

Pórfidos de Cu-Mo en el sur de Perú; su origen, formación y exploración durante la transición Cretáceo - Paleógeno
(Geología y Exploraciones)

William Martínez Valladares¹, Alonso Arturo Marchena Campos² y Jorge Eduardo Chira Fernandez³

¹Autor: INGEMMET, Av. Canadá 1470 San Borja Lima, Perú
(wmartinez@ingemmet.gob.pe, Cel. 992292647)

²Coautor 1: INGEMMET, Av. Canadá 1470 San Borja Lima, Perú
(amarchena@ingemmet.gob.pe, Cel. 986277018)

³Coautor 2: INGEMMET, Av. Canadá 1470 San Borja Lima, Perú
(jchira@ingemmet.gob.pe), Cel. 907017238)

RESUMEN

Sistemas de pórfidos de Cobre-Molibdeno (Cu-Mo) de clase mundial se instalaron en el sur peruano durante la transición Cretáceo-Paleógeno, como consecuencia del engrosamiento cortical debido al gran volumen previo de magma generado, evento conocido como llamarada magmática (Flare-Up) que, como producto de un adelgazamiento, la corteza continental colapsó y generó un intenso magmatismo félsico que depositó una sucesión de materiales piroclásticos de composición riolítica de más de 1000m de grosor y conocido como Grupo Toquepala. Posterior a este evento magmático, durante el periodo Paleógeno, se generaron, importantes sistemas de pórfidos de Cu-Mo de clase mundial, tales como las actuales minas de Cerro Verde, Cuajone, Quellaveco y Toquepala; además de otros proyectos como Los Calatos, Suyawi, Chaska, Pampa Esperanza, Elisa Sur (Moquegua) y Curibaya-Sambalay, Cinto, Pampa M o Chipispaya (Tacna). La exploración de estos importantes sistemas se basa en herramientas tradicionales y últimamente en tecnologías modernas como la inteligencia artificial y la teoría fractal, esta última soportada por una coherente interpretación estructural aplicada a una margen convergente, actualmente en extensión. Este trabajo toma varias propuestas del geólogo inglés [Jeremy Richards](#) (+), cuyas investigaciones conceptuales son válidos para los Andes centrales y particularmente para el Perú. La importancia de los controles tectónicos,

estratigráficos, geoquímicos, cinemáticos, emplazamiento y conservación de los sistemas minerales, son de vital importancia para generar un yacimiento porfirítico de clase mundial. El Grupo Toquepala tuvo un importante papel en la evolución de los sistemas porfiríticos y cuyo magmatismo y volcanismo de alcances regionales, está asociado a este tipo de sistemas; esta unidad consiste de una gruesa secuencias de materiales volcánicos, mayormente piroclásticos, de composición calco alcalina y riolítica, cuyo grosor supera los 1000m. Una forma de explicar la sucesión de pasos en la generación de estos importantes yacimientos, es que participaron y contribuyeron en el origen, formación y depositación de este tipo de yacimientos. Este magmatismo intrusivo y extrusivo se generó en la base de la corteza continental posiblemente por medio de una llamarada térmica (Flare Up) la cual produjo un flujo térmico elevado que generó un adelgazamiento de la corteza superior, produciendo calderas que posteriormente colapsaron y depositaron potentes secuencias piroclásticas en la transición Cretáceo-Paleógeno. El Grupo Toquepala tiene como base a la Formación Huaracane con una edad de 80 Ma ([Martínez et al 2025](#)) y su tope a la Formación Paralaque con 65 Ma ([Martínez y Cervantes 2003](#)), marcando el final del Cretáceo con el inicio del Paleógeno (límite KT). Es importante notar que, en el intervalo de tan solo 15 Ma, se depositó esta enorme cantidad de materiales piroclásticos y que afloran entre la Qda.

