFIRÍTICAS (MAYORMENTE HIPOABISALES), (529-328 Ma)	
					METAVOLCANIC.	2000 m		META - ANDESITAS RIODACITAS RIOLITAS		
					MICA ESQUISTOS			MARGAS-MICAESQUISTOS (SERICITA-ESQUISTOS) INTERCALADOS CON TOBAS CUARCITICAS		

Figura N°2.2.- Columna Lito - Estratigráfica de la Región de Pataz, (Cuadrángulo de Pataz, modificado de Alvarez H., 2009).

2.3 Contexto tectónico

2.3.1 Generalidades

El batolito de Pataz ha sido afectado por los diversos eventos tectónicos desde los últimos 300 M.A. Estos aspectos tectónicos representan el resultado de varios procesos orogénicos y magmáticos ocurridos durante el Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. Las diferentes estructuras que se presentan en el batolito de Pataz corresponderían a la provincia de bloques fallados (Wilson y Reyes 1967), donde hubo varias etapas de tectonismo y levantamientos.

El batolito de Pataz, tiene fallas pre-mineralización y post-mineralización. Previamente el Batolito se habría emplazado en una gran falla regional antigua de rumbo NNO-SSE, cuyos mayores detalles se borraron por efecto de la intrusión del Batolito (P.H. Tumialan 1986).

En la zona de estudio, el sistema de estructuras pre-mineral es complejo, siendo posible que muchas de las estructuras minerales se hayan formado por esfuerzos tectónicos y otros se hayan formado en condiciones de contracción por enfriamiento. Las fallas pre-mineralización son las que controlan la distribución de las vetas. En la etapa estructural post-mineral la continuidad es muy marcada, las fallas con rumbos promedios a E - O y alto ángulo, son muy fuertes y de variados desplazamientos alcanzando decenas a centenas de metros.

Se observan fallas longitudinales subparalelas en rumbo y buzamiento a las vetas mineralizadas, al parecer son fallas de reactivación que han servido para enriquecer las vetas (Ver Plano Geológico - Estructural; Figura N°2.3).



Los rasgos más saltantes que se presentan dentro del área de estudio son:

2.3.2 Plegamientos

Los plegamientos son de extensión regional con ejes orientados de SE a NO, presentándose en las rocas sedimentarias y metamórficas. La dirección probable de los esfuerzos de compresión que originaron estos plegamientos ha sido de NE a SO y NO a SE.

El plegamiento fue probablemente consecuencia de un aumento de velocidad de giro de placa de Nazca tangencialmente hacia el NE, en la tectónica Hercinica, se registró el levantamiento de la mayor parte de la región Andina por una orogénesis, que tuvo su eje en el área correspondiente al flanco pacifico de la cordillera occidental a lo largo de la actual región costera. Los plegamientos afectaron tanto a las capas rojas del Eoceno, como a los arcos volcánicos del Oligoceno y Mioceno (Ciclo Andino). (Noble et al., 1990).

2.3.3 Fracturamientos

Las rocas intrusivas y del Complejo del Marañón se hallan fuertemente fracturadas, debido a los múltiples eventos tectónicos; estos fracturamientos siguieron un patrón estructural derivados de la dirección de los esfuerzos tectónicos, se presentan formando sistemas de fracturamientos locales; NO-SE y E-O, paralela a los esfuerzos de compresión que a la vez originaron microfallas, menos frecuentes NE-SO, paralelo a los esfuerzos de tensión. Las vetas comúnmente se presentan fracturadas y/o craqueladas.

2.3.4 Fallas

En la zona de estudio, uno de los problemas en la exploración, es el aspecto estructural; por la complejidad de la zona. Por lo cual se han clasificado en:

Fallas longitudinales NO – SE

Estas fallas de rumbo subparalelo - paralelo a las vetas generalmente son postminerales que originan ensanchamientos, acuñamientos y discontinuidad local de las estructuras mineralizadas, muchos de estos son de carácter normal – sinextral e inversa - dextral, con rechazos desde centímetros a varios metros.

Estos constituyen un gran sistema ampliamente desarrollado de fallas y fracturas: Gigante – Yanaracra – Culebras, que buzan desde los 10° NE en las zonas bajas, hasta más de 60° NE en las zonas altas del depósito El Gigante.

La reactivación posterior a la mineralización de las fallas, antes mencionada a ocasionado fallamientos paralelos en el techo de las vetas, esto hace que la caja techo se desmorone con facilidad.

En las labores desarrolladas sobre las vetas Gigante uno, Esperanza, Yanaracra sur, Cachaco, Mano de Dios, Yanaracra uno, etc., se observan este tipo de fallas que perturban las vetas.

Fallas diagonales NNO-SSE a N – S

De rumbo promedio N-S a NNO-SSE y buzamiento alto al O, son fallas que se presentan muchas veces agrupadas en bloque (fallamiento gravitacionales), otras veces como estructuras aisladas relativamente. Las vetas en general se hallan afectadas por este tipo de fallamiento ya sea normal, inverso, sinextral o destral, es el caso de las fallas Oeste uno, Cabana cuatro, cinco, Sistema Chilcas, etc., desplazamiento normal - sinextral. Cuando las fallas son de bajo ángulo se presentan como sobre-escurrimientos locales.

Fallas transversales E-O

De rumbo promedio E-O y buzamiento alto al N o S, dentro de este sistema tenemos: Falla uno, E-1, falla veta Pumas uno, Yanaracra Norte uno, A-B, (Figura N° 2.4, 2.5), Cinco, Cabana, San Vicente, Las torres, etc., que desplazan hasta 100 m. en la vertical y 300 m. en la componente horizontal (sinextral) siendo el bloque Norte el que cae o hunde. Generalmente limitan o desplazan a las anteriores, también podemos decir que estas fallas transversales dividen al intrusivo (batolito de Pataz) en bloques y por ende los diversos basculamientos, lo cual se evidencia en el diferente buzamiento de las vetas en diferentes bloques. La Falla Uno es una estructura conocida por su extensión y persistencia, por las observaciones de campo se deduce que es de movimiento inicial inverso – sinextral. Muchas de estas fallas son pre-mineral al sistema de vetas NO – SE, con reactivaciones post-mineral.



Figura N°2.4.- Falla A – B, en el nivel 3615, depósito El Gigante, se nota el cambio litológico y la presencia de panizo, ya que esta falla tiene un desplazamiento en la vertical de 70 mts. Aproximadamente y en la horizontal de 100 a 150 m.



Figura N°2.5.- Falla A – B, en el subnivel 3797, depósito El Gigante, se nota fuerte craquelamiento de las cajas y presencia de óxidos de Fe en la falla, producto de la filtración de agua desde la superficie.

2.4 Mineralización

La aproximación más cercana de la edad de la mineralización es ~314 M.A. obtenido por 40 Ar/ 39 Ar en moscovita, una síntesis en torno a la alteración de las zonas mineralizadas (Haeberlin et al., 2002). La máxima edad de la mineralización fue de 322 ±2.8 M.A. dada por 40 Ar/ 39 Ar en una aplita moscovita. Ambos datos sugieren que la mineralización de oro fue posterior al emplazamiento del batolito de Pataz de 329 M.A. y de los viejos eventos regionales de deformación, (Figura N° 2.7).

El origen de la mineralización ocurre en la fase de distensión N – S del Silésico (Carbonífero Tardío) representadas por el sistema de fallas Los Loros, el cual sirvió de alimentador o "feeder" por donde se transportó el fluido mineralizante rellenando las fallas sub-horizontales pre-existentes y tensionales a la falla Huinchus – La Paccha.

La mineralización en el Batolito de Pataz se caracteriza por presentar vetas sigmoides angostas de bajo ángulo, cuya roca huésped lo conforman granitos y granodioritas con xenolitos de microdiorita, pero generalmente las mayores concentraciones de Au se encuentran en granodioritas y tonalitas.

Las vetas de Au también se encuentran en rocas del Complejo Marañón rellenando los planos de estratificación y foliación de las filitas, aunque algunas las cortan. (Figura 2.6)



Figura N°2.6.- Mineralización cuarzo-pirita-arsenopirita-galena-marmatita (veta Esperanza - zona El Gigante) en donde se nota que esta rellenando los planos de estratificación y foliación de las filitas, dentro de las líneas punteadas en color amarillo se muestra un caballo de filita.

2.4.1 Relaciones entre mineralización e intrusiones

De acuerdo a las edades de la mineralización y las intrusiones félsicas de la provincia de Pataz se define tres eventos en el Carbonífero: a) pulsos granidioríticos – monzoníticos del batolito de Pataz desde 329 a 328 M.A. b) magmatismo aplítico desde 327 a 319 M.A. y c) mineralización de oro desde 314 a 312 M.A. (Ver Figura N°2.7). Estas edades determinadas sugieren que la mineralización no está relacionada a la intrusión del batolito de Pataz o de los diques aplíticos. Las intrusiones de monzonita porfirítica que cortan el batolito

de Pataz son del Cretáceo Superior, los cuales son muy jóvenes para estar relacionados a la mineralización de oro en Pataz.

A pesar que la restricción geocronológica excluye una relación genética entre la mineralización y el batolito de Pataz, es posible que la mineralización de oro podría estar relacionada a una intrusión oculta más jóvenes que los diques aplíticos de 327 a 319 M.A. Sin embargo, podría ser improbable considerando la continuidad del sistema de vetas, control de mineralización y los ensambles mineralógicos. Esto es reforzado por la uniformidad en los isotopos de plomo y la data de inclusiones fluidas en la zona en los distritos de Parcoy y Pataz (Schreiber, 1989; Schreiber et al., 1990b; Macfarlane et al., 1999; Haeberlin, 2002; Haeberlin et al., 2003). La homogeneidad regional con la ocurrencia de vetas de oro con las mismas características sobre toda la provincia de Pataz, es mejor explicada por un gran evento tectónico-termal a escala regional que por discretas intrusiones.