Guaneros (base) hasta las cercanías de pueblo de Torata (techo) en la región Moquegua. Este magmatismo, producto posible de un Flare-Up, se canalizó y emplazó a través del Sistema de Fallas Incapuquio principal metalotecto estructural de la región. La generación de magmatismo y posterior eyección piroclástica, antecedieron a las mineralizaciones de la región y, especialmente, a la formación y emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos antecesores de los depósitos de pórfidos de Cobre-Molibdeno del sur peruano (DPC).

1. Introducción

La margen peruana de tipo convergente, donde la litósfera oceánica subduce bajo la litósfera continental siendo parcialmente reciclada en el manto superior. Estos materiales asimilados por el manto son fundidos y emergen posteriormente mediante pulsos magmáticos que pueden generar los futuros sistemas minerales. En la base de la corteza continental el metasomatismo de la peridotita funde por efectos de fusión parcial del manto generando basalto hidratado (Richards 2021†). Estos basaltos ricos en agua, azufre y cloruros en su ascenso por su diferencial en densidades, evolucionaron a componentes andesíticos. El basalto por su menor densidad, fluyo hacia la corteza superior produciendo la exsolución de componentes sulfurados asociados a los sistemas hidrotermales. Los metales disueltos en dichos fluidos contienen azufre y componentes salinos con alta temperatura y pueden ser precipitados en concentraciones económicas dando lugar a los depósitos porfiríticos de **Cu-Mo** (Richards 2021†). La puesta en evidencia y en valor de los pórfidos de Cu-Mo es de vital importancia para los próximos 25 años ya que al año 2050, la demanda del **Cobre** se incrementará por tres veces o más, por lo cual las reservas mundiales no podrán cubrir dicha demanda. Los sistemas porfiríticos de Cobre-Molibdeno representan las mayores concentraciones de estos metales los cuales conservan

generalmente ciertas características a lo largo del mundo como;

- *Gran tonelaje de mineral.*
- *Bajas leyes de minado (<1%).*
- *valores recuperables de oro, plata y elementos estratégicos como el indio, cobalto y/o Tierras Raras.*
- *Son minas centenarias.*

El Perú actualmente es el tercer productor mundial de Cobre y segundo en reservas (2.8 Mt), superado solo en producción por la República Democrática del Congo (3.3 Mt). En el caso del Molibdeno, nuestro país produce este metal, lo cual lo ubica en el primer lugar en Latinoamérica y el cuarto a nivel mundial. Ante ello, nuestra nación tiene la oportunidad a mediano plazo de atender esta demanda creciente de los metales y entre ellos el cobre en cual sigue siendo un metal crítico para las naciones que no cuentan con este metal o su producción es muy baja. Nuestro país cuenta con rico potencial geológico y los Sistemas de Pórfidos generaran la riqueza de la nación a través de la puesta en marcha de importantes proyectos, el desarrollo de las exploraciones y los futuros descubrimientos, teniendo como visión, remplazar las minas centenarias presentes y futuras como Cuajone, Toquepala, Cerro Verde y Quellaveco.

2. Objetivos

El objetivo de esta contribución es aportar nuevos conocimientos Tectonomagmáticos de los metalotectos Grupo Toquepala, Yarabamba e Incapuquio conjeturando una cadena de probabilidades en la generación y emplazamiento de los yacimientos minerales tipo Pórfidos de Cu-Mo. Asimismo, predecir áreas de exploración mediante la utilización y análisis de herramientas avanzadas en términos geoquímicos y tectónicos y así comprender que unidad (es) dentro del mismo Grupo Toquepala o el litodemo Yarabamba, se encuentran relacionadas puntualmente con la generación de los yacimientos minerales.

2.1 Objetivo general:

Aplicar y comprender con esta investigación, los factores geológicos que controlaron la formación de los yacimientos Cu-Mo en la faja magmática Cretáceo-Paleocena, específicamente los relacionados a los metalotectos Toquepala, Yarabamba e Incapuquio, con un enfoque en el magmatismo calcoalcalino, su evolución geoquímica y la tectónica asociada.