2.4.2 Eventos geoquímicos que dan origen a la mineralización

La mineralización datada de 314 a 312 M.A., ocurrió durante un periodo de desmantelamiento de la faja colisional hospedante. Un incremento del flujo de calor en una corteza gruesa puede haber causado la liberación de grandes cantidades de fluidos con contenido mineral, los cuales fueron concentrados en las estructuras de bajo orden a lo largo del margen del batolito en una transición

dúctil-frágil. Bajo un esfuerzo de acortamiento en la dirección N80°E, los flujos mineralizantes fueron preferentemente concentrados a lo largo de fallas preexistentes, contactos, diques y planos de estratificación, creando vetas de cuarzosulfuros en zonas de cizalla y fracturas extensionales. A lo largo de estos conductos, los fluidos mineralizantes produjeron una intensa alteración de la roca caja, el cual en granito consiste principalmente en muscovita.

En resumen, se deduce que la mineralización de oro en el batolito de Pataz se formó en respuesta a un evento termal de gran escala en una faja colisional engrosada experimentando levantamiento regional.



Figura N°2.7.- Ilustración de las edades aproximadas de la mineralización y del batolito de Pataz, realizadas por Haeberlin et al., 2002.

2.5 Paragénesis

El área de estudio presenta una invariable asociación metálica de Au, Ag, As, Fe, Pb, Zn, \pm Cu, \pm Sb, \pm (Bi – Te – W), y una secuencia de tres etapas de mineralización.

La primera etapa está compuesta de cuarzo lechoso, pirita, arsenopirita y ankerita.

La segunda etapa, posterior al evento de fracturamiento, consiste de cuarzo azul grisáceo, galena, esfalerita (marmatita), calcopirita, Sb-sulfosales, electrum y oro nativo.

Una última etapa de post-mineralización consistió de cuarzo blanco, calcita y dolomita en venillas transversales.

SECUENCIA MINERAL	TEMPRANO	I SECUENCIA	II SECUENCIA	III SECUENCIA
Pirita (FeS ₂)				
Arsenopirita (FeAsS)				
Galena (PbS)				
Esfalerita (ZnS)				
Calcopirita (CuFeS ₂)				
Tennantita (Cu ₃ AsS ₁₃)				
Ankerita (CaFe ²⁺ (CO ₃) ₂)				
Electrum y Au Nativo				
Calcita (CaCO ₃)				
Cuarzo (SiO ₂)				
Dolomita (CaMg(CO ₃) ₂)				

Figura N°2.8.- Secuencia paragenética generalizada de los minerales, de los depósitos de Au de Pataz modificado de Haeberlin et al. (2002).



Figura N°2.9.- Fotomicrografías en sección pulida. **A)** Diminuto grano de oro nativo (oro I) de primera generación, con tamaños de 5 micras dentro de la pirita. **B)** Grano de oro nativo rellenando una fractura angosta en la pirita y mide 235 micras. **C)** Varios granos de oro con galena (gn) rellenando microfracturas en la pirita. Los granos miden 125, y los demás son menores a 15 micras. **D)** Grano de oro nativo (oro II) asociado a la esfalerita (ef) y rellenando fracturas en la pirita (py). Miden 85 y 32 µm; oro en porosidades de la pirita miden rellenando porosidades en la pirita miden 25, 12 y 5 µm.

2.6 Alteraciones

La alteración en granitos y granodioritas, como roca caja, varía poco debido a la poca variación en la litología. En la granodiorita se aprecia una alteración sericítica con débil cloritización y epidotización; en las rocas monzograniticas, la alteración es potásica, cloritización y débil sericitización. La potencia de estas alteraciones depende de la potencia de la veta, asi como de la temperatura, presión de los fluidos, el grado de fracturamiento de las rocas y el tipo de roca. Las rocas del complejo Marañón presentan sericitización y silicificación en tramos localizados. En las zonas que han sido intruidas por el batolito se presentan como digitaciones, en donde las facies de esquisto verde provocaron la cloritización y serpentinización.

2.6.1 Fílica

Este tipo de alteración es bastante común y está dispuesta cerca o casi junto a las estructuras mineralizadas, se puede identificar fácilmente al tacto, en algunos sectores ocurre en forma pervasiva que destruye las características texturales de la roca. La alteración sericítica se localiza adyacente a la veta, presentando un ensamble cuarzo-sericita-pirita en anchos que pueden alcanzar 3 metros.

2.6.2 Silicificación

Este tipo de alteración es muy escasa ocasionalmente se presenta expuestos al piso de la veta. Se presentan con un ensamble cuarzo-pirita-clorita-calcita. Algunas piritas ocurren en forma cúbica, diseminada y en algunos casos formando venillas.

2.6.3 Propilitización

Esta se presenta hacia los bordes de las estructuras mineralizadas, con un ensamble típico de clorita, calcita, pirita, algo de epidota, la coloración es verdosa en algunos casos con halos muy extendidos.



Figura N°2.10.- Fotomicrografías de las alteraciones en sección delgada. **A)** Roca plutónica con alteración fílica (cuarzo-sericita), minerales opacos (OPs) diseminados. **B)** Roca plutónica clasificada como tonalita, la cual presenta una alteración fílica (cuarzo-sericita) intensa. **C)** Roca plutónica alterada por cuarzo-sericita. Minerales máficos alterados por cloritas (CLOs). **D)** Tonalita muy alterada en la cual las plagioclasas están alteradas por sericita (ser) y los minerales máficos alterados por cloritas (CLOs) y epidota (ep).

CAPITULO III

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL BATOLITO DE PATAZ

3.1 Fundamento

La dirección de esfuerzos principales graficada en los estereodiagramas definen el estado de esfuerzos a los que están sometidas las estructuras frágiles (Figura N° 3.1), es así que:

• Cuando σ^2 y σ^3 son horizontales, el estado de esfuerzos efectivo es tipo tensional en la dirección de σ^3 .

• Cuando $\sigma 1$ y $\sigma 2$ son horizontales, el estado de esfuerzos efectivo es tipo compresivo en la dirección de $\sigma 1$.

• Cuando $\sigma 1$ y $\sigma 3$ son horizontales, el estado de esfuerzos efectivo es tipo cizallante o transcurrente.



Figura N° 3.1.- Generación de fallas por la acción de esfuerzos $\sigma 1$, $\sigma 2$ y $\sigma 3$, (Martínez 2002).

Si graficamos los estereogramas para los diferentes casos obtenemos lo siguiente

(Figura N° 3.2, 3.3, 3.4, 3.5).



Figura N°**3.2.-** Diagrama de esfuerzos de las fallas transversales, cuando $\sigma 1 \ y \ \sigma 3$ son horizontales, el estado de esfuerzos efectivo es tipo cizallante o transcurrente.



Figura N°3.3.- Diagrama de esfuerzos de fallas diagonales, cuando $\sigma 1$ y $\sigma 3$ son horizontales, el estado de esfuerzos efectivo es tipo cizallante o transcurrente.



Figura N°3.4.- Diagrama de esfuerzos de fallas longitudinales, cuando $\sigma 2$ y $\sigma 3$ son horizontales, el estado de esfuerzos efectivo es tipo tensional en la dirección de $\sigma 3$.



Figura N°3.5.- Diagrama de esfuerzos de vetas, cuando $\sigma 1$ y $\sigma 2$ son horizontales, el estado de esfuerzos efectivo es tipo compresivo en la dirección de $\sigma 1$.

3.2 Control regional

El control estructural de los depósitos de oro orógenicos de Pataz es observado tanto a escala regional como local. Desde el punto de vista regional, los filones ocupan estructuras de segundo y tercer orden localizados en el techo del sistema de fallas de rumbo N – NO que localmente bordean el margen este del batolito de Pataz. Estas fallas son expuestas de Llaupuy a Huaylillas dentro de un corredor de 6 km. de ancho y son interpretadas como la expresión superficial de un lineamiento principal con rumbo N – NO. Janjou et al, (1981) y Megard (1984) describieron el Valle del Marañón, desde los 7° hasta 12°30'S, como una zona principal de debilidad que está ligado al margen oeste del cratón amazónico. La distribución de los depósitos de oro de Pataz está fuertemente influenciada por los márgenes del batolito de Pataz que tienen una dirección N – NO. Muchos de los filones económicos ocurren a lo largo del margen oeste del batolito, pero algunos particularmente en la parte sur (distrito de Parcoy y Buldibuyo), son emplazados a lo largo del margen este.

3.2.1 Orientaciones y estilos de los depósitos

Las áreas mineralizadas en la provincia de Pataz ocurren en cuatro arreglos estructurales, en orden de importancia económica.

- a) Zona de cizalla con rumbo N NO.
- b) Fracturas extensionales.

- c) Estratificaciones con buzamiento S-E.
- d) Fallas verticales regionales con rumbo E-O.

Filones en zonas de cizalla con rumbo N – NO. En el distrito de Pataz, la mineralización es comúnmente presente como vetas de cuarzo mostrando deformación frágil-ductil dentro de las fallas con rumbo N – NO y buzamientos de 30° a 60° al E-NE (Figura 3.6A). El buzamiento de las vetas disminuye hacia el centro del batolito, creando un patrón de abanico de los filones. Macfarlane et al. (1999) reportó similares orientaciones en los depósitos del distrito de Parcoy, sin embargo con rumbo NO – SE y buzamientos de bajos ángulos para el principal sistema de filones y la presencia de algunas vetas buzando hacia el oeste (Figura 3.6B).