2.2 Objetivos específicos:

2.2.1 Establecer criterios predictivos mediante controles Tectonomagmáticos, geoquímica de magmas y arquitectura de la corteza terrestre, con el fin de identificar áreas con potencial para albergar depósitos ocultos.

2.2.2 Generar objetivos y modelos Tectonomagmáticos para aplicarlos en la prospección y exploración de yacimientos tipo Pórfidos de Cu-Mo.

2.2.3 Contribuir ante la creciente demanda del cobre, alternativas Tectonomagmáticas para la prospección y descubrimiento de Sistemas porfiríticos de cobre, como mineral crítico para la transición energética global.

3. Análisis y desarrollo de la investigación

La investigación se basa en un análisis integrado de procesos geológicos generadores en la formación de sistemas porfídicos, sustentado en una extensa base histórica de datos geológicos, geoquímicos y estructurales recolectados por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) entre los años 2000 y 2025. Se focaliza en el magmatismo del Arco Toquepala (Cretáceo-Paleógeno), y en unidades clave como la Formación Quellaveco, asociada a importantes yacimientos como Toquepala, Quellaveco, Cuajone y Los Calatos (Figura. 1). Dicha investigación comprende:

- Estudios de la composición magmática desde basaltos hasta andesitas y riolitas, considerando su evolución geoquímica.
- Evaluación tectónica de la subducción y posible relación con el desarrollo de arcos magmáticos fértiles.

- Análisis del emplazamiento magmático en la corteza superior y su relación con mega estructuras. Interpretación de la dinámica de exsolución de fluidos magmáticos.

Además, se aplicaron técnicas de predicción basadas en proxies (parámetros indirectos) geoquímicos y modelos espaciales multivariantes para delimitar posibles zonas de interés prospectivo.

4. La faja magmática asociada a los pórfidos de cobre-molibdeno

Se destacan la existencia de un contexto geodinámico y magmático altamente favorable en el sur del Perú, para la formación de depósitos Cu-Mo tipo pórfido:

- a) Composición y evolución magmática: magmas fértiles con relaciones Sr/Y >20 y presencia de adakitas.
- b) Control tectónico: subducción inclinada y convergencia oblicua favorecieron el magmatismo fértil.
- c) Emplazamiento magmático: diferenciación desde basaltos a andesitas y riolitas en la corteza superior.
- d) Formación de depósitos Cu-Mo: eficiencia en la exsolución de volátiles como conductores de la concentración de los metales.
- e) Factores exploratorios: Tiempo, estabilidad tectónica, estructuras profundas, geoquímica anómala y potencial supergénico.
- f) Zonas con exhumación rápida como la cordillera occidental que albergan a los depósitos como Cuajone, Quellaveco y Toquepala son especialmente favorables para exploración.

Teniendo como marco la generación de los sistemas de pórfido en el territorio peruano la cual obedece a un marco de subducción que se instaló desde el término del Cretáceo y se consolidó durante el Paleógeno. Basado en ello, se desarrolló una serie de procesos geológicos, geoquímicos e hidrotermales los cuales fueron importantes en la predisposición y formación de los sistemas minerales tipo pórfidos y los cuales son revisados en las siguientes secciones.

4.1 Estratigrafía del Arco magmático Cretáceo-Paleógeno del sur peruano

Para entender la génesis de los depósitos minerales tipo DPC, es importante conocer el contexto estratigráfico regional en términos litodémico, tectónico, petrográfico, geoquímico y por el tipo de yacimientos minerales los cuales son predecesores al magmatismo de la transición Cretáceo - Paleógeno, han permitido diferenciar cuatro arcos intrusivo - volcánicos con edades y litologías diferentes los cuales se encuentran aflorantes en la cordillera occidental del sur peruano ([Martínez et al 2006](#)):

a. Magmatismo del Arco Chocolate; de edad ¿Permiano superior? -Triásico superior; localizado en la Cordillera Occidental entre Tacna y Arequipa, siendo su localidad tipo las canteras Chocolate al NO de la ciudad de Arequipa. Se encuentra emplazado en una corteza contaminada y relativamente gruesa el cual se expone a lo largo del núcleo de la cordillera occidental, específicamente entre Tacna (Palca) y Ayacucho (Pausa). Este arco magmático se encuentra asociado a los depósitos de tipo Pórfidos de Cobre – Molibdeno (Cerro Verde) y a lo largo de la cordillera occidental de Moquegua y Tacna.