Muchas de las vetas hospedadas en la zona de cizalla están dentro de cuerpos granitoides del batolito de Pataz: algunos se encuentran próximo al hornfels. Pocas vetas ocurren a lo largo de contactos litológicos, en particular los que separan granitoides y hornfels así como los que separan filitas negras y diques aplíticos o lamprofidos: estos contactos pueden alojar altas leyes de oro (encima de 120 g/t Au). La zonas de cizalla mineralizadas varían en espesor de pocos centímetros a más de 8 metros y tienen altas concentraciones de Au, particularmente donde se intersectan con las fallas verticales de rumbo E - O. Las vetas en granodioritas o dioritas son principalmente con sulfuros enriquecido, bandeados a masivos, cuarzo parcialmente brechados. En contraste,

las vetas en monzogranito consisten generalmente de cuarzo de baja ley (3 - 10 g/t Au) con una zona de cizalla menor a 8 m, conteniendo parches de muscovita y la roca caja triturada y alterada. Finalmente en los diques lamprofidos la mineralización consiste en una zona de cizalla rico en clorita, vetas de cuarzo sulfuro masivo.

Filones en fracturas extensionales: La vetas extensionales generalmente ocurren en las zonas de cizalla (e.g., veta El Inca en el depósito Culebrillas) o en fallas verticales (e.g veta Mercedes en el depósito Papagayo (Figura 3.6A) así como a lo largo de contactos litológicos, planos de estratificación y otras zonas de debilidad. Estos contienen xenolitos de roca caja y laminaciones de sulfuros, indicando varios incrementos de abertura y relleno de veta.

Filones concordantes con la estratificación: La distribución de vetas en unidades metasedimentarias pre-Silurianas esta dominantemente controlado por discontinuidades preexistentes. En las secuencias turbidíticas, muchas de las vetas y vetillas están emplazadas concordante a la estratificación (Figura 3.6C).

Filones en fallas verticales: Las fallas verticales regionales E-O a ESE-ONO en el distrito de Pataz son antieconómicos y anteriores a las estructuras de rumbo sin-mineralización (Figura 3.6A). Estas estructuras esporádicamente hospedan cuarzo pods segmentado y triturado, generalmente menos que 20 m. de largo. Similares lentes de cuarzo discontinuo son encontradas en las fallas E – O en el distrito de Parcoy (Figura 3.6B). En el depósito El Tingo, menores lentes con cuarzo estéril, sericita y clorita son también observados a lo largo de las fallas verticales NNE – SSO. Durante la post-mineralización, estas fallas verticales fueron reactivadas y rellenadas con gouge.



Figura N°3.6.- Proyección equiareal de las vetas de cuarzo mineralizado y elementos estructurales relacionados in la provincia de Pataz. A. Vetas mineralizadas en el distrito de Pataz. B. Vetas mineralizadas en el distrito de Parcoy. C. Comparación de las orientaciones de las vetas mineralizadas a la estratificación y ejes de pliegue en la Formación Contaya (depósitos Santa Maria, parte central del distrito de Pataz. D. Distribución de los vetilleos de cuarzo de segundo orden (distrito de Pataz).

3.3 Análisis estructural de los depósitos

3.3.1 Zona norte (distrito de Pataz)

Para determinar la historia de deformación de los filones, se examinaron las orientaciones de los filones productivos con respecto a todas las vetas hidrotermales (Figura N°3.7), la morfología de los filones y fallas, y la información microtectónica colectadas de minas subterráneas (Figura 3.8 A-D).

De acuerdo a la Figura N°3.8 las siguientes observaciones pueden ser realizadas.

- a) No hay estructuras contenedoras de vetas, tampoco vetillas de segundo orden que tengan un buzamiento hacia el oeste en el distrito de Pataz (Figura 3.8A). Los ploteos de las vetas productivas se agrupan en patrones de media luna, los cuales son agrupaciones de polos entre 90°/45°. A diferencia, los polos de estructuras débilmente mineralizadas, tales como las fallas verticales de rumbo E O, ploteados en la periferia de este cluster (Figura 3.8A.). En combinación, estas observaciones son indicativos de un campo compresional orientado a N78°E.
- b) Siguiendo el método inicialmente propuesto por Wallace (1951), los ejes de extensión asociados con todas las vetas mineralizadas productivas en el distrito de Pataz (Figura 3.8B) pueden ser determinadas colocando un cono >45° cercanos al eje vertical y tangente a todas las vetas ploteadas. El eje de este cono

fue gráficamente posicionada en $245^{\circ}/78^{\circ}$ y es considerado como un eje extensional.

- c) Las inflexiones de las vetas al NE o E a lo largo de las vetas con rumbo N S son sigmoides en la continuidad de la principal estructura y son interpretadas como indicativos de movimientos sinextrales- inversos durante la apertura de las fraturas. Por el contrario, las áreas dilatacionales cercanas a las fallas E O, donde las vetas se presentan fuertemente segmentados y rotados (tales como pequeños pull apart), fueron probablemente creados durante la mineralización en un contexto de movimientos sinextrales a lo largo de estas fallas verticales. Basado en estas observaciones, los cuadrantes NE y SO de la proyección estereográfica muestran áreas bajo compresión (Figura 3.8C).
- d) Las numerosas vetillas de segundo orden y de bajo ángulo, son principalmente compatibles con las estructuras P y R de Riedel, las estructuras sub-horizontales y extensional, y las de alto ángulo se relaciona con la antitética R de Riedel en típicas zonas de cizalla ductil-frágil (Figura 3.8D).





Figura N°3.8.- Diferentes métodos de análisis estructural de las vetas mineralizadas en el distrito de Pataz (proyección equiareal). A. Distribuciones del vetilleo de cuarzo de segundo orden y de filones productivos y sus implicaciones para la ubicación del campo de esfuerzo compresivo. B. Distribución cónica de los planos de vetas mineralizadas con el eje X extensional inferido (método de Wallace, 1951). C. Interpretación estructural de las fallas inversas. D. Interpretación de la data microestructural (las fabricas dúctiles S-C y vetilleo de cuarzo secundario son hospedados por fracturas de Riedel R, R', P y tensionales T) de las vetas N – S (data de las vetas La Lima 2, Karola y Consuelo).

Eventos de post-mineralización

La geometría final de los depósitos auríferos está fuertemente afectada por deformaciones frágiles de post-mineralización. Los desplazamientos sinextrales aparentes, el cual puede alcanzar de decenas a cientos de metros, a lo largo de las fallas verticales orientadas E-O son el resultado de tres o más eventos de movimientos de rumbo super-impuestos. Estos movimientos muy probablemente ocurrieron durante la ocurrencia de los bloques tectónicos del Permo-Triásico (Kontak et al., 1985; Sempere et al., 2002) así como durante el estadío posterior de deformación frágil relacionados a la orogenia Andina (Mégard, 1984). Las reactivaciones de estas estructuras orientadas E – W son responsables para la segmentación ortogonal a la dirección de rumbo de las estructuras mineralizadas N – S. Las reconstrucciones de estas segmentaciones muestran que diferentes nombres de vetas pertenecen a una única estructura, el cual puede extenderse hasta los 5 Km.

A diferencia de las fallas regionales con rumbo E - O, los otros sistemas de fracturas han tenido poco efecto en la geometría de las vetas actuales y crearon solo pequeñas escalas de discontinuidades, desplazamiento, así como duplicaciones de las estructuras mineralizadas. Los tres estadios de deformación ligados al ciclo Andino fueron reconocidos: un evento compresional NO – SE, seguidos por un evento extensional ENE – OSO. El último evento de fallamiento coincide con el tectonismo extensional del Mioceno Superior que creó el semigraben del Marañón (Schreiber, 1989). El tiempo de los dos movimientos
inversos no inciertos y solo puede ser propuesto un rango muy amplio que va desde el Cretaceo Superior al Mioceno. Se podría tentativamente correlacionar el primer evento compresional con el ultimo corrimiento del Cretáceo Superior de la unidades Mesozoicas (Fase peruana de la orogenia Andina) y el segundo con el evento del Oligoceno que causó la imbricación en abanico de las fajas corridas del Marañón (Fase Incaica de la orogénia Andina (Mégard, 1984). Alternativamente, estos eventos compresionales pudieron corresponder a un fallamiento inverso frágil en el Mioceno, relacionado a la fase Quechua de la Orogénia Andina (Mégard, 1984).

3.3.2 Zona sur (distrito de Parcoy)

En el distrito de Parcoy, en la que se encuentra ubicado el depósito el Gigante, se ha realizado un análisis de las fases de deformación pre y post-mineralización que lo afectaron.

Los sistemas de fallas determinados (Figura N°3.9) en el distrito de Parcoy son:

a) Sistemas de fallas asociados a las fases de deformación pre-mineralización
 y sin-mineralización

-Sistema Huinchus – Fallas sub-horizontales pre-mineral; tiene un rumbo y buzamiento promedio N30°O y 75°NE respectivamente, con una potencia promedio de 0.80 m. Se asume que se generó durante la fase compresiva Eohercínica del Mississipiano.

-Sistema Los Loros; tiene un rumbo y buzamiento promedio N – S y 70°O respectivamente, cuya potencia promedio es 0.40 m. Se sugiere que fue generado durante la fase Distensiva del Pensilvaniano, esta sistema de fallas sirvió como alimentador o"feeder" de los fluidos mineralizantes que rellenaron las fallas tensionales pre-existentes formados con la falla Huinchus – La Paccha.

b) Sistemas de fallas asociados a las fases de deformación postmineralización

-Sistema Cabana; tiene un rumbo y buzamiento promedio N70°E y 77°NO respectivamente, teniendo una potencia promedio de 1.40 m. Se plantea que se generó durante la fase cizallante Tardihercínica.

- Sistema Far West; tiene un rumbo y buzamiento de N25°O y 70°SO respectivamente, asi como una potencia promedio de 0.20. Se supone que se generó durante la fase cizallante Finihercínica.

-Sistema Las Chilcas; tiene un rumbo y buzamiento promedio N20°O y 75°SO respectivamente y una potencia promedio de 0.15 m. Se asume que se formó durante la fase cizallante Peruana – Inca.

-Sistema La Española; presenta un rumbo y buzamiento promedio N30°O y 60°SO respectivamente, así como una potencia promedio de 0.15 m. Este sistema es el más joven y se interpreta que se formó durante la última fase compresiva Quechua.



Fases de deformación y evolución tectónica

Fase orogénica Eohercínica

Esta fase ocurrió entre los 345-320 M.a. y se encuentran representada por el sistema Huinchus – La Paccha + Fallas sub-horizontales pre-mineral, el cual se caracteriza por presentar fallas inversas debido a un evento de compresión en dirección NO-SE. Estas fallas presentan un rumbo y buzamiento promedio N30°O y 75°NE - 30°NE respectivamente, con una potencia promedio de 0.80 m y estrías de alto ángulo (pitch entre 45° y 80°) inclinadas principalmente al SE, mientras que su conjugada N60°O, buza 63°SO y tiene movimiento inverso, determinadas por cristalización al abrigo y escamas de arranque.



Figura N°3.10.- Estereodiagrama del sistema Huinchus – La Paccha.

El estereodiagrama (Figura N°3.10) muestra a σ_1 (161/05) y σ_2 (068/28) subhorizontales, mientras que σ_3 (259/61) sub-vertical y definen un estado de esfuerzos efectivo de tipo compresivo en la dirección de σ_1 N19°O – S19°E.

Fase orogénica distensiva pre-Tardihercínica

Esta fase orogénica se caracteriza por generar fallas normales debido a la distención ocurrida entre las fases orogénicas Eohercínicas y Tardihercínicas (320-270 M.a.) en dirección E-O, tal como se muestra en los esterodiagramas de la figura 47. Dichas fallas representadas por el sistema Los Loros, presenta un rumbo y buzamiento promedio de N – S y 70°O respectivamente, con una potencia promedio de 0.40 m, estrías de alto ángulo (pitch entre 50° y 80°) inclinadas principalmente al NO, mientras que su conjugada N80°O, buza 50°SO y presenta estrías de alto ángulo (pitch de 80°). Estas fallas tienen movimiento normal, determinadas por cristalización al abrigo, dichas fallas sirvieron como alimentador o "feeder" de fluidos mineralizantes que rellenaron las fallas pre-existentes, de bajo ángulo, tensionales a la falla Huinchus – La Paccha hace 314 M.a. respectivamente.



Figura N°3.11.- Estereodiagrama del sistema normal NO-SE denominado Los Loros.

El estereodiagrama (Figura N°3.11) muestra a σ_2 (339/28) y σ_3 (081/22) subhorizontales, mientras que σ_1 (204/53) sub-vertical y definen un estado de esfuerzos efectivo de tipo tensional en la dirección de σ_3 N81°E – S81°O.

Fase orogénica Tardihercínica

Esta fase dio lugar a fallas sinextrales debido a un evento cizallante en la dirección NE – SO hace 266 – 250 M.a., tal como se muestra en el estereograma de la figura 49. Estas fallas están representadas por el sistema Cabana, de rumbo y buzamiento promedio N70°E y 77°NO respectivamente, teniendo una potencia promedio de 1.40 m, estrías de bajo ángulo (pitch entre 10° y 35°) inclinadas principalmente al OSO, mientras que su conjugada N60°E, buza 75°SE y tiene

estrías debajo ángulo (pitch de 23°). Estas fallas tienen movimiento sinextral, determinadas por cristalización al abrigo.



Figura N°3.12.- Estereodiagrama del Sistema Cabana conformado por fallas sinextrales E-O.

El estereodiagrama (Figura N°3.12) muestra a σ_1 (260/06) y σ_3 (170/03) subhorizontales, mientras que σ_2 (052/83) sub-vertical y definen un estado de esfuerzos efectivo de tipo cizallante en la dirección NE – SO.

Fase orogénica Finihercínica

La fase orogénica Finihercínica generó al sistema Far West de fallas sinextrales debido a un evento cizallante que ocurrió entre 251 - 215 M.a. en dirección NO – SE, tal como se muestra en el estereodiagrama de la figura 51. El sistema de fallas presenta un rumbo y buzamiento promedio de N25°O y 70°SO

respectivamente, así como una potencia promedio de 0.20 m, estrías de bajo ángulo (pitch entre 10° y 40°) inclinadas principalmente al NO, mientras que su conjugada N10°O, buza 70°SO y tiene estrías de bajo ángulo (pitch de 25°). Estas fallas presentan un movimiento sinextral.



Figura N°3.13.- Estereodiagrama del sistema Far West conformado por fallas sinextrales NO – SE.

El estereodiagrama (Figura N°3.13) muestra a σ_1 (337/42) y σ_3 (076/10) subhorizontales, mientras que σ_2 (177/47) sub-vertical y definen un estado de esfuerzos efectivo de tipo cizallante en la dirección NO – SE.

Fases orogénicas Peruana e Inca

Estas fases se caracteriza por haber generado fallas dextrales debido a un evento de compresión, durante los 180 – 22 M.a. en dirección NO-SE, tal como se

muestra en el estereodiagrama de la figura 53. Estas fallas están representadas por el Sistema Las Chilcas, tiene un rumbo y buzamiento promedio N20°O y 75°SO respectivamente y una potencia promedio de 0.13 m, estrías de bajo ángulo (pitch entre 10° y 45°) inclinadas principalmente al Sur, mientras que su conjugada N25°O, buza 35° NE y tiene estrías de bajo ángulo (pitch de 25°). Estas fallas tienen movimiento dextral, determinadas por cristalización al abrigo.



Figura N°**3.14.-** Estereodiagrama del sistema Las Chilcas conformado por fallas dextrales NO – SE a N – S.

El estereodiagrama (Figura N°3.14) muestra a σ_1 (332/31) y σ_3 (072/107) subhorizontales, mientras que σ_2 (187/53) sub-vertical y definen un estado de esfuerzos efectivo de tipo cizallante en la dirección NE – SO.

Fase orogénica Quechua

Esta fase se caracteriza por haber generado fallas inversas debido a un evento de compresión hace 21 – 4.5 M.a. en dirección NO – SE, tal como se muestra en el estereodiagrama de la figura 55. Las fallas de esta fase se encuentran representas por el Sistema La Española, de la cual se ha podido determinar un rumbo y buzamiento promedio de 0.15 m, estrías de alto ángulo (pitch entre 60° y 75°) inclinadas principalmente al NO, mientras que su conjugada N65°E, buza 70°NO y tiene estrías de alto ángulo (pitch de 75°). Estas fallas tienen movimiento dextral, determinadas por cristalización al abrigo.



Figura N°3.15.- Estereodiagrama del sistema La Española conformado por fallas inversas NO - SE.

El estereodiagrama (Figura N°3.15) muestra a σ_1 (305/27) y σ_2 (198/31) subhorizontales, mientras que σ_3 (068/47) sub-vertical y definen un estado de esfuerzos efectivo de tipo compresivo en la dirección σ_1 N55°E – S55°E.

A continuación se muestra un cuadro resumen del análisis estructural realizado en el depósito El Gigante.

 Tabla N°4.1.- Cuadro de conclusión del análisis estructural del depósito El

 Gigante.

FASE TECTONICA	EDAD RELATIVA (M.a.)	FASE	DIRECCIÓN	CINEMÁTICA	SISTEMAS DE FALLAS	
Quechua 3	10 - 4 Mioceno - Plioceno					
Quechua 2	14 - 10 Mioceno	Compresiva	NO - SE	Inversa	La Española	
Quechua 1	21 - 14 Mioceno					
Inca 4	25 - 22 Oligoceno - Mioceno					
Inca 3	40 - 25 Eoceno - Oligoceno					
Inca 2	55 - 40 Paleoceno - Eoceno	Cizallante	NE - SO	Dextral	Las Chilcas	
Inca 1	85 - 55 Senoniense - Paleoceno					
Peruana	180 - 85 Dogger - Cretáceo Superior					
Finihercínico	251 - 180 Triásico Inferior - Lías	Cizallante	NO - SE	Sinextral	Far West	
Tardihercínico	266 - 250 Guadalupiense - Lonpingiense	Cizallante	NE - SO	Sinextral	Cabana	
Distensiva	320 - 270 Pensilvaniano - Cisuraliano	Tensional	E - O a NE - SO	Normal	Los Loros	
Eohercínico	345 - 320 Mississipiano	Compresiva	NO - SE	Inversa	Huinchus - La Paccha + Falla	
					Pre-Mineral sub-horizontales y	
					Deflexion de Abancay	

CAPITULO IV

TERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS EN EL DEPÓSITO EL GIGANTE

4.1 Consideraciones previas

4.1.1 Inclusión de fluidos: Definición

Es una vacuola o cavidad, habitualmente microscópica y del orden de dimensiones de micrómetros (µm), que contiene una muestra del fluido presente en el momento de la precipitación del mineral (inclusiones primarias) o que circulaba posteriormente, por ejemplo, a lo largo de microfisuras (inclusiones secundarias).