b. Magmatismo de Arco Guaneros; de edad Jurásica media a Cretáceo superior, aflorante en la Cordillera de la costa entre Tacna, Arequipa e Ica, se emplazada en una corteza relativamente delgada y asociada a yacimientos tipo Óxidos de Hierro, Cobre y Oro (IOCG). El magmatismo consiste de andesitas basálticas y intruidas por gabros, dioritas y migmatitas (unidades Punta Coles e Ilo).

c. Magmatismo de Arco Matalaque; de edad Cretáceo inferior; aflorante en la

Cordillera Occidental entre Tacna y Moquegua. Se emplazó en una corteza media posterior a la instalación del magmatismo Guaneros y anterior al arco Toquepala, sus extensos afloramientos se encuentran en el núcleo de la cordillera occidental entre Tacna y Arequipa y corresponden a andesitas con importantes contenidos de cobre en su roca parental (50 – 70 ppm Cu) pudiendo ser parte alimentadora de los Depósitos Pórfidos de Cobre (DPC).

d.- Magmatismo de Arco Toquepala; de edad Cretáceo superior - Paleógeno; es el más importante evento volcánico por estar asociados a los sistemas porfiríticos aflorando en el núcleo de la cordillera occidental entre Tacna y Arequipa, se considera como uno de los metalotectos de los pórfidos del sur peruano ([Martínez et al 2018 2020](#)). Este magmatismo generó una serie de unidades volcano sedimentarias conocidas como;

- *Formación Huaracane (base)*
- *Formación Inogoya*
- *Formación Quellaveco*
- *Formación Paralaque(tope)*

Se considera dentro de estas cuatro unidades, la más importante como guía estratigráfica es la Formación Quellaveco que corresponde a una secuencia de tobas soldadas de color blanco con granos de cuarzo cristalino y que se presentan asociada y aflorante a los más importantes pórfidos como Toquepala, Quellaveco, Cuajone y Los Calatos, esta unidad contiene más de 50 ppm de Cu como contenido en roca ([Imagen 1](#)).

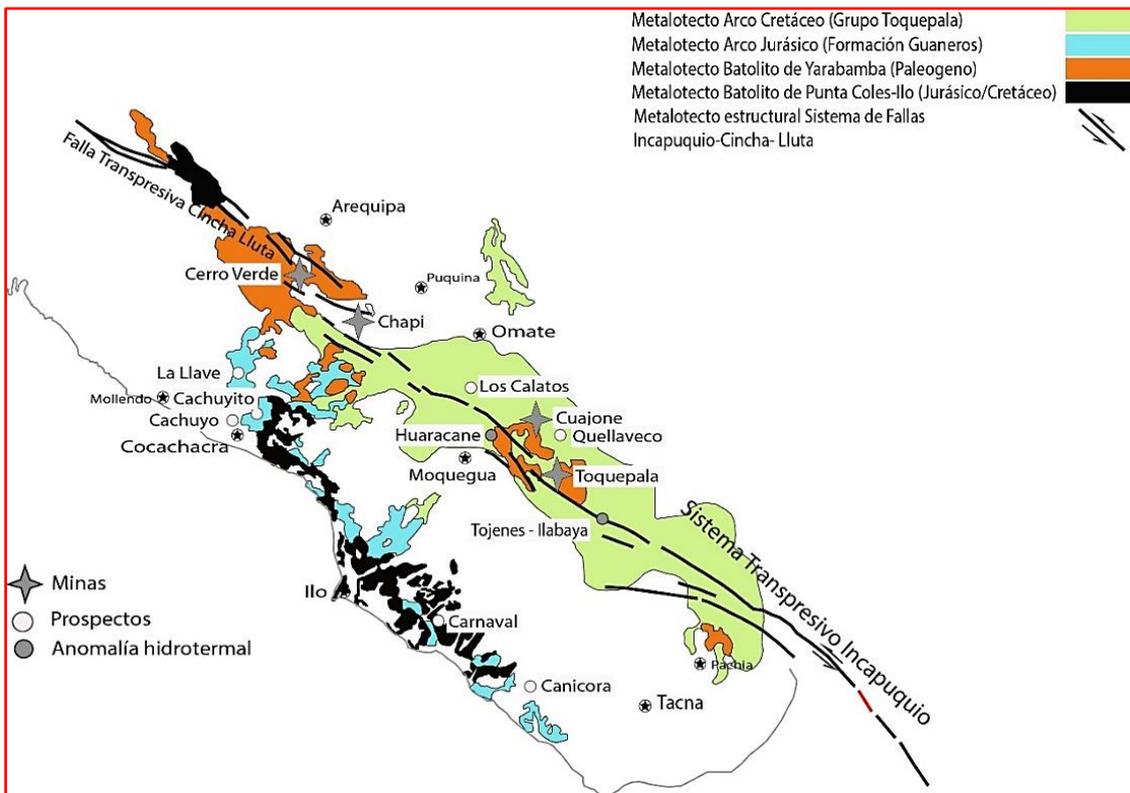


Figura. 1.- Afloramientos de las unidades Cretáceo – Paleógenas, siendo el metalotecto Grupo Toquepala y Superunidad Yarabamba los más importantes de carácter regional (Tacna-Arequipa). Nótese también la importancia del metalotecto estructural Incapuquio – Cincha - Lluta, que fue el conducto de los fluidos magmáticos e hidrotermales de la región. (tomado de [Martínez et al 2006](#))



Imagen 1.- Yacimiento Los Calatos, es un pórfido de Cu-Mo a más de 500m de profundidad. En la imagen se nota la zona de fuerte oxidación. Región Moquegua (tomado de [Martínez et al 2025](#))

Asociados a estos cuatro arcos (Figura. 1), intruyen cuerpos intrusivos de características batolíticas con rango de edades entre 190 y 100 Ma (Punta Coles e Ilo). Estos batolitos afloran en la Cordillera de la Costa (Tacna-Moquegua) y Cordillera Occidental (Arequipa) esta última representado en el Plutón Torconta, así como los cuerpos dioríticos que se encuentran, como remanentes, en el batolito de Yarabamba entre los pórfidos de Toquepala y Cuajone. Un importante batolito de edad Cretáceo - Paleógeno, es la Superunidad Yarabamba, esta unidad se considera un importante Metalotecto litodémico parental que generó y albergó pórfidos asociados la mineralización de cobre-molibdeno en la mayoría de los DPCs del sur peruano. Este metalotecto de acuerdo a sus características geoquímicas en roca parental (>200 ppm Cu), marco estructural asociado a los DPC y generador de los pórfidos monzoníticos superficiales asociados, generó la mayoría de los cuerpos porfídicos que se emplazaron en las rocas del Grupo Toquepala (Minas de Toquepala, Quellaveco y Cuajone), en algunos casos soterrado bajo secuencias Miocénicas asignadas al Grupo Tacaza como como es el proyecto Chipispaya ubicado en Tacna.

4.2 Margen convergente y metalogénesis del arco Magmático

Los cuatro arcos magmáticos de la margen occidental, están ligados a procesos tectónicos en un borde convergente. Durante el Jurásico inferior existían fuerzas tensionales a transpresionales que originaron un ambiente de retroarco con régimen de extensión (Martínez et al 2025). De acuerdo a los estudios de Richards (2003†), que pueden ser aplicados a la margen peruana, la cuenca de retroarco, se origina por “el hecho que la mayoría de las placas de las más antiguas a las más recientes tienen una flotación negativa relativa a la astenosfera y están actualmente hundiéndose fuera del eje de la fosa, siendo la placa superior arrastrada hacia la fosa por succión o empuje de la placa y provocando una extensión lateral (retroarco). Pero también puede relacionarse a surgencia astenosférica o adelgazamiento cortical demostrado en

los materiales volcánicos de edad jurásica aflorantes en la cordillera occidental (Formación Chocolate).