El estudio nos brinda la siguiente información:

- a.- Temperatura de homogenización (Th °C);
- b.- Presión (profundidad) del yacimiento;

- c.- Calculo de la salinidad del fluido mineralizante;
- d.- Paleorelieves (desmantelamiento erosivo);
- e.- Secuencias Paragenéticas;
- f.- Paleoisotermas;
- g.- Direcciones de fluidos mineralizantes.

4.1.2 Clasificación

De acuerdo a la naturaleza los contenidos de las inclusiones, estarían compuestas por gases, líquidos y sólidos en diferentes proporciones. Se puede clasificar en:

a) Monofásicas. Existen las formadas completamente por líquido (L), gas (V) o sólidos (S o inclusiones minerales). Entre los fluidos más frecuentes son los rellenos de líquidos acuosos, en general formadas a muy baja temperatura. Las que se encuentran completamente rellenos de gas son mucho más raros (e.g., aparecen en ambientes en los que se ha producido la ebullición de las soluciones acuosas).

b) Bifásicas. Presentan sólo dos fases, siendo más frecuentes las que tienen vapor (V) y líquido (L). No obstante, tendríamos que considerar varios subtipos:
- Ricas en líquido (L + V). En estas podemos encontrar volúmenes variables de gas según la temperatura de formación.

- Ricas en gases (V + L). Presentan un volumen de vapor superior al del líquido que queda restringido a menos de la mitad del volumen. Son frecuentes en ambientes de ebullición.

c) Trifásicas. Cuando aparecen más de dos fases el esquema de clasificación se complica, ya que unas veces son predominantemente líquidos, otros gases con líquidos inmiscibles (L + L' +V) o con baja proporción de sólidos (L + V + S), mientras que en otros son muy abundantes los sólidos (S + L \pm V). Los más típicos son las carbónicas con dos fases: líquidos (L=LH₂O y L'=LCO₂) y vapor (V CO₂).

d) Polifásicas o multifásicas. Las inclusiones más complejas las tenemos cuando aparecen varios tipos de sólidos ("daughter minerals") junto con el líquido o líquidos inmiscibles y con la burbuja de gas. Entre los sólidos más frecuentes tenemos halita, silvita, anhidrita, hematites, cuarzo, sulfuros de hierro, dawsonita (NaAlCO₃ (OH)₂), etc.; mientras que los líquidos inmiscibles que aparecen con mayor frecuencia son: fase acuosa junto con líquido CO₂ con presencia de \pm CH₄, \pm N₂ y/o \pm H₂S.

Según estos criterios, que se relacionan con la composición, se han propuesto varios tipos de clasificaciones. De todas estas la más conocida es la de Nash (1976) que distingue cuatro tipos de inclusiones (L=líquido; V=vapor; S=sólido; C=carbónicas):

Tipo L de moderada salinidad, con dos fases: una líquida (agua) y otra gaseosa (Vapor de agua) con diferente volumen, según la temperatura de atrape. **Tipo V** ricas en gas (normalmente vapor de agua representando más del 60% de la inclusión); como se ha comentado anteriormente este tipo es un buen indicador de la existencia de ebullición, especialmente cuando se encuentran coexistiendo con las de tipo L. Aunque sean dominantemente acuosas, pueden contener algo de CO₂. **Tipo S** muy salinas, conteniendo pequeños cristales de halita de hábito cúbico y en ocasiones de silvita, anhidrita, hematita, etc. **Tipo C** ricas en CO₂, con una relación CO₂/H₂O variable pero casi siempre comprendida entre 3 y 30% del volumen, según se acerquen a los tipos anteriores.



Figura Nº4.1.- Clasificación de Nash (1976) mostrando los cuatro tipos más importantes de inclusiones fluidas. (L=líquido; V=vapor; S=sólido; C=carbónicas).

Roedder (1979) clasificó las inclusiones fluidas según su origen en: a) Primarias (P), identificadas por su desarrollo en las zonas de crecimiento de un cristal; b) Secundarias (S), se forman en microfracturas, planos de cizalla o planos de maclas de deformación en un cristal, las cuales son atrapadas durante la obturación de un fractura. Más adelante, el mismo Roeder (1984) introdujo un nuevo tipo de inclusiones: Seudosecundarias (PS), son inclusiones que terminan en el límite de una zona de crecimiento de un cristal (Figura N° 4.2).



Figura N° 4.2.- Distribución de las inclusiones fluidas. Inclusiones de tipo P, S y PS en un cristal de cuarzo de sección paralela al eje c (Roedder, 1979).

4.2 Principios básicos del análisis termométrico

Existe una amplia información sobre el estudio de inclusiones fluidas y el análisis termométrico descrito por Roedder (1984), Shepherd et al. (1985), Goldstein & Reynolds (1994), donde se describen ampliamente los principios básicos del análisis termométrico.

4.2.1 Calentamiento

Cuando se forma una inclusión a partir de un líquido homogéneo (L) a una presión y temperatura determinada, el líquido se enfría conservando su densidad a lo largo de una línea de igual densidad (isocora) en un diagrama de fases del H₂O. Su descenso continúa por la isocora hasta interceptar la línea liquido – vapor, donde se forma una burbuja (L + V) y su enfriamiento prosigue por la fase líquido – vapor (Figura N° 4.3).

De esta manera, si una inclusión se encuentra a la temperatura ambiente llena de L + V, en el laboratorio se puede invertir el proceso si se calienta la inclusión hasta el punto de desaparecer la burbuja. Es asi como la temperatura medida corresponde a la temperatura de homogenización (Th), la cual es la temperatura mínima de captura del fluido hidrotermal. Pero como no conocemos la presión de captura del fluido, esta temperatura medida debe ser corregida para obtener la temperatura de captura (Tt) o de formación. De este modo debemos hacer una corrección por presión:

T° de captura - T° de homogenización = Corrección por presión



Figura N°4.3.- Diagrama de fases P-T del agua.

Se muestra la diferencia que existe entre la temperatura de homogenización (Th) del líquido y la temperatura de captura (Tt) de una inclusión. También se puede apreciar la trayectoria al descender la temperatura en un diagrama de fases de H2O de un líquido (L) atrapado en una inclusión fluida (V = vapor) (Velasco, 2004).

Solo en el caso cuando la inclusión ha sido atrapada a partir de un fluido en ebullición (donde coexiste la fase liquida + gaseosa) tenemos que Th = Tt, por lo que no es necesario hacer una corrección por presión.

4.2.2 Congelación

Por otra parte, los fluidos hidrotermales son en general soluciones salinas y otro antecedente de interés a obtener de las inclusiones fluidas es la salinidad del fluido atrapado y esto se obtiene en términos relativos a partir de la temperatura de fusión de una inclusión, la que es dependiente de la salinidad del fluido. Para determinar la temperatura de fusión se congela la inclusión, con nitrógeno líquido, mucho más allá de la temperatura de solidificación, porque por razones cinéticas no se congela inmediatamente. Luego se deja que su temperatura vuelva a subir gradualmente y se llega al punto en que comienza a derretirse, el que corresponde a la composición del eutéctico de 23,3% NaCl, luego comienza a disolverse la sal y cuando desaparece el último cristal de hielo se mide la temperatura. Esta última es la que interesa.

La temperatura de fusión permite determinar la salinidad del fluido en % peso NaCl equivalente de acuerdo a curvas determinadas experimentalmente. Cabe señalar que las inclusiones frecuentemente tienen otras sales disueltas. Por ejemplo: KCl, CaCl, etc., pero como la determinación es indirecta se asume un sistema simple de H2O + NaCl y se determina la salinidad relativa a este sistema. Ahora bien existen fórmulas que permiten el cálculo numérico de la salinidad. Cuando no hay sales (sólidas) en la inclusión, la salinidad puede determinarse por la fórmula planteada por Potter (1977):

% peso NaCl eq. = 1,769580 - 4,2384 x $10^{2\theta_2}$ x 5,2778 x $10^{4\theta_3} \pm 0,028$ NaCl eq. Molar = 0,306040 - 2,8598 x $10^{3\theta_2} + 4,8690$ x $10^{6\theta_3} \pm 0,007$

 θ = temperatura en °C a la que se funde el último cristal de hielo en la inclusión.

La fórmula permite calcular la salinidad en el rango $-20,8^{\circ}C < \theta < 0^{\circ}C$ de temperaturas de fusión.

En inclusiones fluidas saturadas que contienen fases sólidas de sales hay que calentarlas para disolver la fase sólida y con la temperatura a la que se disuelve el último cristal de sal se puede determinar la salinidad por la fórmula:

% peso NaCl eq. =
$$26,218 + 0,0072$$
ts + $0,000106$ ts² ± $0,05$

Dónde: ts= temperatura a la que el último cristal de sal se disuelve en la inclusión (en este caso no es la temperatura de fusión; hay que calentar la inclusión para que la sal se disuelva).

También puede estimarse la salinidad de inclusiones fluidas utilizando la temperatura de disolución de las halita o silvita (Figura N° 4.4).



Figura N°4.4.- Gráfico de Shepherd et al. (1985) indicando las curvas de solubilidad para NaCl y KCl; en el eje X temperatura de disolución de halita o silvita y en el eje Y salinidad del fluido en la inclusión.