Se presume que antes de la convergencia compresional de edad Cretáceo - Paleógena, existía un régimen extensional de edad Jurásica, poco favorable para la formación de un Depósito de Pórfido de Cobre (DPC) dado que el abundante magmatismo y delgada corteza continental impedía la acumulación y maduración de un sistema mineral. Hay que recordar que, durante el periodo Jurásico, el sistema era extensional y los fluidos y sus volátiles originados en la zona de fusión, se emplazaban rápidamente en forma de volcanismo e intrusiones ígneas estériles (arco insular). Por esta razón es que no se conoce yacimiento tipo pórfido alguno e importante durante este periodo, salvo el yacimiento Tía María-La Tapada, que es un caso puntual de magmatismo muy fraccionado de pulsos ígneos porfiríticos y evolucionados en Elementos de Tierras Raras (REE), contenido de agua y oxidación de sus magmas. A partir del Jurásico superior, el régimen tectónico de subducción entra en una etapa de convergencia oblicua, generando un sistema de compresión, cerrando la cuenca de retroarco. Es justamente en este lapso de tiempo en medio de un volcanismo andesita - basáltico donde se emplazan los cuerpos subvolcánicos muy diferenciados y que albergan un DPC; Tía María-Las Tapadas.

Durante la compresión post jurásica, con velocidad constante de la placa subductante (durante un mínimo de 10 Ma), favorecido por un ángulo de subducción y una dirección de convergencia oblicua de la placa, se desarrollaron las condiciones óptimas para generar la formación de un DPC tipo Tía María. Por otro lado, la estabilidad tectónica de la margen andina, favoreció la acumulación y almacenamiento de metales como el cobre y molibdeno. Estos fluidos menos densos y diferenciados se emplazaron a lo largo de zonas con debilitamiento estructural, pero en un régimen siempre transpresional generando marcos estructurales tipo jogs o *pull apart* conocido como Sistema de Fallas Incaquiuo (SFI). Durante la

sedimentación en el antearco, la placa superior es arrastrada hacia la fosa por succión o empuje de la placa desarrollando una extensión lateral y generando un "retroarco" (Richards 2003†), esto podría ser una explicación, pero también puede relacionarse a surgencia astenosférica o adelgazamiento cortical. A partir del Jurásico superior, el régimen tectónico de subducción entra en una etapa de convergencia oblicua, con régimen transpresivo, velocidad constante el cual maduró una zona de fusión estrecha y alineada conocida como; magma, asimilación, almacenamiento y homogenización (MASH) con una posible duración de 60 Ma (lapso entre la base del Grupo Toquepala; 80 m.a y el final del magmatismo Jurásico; 140 m.a). este lapso de tiempo es conocido con Guaneros de Transición, caracterizada por engrosamiento cortical y generación de Ocoitas (afloramientos en la Qda. Chojas – Qda. Guaneros - Moquegua). Los últimos eventos magmáticos de tendencia porfírica (65 Ma) fueron los que trajeron la mineralización final (50-60 Ma). Esta franja de terreno regional como se mencionó, es estrecha encontrándose entre Arequipa (Cerro Verde) y Tacna (Chipispaya) con una extensión de más de 220 km y un ancho promedio de 40 Km. A esta franja se adosa hacia el Este, rocas volcánicas e intrusivas de edad Miocena traducida en el DPC Chipispaya (Tacna) cuya mineralización, también conserva esta edad.