Finalmente el trabajo más importante es la simplificación de los datos experimentales, ya que a partir de aquí el especialista en inclusiones fluidas va introduciendo modelos e hipótesis pre-concebidas que pueden determinar la explicación final de este tipo de estudios. La primera etapa de trabajo de gabinete es comparar y discutir los resultados cuantitativos obtenidos usando los correspondientes estudios teóricos y diagramas experimentales que aparecen en la bibliografía. Existen un buen número de publicaciones sobre cada uno de los sistemas fluidos, siendo uno de los más estudiados el H₂O-CO₂-NaCl-CH₄. Uno de los diagramas que pueden ayudar en la labor de síntesis y discusión de la

información procedente del estudio de inclusiones fluidas es el que compara la salinidad con la temperatura de homogenización (Figura N°4.5) ya que permite relacionar de manera inmediata el tipo de yacimiento en función de la composición y temperatura de los fluidos hidrotermales. Este gráfico representa una compilación de temperatura de homogenización y salinidad de los diferentes depósitos los cuales fueron realizados por Wilkinson (2004) en base a los resúmenes de Roedder (1984).



Figura N°4.5.- Diagrama de temperatura de homogenización vs. salinidad (% wt NaCl) con la distribución esquemática de los principales tipos de yacimientos minerales, modificado de (Wilkinson, 2004).

4.3 Petrografía y termometría de inclusiones fluidas

Para estudio de inclusiones fluidas fue realizado por BISA (2010) de una total de 137 muestras.

El estudio de la petrografía de inclusiones fluidas realizado por BISA muestra mayormente inclusiones bifásicas de CO_2 y H_2O de tipo V y Tipo L (Figura N°4.6). Estos tipos de IF son características de depósitos orogénicos.



Figura N°**4.6.- A**) Inclusión fluida (IF) bifásica regular de tamaño menor a 8µm ubicado en el cuarzo (cz). **B**) Inclusión fluida primaria regular tipo V con grado de relleno menor que 0.5 LT: Luz transmitida.

De acuerdo a las medidas de termometría que obtuvo BISA, se ha generado un diagrama de Salinidad vs. Temperatura de Homogenización de las vetas (Figura N°4.7).



Figura N°4.7.- Diagrama de salinidad vs. temperatura de homogenización generalizado de todas las vetas.

De los resultados obtenidos se interpreta una mezcla de fluidos obteniéndose tres grandes poblaciones:

-Primer Grupo de 100°C – 200°C y Salinidades entre 3 – 12 wt% NaCl.

-Segundo Grupo de 200°C – 250°C y Salinidades entre 3 – 16 wt% NaCl.

-Tercer Grupo de 250°C – 330°C y Salinidades entre 7 – 17 wt% NaCl.

De estas tres poblaciones, la segunda es la mayor portadora de mineralización aurífera.

Por otro lado, de acuerdo a la temperaturas de homogenización obtenidos y usando el diagrama de Wilkinson (2001), el depósito el Gigante se encuentra dentro del rango de temperaturas y salinidades correspondiente a un depósito de oro orogénico (Figura N°4.8).



Figura N°4.8.- Diagrama de salinidades vs. temperatura para el depósito El Gigante, en donde se muestra que se encuentra en la categoría de depósito tipo orogénico.

4.4 Isotermas de vetas

Para la gráfica de isotermas se ha tomado en consideración cuatro de las principales vetas del depósito El Gigante las cuales son: Valeria, Esperanza, Cabana 2 y Cabana 3 (Figura 4.9) las cuales son claves para dirigir las exploraciones.



Las muestras han sido sacadas en las cuatro vetas a diferentes niveles (Figura 4.10), dándonos de acuerdo al estudio de inclusiones fluidas una temperatura para cada punto (temperatura de homogenización) los cuales han sido ploteadas y se ha procedido a graficar isotermas con el mismo criterio de gráficos de isovalores.

En base al estudio de inclusiones fluidas realizadas por BISA, se ha determinado tres rangos de temperatura los cuales están relacionados a la paragénesis.

La primera etapa compuesta de cuarzo lechoso, pirita, arsenopirita y ankerita está asociada a temperaturas de homogenización de 100° a 200°C, los cuales están en color rojo.

La segunda etapa, compuesta de cuarzo azul grisáceo, galena, esfalerita (marmatita), calcopirita, Sb-sulfosales, electrum y oro nativo está asociada a temperaturas de homogenización de 200° a 250°C, los cuales están en color amarillo.

Una última compuesta de cuarzo blanco, calcita y dolomita en venillas transversales está asociada a temperaturas de homogenización de 250° a 330°C, los cuales están en color verde.

Se ha realizado este análisis en las vetas Esperanza, Valeria, Cabana-2 y Cabana-3 (Figuras 4.11, 4.12, 4.13 y 4.14 respectivamente) en la cual se indican las tres zonas divididas de acuerdo a la temperatura de homogenización.

	N3	N.				
	29	230	230	23		23
	50	00	0,5	1,0	N	15
	0-	9	<mark>9</mark>	<u> 00</u>	4	Ö.
	m	m	μ –	μ	٨	μ
				ľ .		
				'		
	•	+				
9'110,500-N						
	+	+ +				
		+ _+_				
	T +	+ + ⁺ + ⁻				
		+ + .	T			
	+ +	│ . ∔ *				
		┝ ╹ + + +	4	-		
9'110,000-N			· +			
		* *				
		+	Ĩ <u>↓</u> + <u>↓</u>	+		
		+	т т			
				Í +		
		++ 1	1 + +			
	+	* + +	+ + .			
0'100 500 N	· · ·	+ + ++	* + *	+		
9 109,300-14		→ →	÷			
			.+			
		T	* * *			
		+	L +	+ +		
			* * *			
				+		
			+ +	+		
9'109,000-N			+			
			+	+		
	ESCALA GRÁFICA		+			
				+		
	0 200 m					
9'108,500-N				+ +		
	1					
	🛉 🕂 VETA VALERIA					
	🛛 🕂 VETA CABANA	- 3				
	🕂 🔶 VETA ESPERAN	ZA				
		2				
9'108,000-N		-				DICENTERIA
			UNIVERSIDAL	NACIO	NAL DE	INGENIERIA
			Escuela Profesional de Ingenieria Geológica			
			Locucia i forestoriar de filgementa Ocologica			
			Plano de Ubicacion de Muestras			
			AUTOR: MARIO AY1	TE LENES	FECHA:	NOVIEMBRE 2013
				-	ELCI	ID A NIGA 10
9'107,500-N			ESCALA GRAFICA	200 m	FIGU	JKA N°4.10











4.4.1 Interpretaciones

En base a la gráfica de isotermas de las vetas se ha determinado que los fluidos tienen una dirección de mineralización con dirección S – O (Figura N°4.15), aunque algunas con variaciones en la dirección al Sur, esta dirección es distinta a la dirección del rumbo de las vetas Esperanza, Valeria, Cabana 2, Cabana 3 y las demás vetas de todos los depósitos en el batolito de Pataz que por lo general tienen un rumbo N – O, debido a que rellenaron las fallas sintéticas y antitéticas del sistema de falla Huinchus – La Paccha y del sistema Los Loros. De acuerdo al análisis de las isotermas también se determinó que la inclinación de los fluidos mineralizantes es de 70° al SE o E.

En las vetas Esperanza, Valeria, se muestra que el mayor potencial se encuentra hacía de SO, por otro lado en caso de las vetas Cabana 2 y Cabana 3 las zonas con mayores concentración de oro se encuentran al Sur. En general las vetas del batolito de Pataz que tengan las mismas características estructurales y geométricas de las vetas del Depósito el Gigante tendrán las mismas posibilidades de mayor concentración de oro al Sur o al SO. Podemos mencionar ejemplos en el caso de las Vetas Gloria y La Lima – 2 del depósito la Lima al norte del Batolito de Pataz (Figura N°2.4).

4.5 Estimación de la presión y la profundidad de captura

Las inclusiones fluidas pueden darnos al menos alguna data directa de la presión de formación. Obviamente, la presión de vapor de la solución involucrada, a la temperatura de homogenización, establece un límite inferior, esto puede ser estimado del sistema NaCl – H₂O. La presión podría ser mayor si el CO₂ y otros gases están presentes. Cuando las inclusiones contienen minerales hijos, particularmente NaCl, la solución de esto puede ser usado para determinar un presión mínima, usando la data de Keevil (1942) mostrado en la Figura N°4.16.



Figura N°4.16: Diagrama P-X del sistema H₂O-NaCl, mostrando la relación existente entre la temperatura de ebullición, la presión en bares y el contenido salino de la solución (data de la fase liquida saturada de Keevil, 1942; y las demás de Sourirajan y Kennedy, 1962). (X = indica la saturación de la halita a temperatura ambiente).

En la mayoría de los estudios de inclusiones fluidas (en casi todos en realidad) la presión no se determina a partir de las inclusiones. Muchas inclusiones son
atrapadas a presiones mayores que su presión de vapor y generalmente la presión a que esto ocurrió se determina a partir de evidencias geológicas independientes de la profundidad de la cubierta al tiempo del atrapamiento (Ejemplo a partir de reconstrucciones geológicas del material removido por erosión desde la formación del yacimiento); entonces esta presión se usa junto con datos termodinámicos para soluciones apropiadas para calcular la corrección por presión. Sin embargo, normalmente habrá incerteza en la composición del fluido y a priori no se puede asegurar si la inclusión fluida fue atrapada en condiciones hidrostáticas o litostáticas, de modo que habitualmente esta condición debe ser supuesta. Consecuentemente, generalmente la geobarometría de inclusiones fluidas es poco precisa y no es exacta ya que algunos de los métodos comunes usados para determinar presión de inclusiones fluidos dan valores de presión erróneos (Roedder, 1984).

4.5.1 Estimación de la presión

La presión es obtenida del estudio de inclusiones fluidas utilizando la Figura N°4.17, se plotea la temperatura de homogenización de las muestras que van en el rango de 100 a 350° C con la saturación de la halita (%eq. peso de NaCl), obteniendo la presión del yacimiento que varía de 50 a 180 bares (Figura N°4.17).



Figura N°4.17.- Diagrama P-X del sistema H_2O -NaCl, en donde se ha ploteado la temperatura de homogenización con la salinidad, obteniéndose la presión.

4.5.2 Cálculo de la profundidad

Teniendo que la presión varía entre los 50 a 180 bares y asumiendo condiciones

de presión litostática. La fórmula que relaciona la presión con la profundidad es:

 $P = h^* p^* g$(1)

Dónde:

P = presión

h = profundidad

p = densidad

g = aceleración de la gravedad

Asumiendo a manera de ejemplo una presión de 100 bares en un punto determinado (muestra obtenido a 500 m. de la superficie).

P = 100 bares,
$$p = \frac{2700 \text{ kg}}{\text{m}^3}$$
, $g = -\frac{10 \text{ m}}{\text{s}^2}$

Reemplazando en (1)

$$\frac{100 \text{ x } 100 \text{ x } 2700 \text{ kg.m}}{\text{m}^2.\text{s}^2} \qquad \frac{\text{h x } 1000 \text{ x } 10 \text{ kg}}{\text{m}^2.\text{s}^2} \qquad \text{h} = 2700 \text{ m}.$$

La muestra fue ubicada a 500 m. de profundidad lo cual sugiere que en ese punto específico el yacimiento El Gigante habría sido desmantelado unos 2200 m.

CAPITULO V ANÁLISIS TERMODINÁMICO

5.1 Geoquímica de los procesos mineralizadores

Se sabe realmente poco sobre los detalles de cómo se hace el transporte y depósito del oro a partir de las soluciones hidrotermales, si bien se asume que el oro viaja en estas soluciones como tio-complejos y/o como cloruros complejos, y en menor medida como iones amonicales, tio-arseniatos, tio-antimoniatos, polisulfuros, etc.

Precipitación del oro: si tomamos los tio-complejos como punto de partida para explicar el transporte y precipitación del oro, veremos que el oro se forma cuando estos iones se desestabilizan, por ejemplo despresurización, cambios de pH o de la fugacidad de oxígeno.

$$4 \operatorname{Au}(\operatorname{HS})_2^- + 2\operatorname{H}_2\operatorname{O} + 4\operatorname{H}^+ = 4\operatorname{Au}^0 + 8\operatorname{H}_2\operatorname{S} + \operatorname{O}_2$$

El oro precipita claramente en el campo de estabilidad del H₂S, por lo que podríamos interpretar que un aumento de la α H₂S también provocaría la desestabilización de los complejos. La Figura 5.1 puede ilustrar como varia la solubilidad del oro, como cloruro y como tio-complejo, según las distintas condiciones de fO₂ y pH, en el intervalo de temperaturas en el que se forman los yacimientos piríticos.

5.2 Construcción del diagrama pH vs. log f O₂

Los diagramas de pH versus fugacidad de oxígeno con curvas de isosolubilidad, se construyen determinando las ecuaciones de todas las reacciones químicas involucradas, determinando las constantes de equilibrio para cada reacción en condiciones de presión y temperatura específicas (en forma experimental o utilizando un software y una base de datos apropiados) y reordenando las ecuaciones químicas según la ecuación de una recta, con el fin de visualizar estas rectas como los límites de los campos de estabilidad de las especies químicas.

A modo de explicación, se detallará la construcción de un diagrama log fO₂ vs. pH con curvas de isosolubilidad de Au (Figura 5.1) para las condiciones de 100 bares de presión (ver cálculo de presión Figura 4.17) y una temperatura de 250°C obtenido de las inclusiones fluidas del depósito El Gigante (temperatura de homogenización Figura 5.7), esta es la temperatura con mayor concentración de oro.

Para la construcción de los campos de estabilidad de las especies acuosas H_2S , HS, HSO_4^- y SO_4^{-2-} se consideraron las 5 ecuaciones siguientes:

Ec. 1)
$$H_{2}S = HS^{+} H^{+}$$

Ec. 2) $HS^{-} + 2O_{2} = SO_{4}^{-2} + H^{+}$
Ec. 3) $H_{2}S + 2O_{2} = SO_{4}^{-2} + 2H^{+}$
Ec. 4) $H_{2}S + 2O_{2} = HSO_{4}^{-2} + H^{+}$
Ec. 5) $HSO_{4}^{-} = SO_{4}^{-2} + H^{+}$

Como ejemplo se detallará la construcción de la recta que separa el campo de estabilidad para la siguiente ecuación química siendo de manera similar para las demás ecuaciones.

 $H_2S = HS^- + H^+$ (Ec. 1)

La constante de equilibrio para la ecuación 1 es:

$$\mathbf{K} = \frac{\boldsymbol{a}_{\mathrm{HS}} \cdot \boldsymbol{a}_{\mathrm{H}}}{\boldsymbol{a}_{\mathrm{H2S}}}$$

Como la línea $H_2S - HS^-$ define un límite de isoactividad, entonces:

 \boldsymbol{a} HS⁻ = \boldsymbol{a} H₂S, y se tiene:

 $K = \boldsymbol{a}_{H}$

Aplicando logaritmo:

 $\text{Log K} = \log \boldsymbol{a}_{\text{H}}$

Por definición: pH = $-\log a_{\rm H}$

Luego pH = -log K

Para determinar el valor de K para la Ec. 2, se utiliza el programa SUPCRT92 (Johnson et al., 1992). El programa requiere la ecuación, la temperatura y la presión, y entrega el valor de la constante de equilibrio.

Log K = - 7.22 pH = 7.22

Al plotear la Ec. 1 en un gráfico log fO_2 vs. pH, se obtiene una límite vertical entre las especies H_2S y HS^- en el pH = 7.22

Después de haber obtenido los límites de los campos de estabilidad de las especies acuosas H_2S , HS^- , HSO_4^- y SO_4^{-2} , se determina el límite de los campos de estabilidad del complejo clorurado de oro $AuCl_2^-$ y el complejo bisulfurado de

oro $Au(HS)_2^-$, con el mismo procedimiento. Las ecuaciones químicas son las siguientes:

Ec. 6)
$$\operatorname{AuCl}_{2}^{2} + 2\operatorname{HSO}_{4}^{2} = \operatorname{Au(HS)}_{2}^{2} + 2\operatorname{Cl}^{2} + 4\operatorname{O}_{2}^{2}$$

Ec. 7) $\operatorname{AuCl}_{2}^{2} + 2\operatorname{SO}_{4}^{2}^{2} + \operatorname{H}^{4} = \operatorname{Au(HS)}_{2}^{2} + 2\operatorname{Cl}^{2} + 4\operatorname{O}_{2}^{2}$

Las curvas de isosolubilidad se asumieron de los fluidos hidrotermales de 250° y 300° C, Σ S = 0.02 M, Σ Cl = 0.1 M (Seward y Barnes 1987).



Figura N°5.1.- Diagrama de pH vs. fO_2 para los fluidos hidrotermales a una temperatura de 250°C y 100 bares de presión.

5.3 Interpretación del diagrama pH vs. $\log f O_2$

Del análisis de estos diagramas podemos extraer las siguientes conclusiones:

- a) Las máximas solubilidades se encuentran situadas aproximadamente a pH = 7.22
- b) Pequeños cambios de la fO₂ disminuyen la solubilidad del Au como tiocomplejo, siendo los cambios muy drásticos si se trata de incrementos de la fO₂.
- c) En el punto "A" se requiere un descenso de pH y/o un descenso de la fO₂, para la precipitación de oro.
- d) En el punto "B" una ligera elevación de la fO₂ puede dar lugar a un descenso brusco de la solubilidad, conducente a la precipitación de Au.
- e) En el rango de pH entre 5 y 6 (alteración fílica de la roca caja), la solubilidad decrece al aumentar al disminuir el pH y por lo ende a una precipitación de oro.
- f) Si por el contrario el oro se encuentra en soluciones cloruradas complejas, su precipitación seguiría la reacción siguiente:

4 Au
$$Cl_2^- + 2H_20 = 4Au^0 + 4H^+ + 8Cl^- + O_2$$

Es decir, se formaría oro por decrecimiento de la \boldsymbol{a} Cl⁻, de la fO₂ o por un incremento del pH.

En resumen, teniendo en cuenta las anteriores consideraciones podemos sacar de estas conclusiones:

^{1^{ra}}) En los yacimientos de oro orogénico el oro se transporta mejor como tiocomplejo Au(HS)₂⁻ siempre que tengamos bajas temperaturas (< 300°C), como lo indica la mayor concentración en este grupo según el estudio de inclusiones fluidas, altas concentraciones de H₂S (alta a H₂S o alta a HS⁻), pH neutros a ligeramente alcalinos y estemos en equilibrio con la pirita. La precipitación tendrá lugar por caída de la aH₂S, disolución, oxidación, precipitación de sulfuros metálicos y/o ebullición.