En resumen, en la transición Cretáceo-Paleógeno del sur peruano, se tiene un potencial de exploración a lo largo de esta estrecha franja mencionada y que es

potencialmente favorable de contener yacimientos minerales ocultos tipo DPC. A nivel mundial, la uniformidad de los depósitos sugiere que su origen y formación pueden ser reproducibles y el tamaño de los DPC es posible que sea producto de varios factores, pero principalmente de convergencia, engrosamiento cortical y de efectos acumulativos en el tiempo. Es evidente que los grandes depósitos de Cu-Mo están relacionados al desarrollo completo de un arco magmático donde las condiciones de volumen de magmatismo fueron abundantes y una residencia por periodos prolongados. El Arco Toquepala reúne estas condiciones Tectonomagmáticas y el hallazgo o no de un nuevo DPC depende de encontrar patrones estratigráficos, estructurales y geoquímicos de carácter regional ayudado por la historia geodinámica que permitan predecir áreas con máximo flujo magmático-estructural y, por ende, el potencial para formar estos depósitos a profundidades por debajo de los 200m de la superficie y que sin duda están ocultos por los materiales volcánicos-sedimentarios relativamente recientes. Por otro lado, las concentraciones de Cu se correlacionan positivamente y directamente con el contenido de agua así como la oxidación del mismo, de acuerdo a ello, se observa que los pórfidos de Quellaveco y Los Calatos tienen un alto contenido de agua (>1 ; Eu/Eu^*) a diferencia de las unidades volcánicas parentales como las unidades Asana, Quellaveco y Yarabamba (<1 ; Eu/Eu^*) (Figura 2)