 2^{da}) A temperaturas más elevadas (> 300°C) el oro se transporta mejor como AuCl₂⁻, con alta salinidad \mathbf{a} Cl⁻ > 10° y bajo pH (< 4.5), pero en este tipo de depósitos orogénicos el oro generalmente no se transporta como cloruro por ello que a estas temperaturas el oro transportado es baja. En este caso la precipitación tiene lugar por caída de temperatura, descenso de la fO₂ o incremento del pH.

CAPITULO VI

MODELOS PROPUESTOS

6.1 Modelo estructural de los depósitos

El modelo estructural que se ha propuesto tanto en el distrito de Pataz y Parcoy del batolito de Pataz se realiza con el propósito de definir la distribución espacial y las relaciones entre la mineralización y el fallamiento para guiar las exploraciones a zonas con mayor concentración de oro.

6.1.1 En la zona norte (Pataz)

En este modelo estructural fue propuesto en el sector norte de Poderosa (distrito de Pataz) por Haeberlin et at., 2004 en donde se muestran que las estructuras con rumbo N – S y buzamiento al Este que hospedan filones productivos tales como las vetas La Lima 2, Karola y Consuelo tienen un movimiento inverso, así como

estructuras dextrales con un comportamiento de cizalla. La veta Mercedes se comporta como un híbrido entre fractura de cizalla y extensional.



Figura N°6.1.- Representación tridimensional de la distribución de las mayores vetas auríferas y fallas en el sector norte de Poderosa. La veta mercedes aparece como una veta extensional oblicua dentro de dos mayores sistemas de vetas con rumbo N – S hospedadas por zonas de cizalla (Lima-Choloque y Gloria-Karola-Luz).

6.1.2 En la zona sur (Parcoy)

En base a la identificación de los principales sistemas de fallas y su cronología relativa, se ha generado un modelo estructural preliminar del depósito el Gigante, en donde se muestra las relaciones de mineralización y fallamiento: La falla inversa Huinchus – La Paccha con rumbo NO – SE es pre-mineral y limita la mineralización hacia el Oeste. Las principales vetas mineralizadas tienen un rumbo NO – SE las cuales fueron hospedadas por zonas extensional formadas durante la formación del sistema de fallas Los Loros que sirvió como alimentador o "feeder". Los sistemas de fallas Las Chilcas y Cabana son post-mineralizantes.



Figura N°6.2.- Representación tridimensional de la distribución de los sistemas de fallas y vetas del depósito El Gigante.

6.2 Modelo de inclinación o plunge de mineralización del depósito El Gigante

Para la construcción de la inclinación de mineralización se utilizó las gráficas de isotermas obtenidas a partir de las temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas.

Debido a que el segundo evento mineralizante fue en donde se generó mayor concentración de oro, se determinó un modelo de la inclinación de mineralización de la veta Valeria, en donde solo se analizó isotermas del segundo y más importante evento mineralizante, descartándose el primer y tercer evento para de esta manera evitar la superposición de eventos. Según este modelo la mineralización tiene un azimut aproximado de 200° y una inclinación promedio de 70°.

Las vetas Esperanza, Cabana 2 y Cabana 3 tienen un azimut e inclinación similar a la veta Valeria, por lo que se puede deducir una inclinación de mineralización generalizado de 70° y un azimut de 200° para el depósito El Gigante.



Figura N°6.3.- Inclinación de mineralización del segundo evento para la veta Valeria

CONCLUSIONES

1. Los principales sistemas de fallas del Batolito de Pataz son las fallas longitudinales con una dirección NO – SE, las fallas diagonales en la dirección NNO – SSE a N – S y las fallas verticales E - O.

2. En la zona Norte, en los depósitos La Lima, Papagayo y El Tingo, basado en el análisis realizado por Haeberlin se definen 4 fases tectónicas que van desde la fase Eohercínica hasta la fase Quechua; la primera fase se asume que es compresiva en la dirección NO – SE, la cual es premineralización; la segunda fase es compresional NE – SO, la cual es post-mineralización; la tercera fase es compresional en la dirección NO – SE, se considera post-mineralización; la cual se considera post-mineralización.

3. En la Zona Sur, en el deposito El Gigante, se definen 6 fases orogénicas que están asociados procesos tectónicos, que van desde la fase Eohercínica hasta la fase Quechua, la primera fase compresiva en la dirección NO – SE, la cual es pre-mineralización; la segunda fase tensional en la dirección E - O, considerada

sin-mineralización; la tercera fase cizallante en la dirección NE – SO, postmineralización; la cuarta fase cizallante en la dirección NO – SE, corresponde a una etapa de post-mineralización; la quinta fase cizallante en la dirección NE – SO, considerada post-mineralización; la sexta fase compresiva en la dirección NO – SE, esta última fase se considera post-mineralización.

4. En el depósito en Gigante, la primera fase tectónica representado por la falla Huinchus – La Paccha, la cual es pre-mineralización, corresponde a la formación de estructuras tales como los sistemas de fallas tipo rosario; la segunda fase representado por la falla Los Loros, considerada como sin-mineralización sirvió como alimentador de fluidos mineralizantes que rellenaron fallas de la primera fase; la tercera, cuarta, quinta y la sexta fase de post-mineralización han desplazado las estructuras mineralizadas y contribuido a la geometría actual del yacimiento.

5. Las estructuras mineralizadas en el Batolito de Pataz ocurren principalmente en cuatro arreglos estructurales en orden de importancia: el primero en zonas de cizallas con rumbo N – NO, en la mineralización está presente principalmente en este sistema de fracturas; el segundo en fracturas extensionales N- S; el tercero en fracturas concordantes con la estratificación; el cuarto y el último en fallas verticales, estas generalmente hospedan estructuras estériles. 6. Se realizó un modelo geológico-estructural de los yacimientos La Lima, Papagayo y El Tingo, en la parte norte del batolito de Pataz; asi como del yacimiento El Gigante, en la parte sur del batolito, postulándose la cronología relativa de los mismos.

7. Se determinó que la inclinación de mineralización promedio del yacimiento El Gigante es de 70° con un rumbo aproximado de S20°O, lo cual debe ser considerado para exploración en superficie e interior mina.

8. De acuerdo al estudio termodinámico se deduce que el oro se transporta principalmente como tio-complejos Au(HS)₂⁻ y en menor cantidad en soluciones cloruradas complejas AuCl₂⁻. Si consideramos que el oro se transporta como tio-complejos Au(HS)₂⁻ y con pH entre 5 – 6 o menores que corresponde a la alteración fílica, entonces tenemos valores de logfO₂ entre -30 y -40, a partir del cual se deduce que cualquier aumento en la de fO₂ conduce a una brusca precipitación de oro.

RECOMENDACIONES

 Se recomienda hacer un estudio de dataciones de los diques andesíticos con el propósito de relacionarlos con la mineralización, ya que en muchas zonas corta a las vetas y además presenta posteriores desplazamientos.

2. De acuerdo al grafico de isotermas del depósito El Gigante, se sugiere explorar la veta Esperanza y Valeria hacia el oeste asi como la veta Cabana 2 y Cabana 3 hacia el sur.

BIBLIOGRAFIA

1. Barnes, Hubert Lloyd (1997). Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York.

2. Garay Maureira, Merril Amos (2007). Tesis de Grado. Concentración de plata en sulfuros de cobre del yacimiento Mantos Blancos, Cordillera de la Costa, norte de Chile. Universidad de Chile, Santiago de Chile.

3. Haeberlin, Yves (2002). Geological and structural setting, age, and geochemistry of the orogenic gold deposits at the Pataz province, Eastern Andean Cordillera, Peru. PhD thesis. Université de Genève, Génova.

4. Haeberlin, Y. & Moritz, R. & Fontbote, L. (2004). Carboniferous orogenic gold deposits at Pataz, Eastern Andean Cordillera, Peru: Geological and structural framework, paragénesis, alteration, and ⁴⁰ Ar/³⁹ Ar geochronology. Economy Geology. v. 99, p. 73-112.

5. Haeberlin Y, Moritz R. and Fontboté L. (2000). Fluid inclusions study on mesothermal gold deposits of the Pataz province (La Libertad – Perú). X Congreso Peruano de Geología. p. 458 – 466.

6. INGEMMET (1995). Geología del Perú, Boletín N 55 Serie A: Carta Geológica Nacional. Perú

7. Nash J, T. (1976). Fluid inclusion petrology – data from porphyry copper deposits and applications to exploration. U.S.G.S. Professional paper 907D. p 16.

8. Paredes Vivar, Julio Anibal (2012). Características mineralógicas – estructurales de la veta Milagros del yacimiento aurífero de Parcoy, departamento de La Libertad. Informe de suficiencia profesional. Universidad Nacional de Ingenieria, Lima.

9. Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. Mineralogical Society of America, reviews in mineralogy, Vol. 12, p. 644.

10. Ruiz, Luis (2002). Análisis estructural de vetas auríferas en el segmento norte del batolito de Pataz', XI Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geológica del Perú. p.107

11. Sánchez Paucar, Victor (2012). Estructura y termometría del depósito de Au El Gigante; aplicaciones para la exploración del batolito de Pataz, La Libertad – Perú. Revista informativa del Capítulo de Ingeniería Geológica – Colegios de Ingenieros del Perú. p. 3-5.

12. Shepherd, T. & Rankin, H. & Alderton, H. (1985). A practical guide to fluid inclusions studies, Blakie, Glasgow. p. 235.

13. Zuñiga Wilder, Alfonso (2012). Análisis de los esfuerzos tectónicos de la veta Glorita 2, mina Papagayo de la Compañía Minera Poderosa S.A. Informe de suficiencia profesional. Universidad Nacional de Ingeniería, Lima.