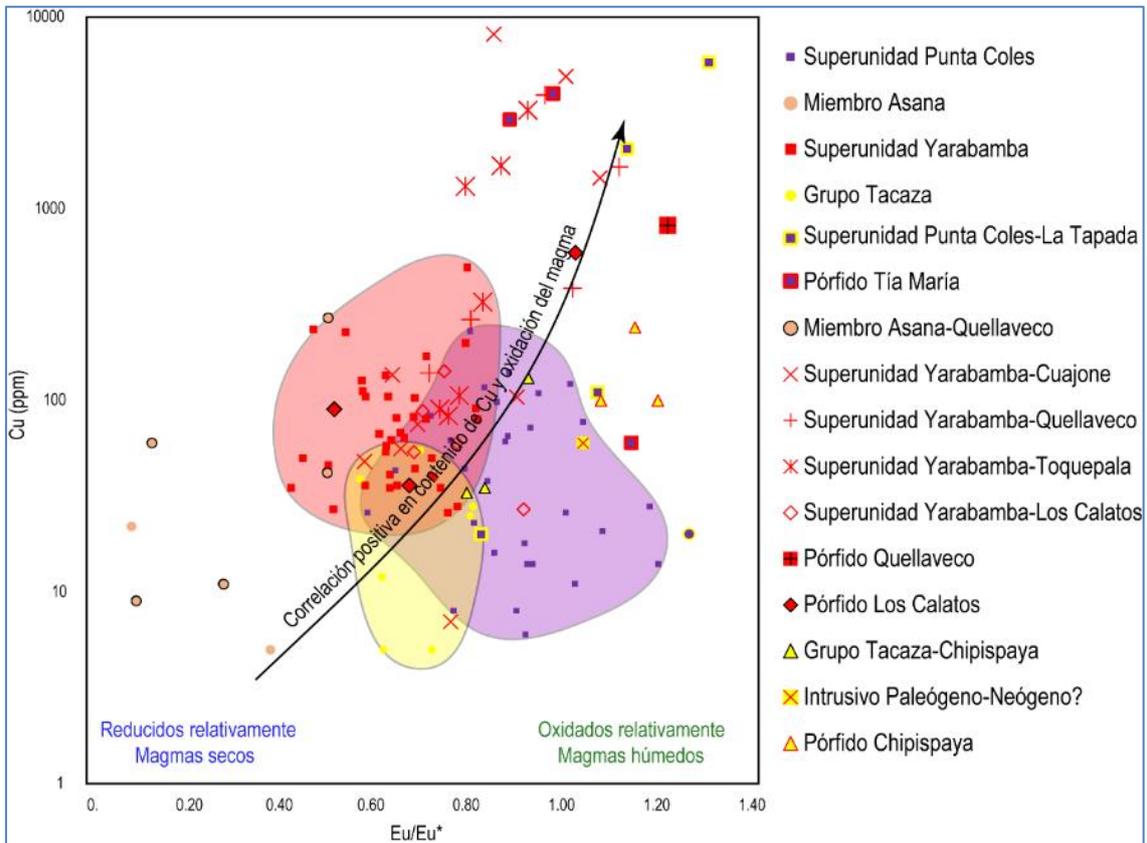


Figura. 2.- Diagrama bivalente Eu/Eu^* vs Cu (ppm) para las unidades ígneas parentales y sus respectivos pórfidos e intrusiones en el entorno y en los yacimientos. Obsérvese los contenidos de Cu para las unidades volcánicas de Asana y Quellaveco (>500 ppm Cu) e intrusiva Yarabamba (200-1000 ppm). La correlación positiva es particularmente buena para el magmatismo Cretáceo superior-Paleoceno correspondiente al Grupo Toquepala y la Superunidad Yarabamba.

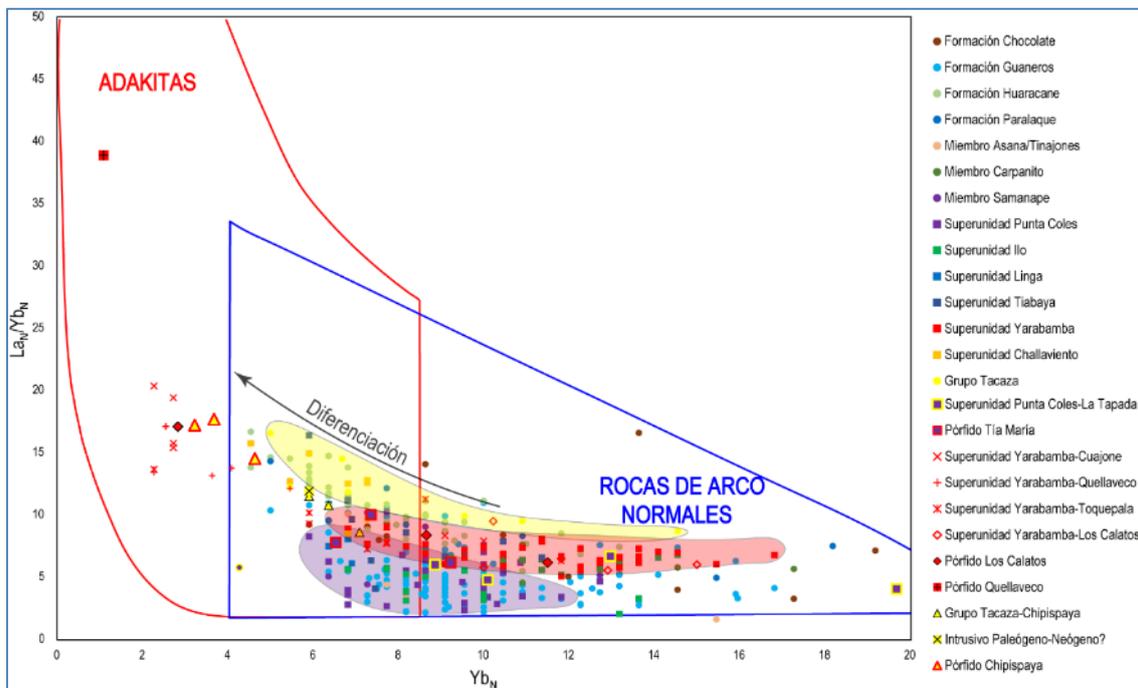


Figura. 3.- Diagrama La_N/Yb_N vs Yb_N discriminante de Adakitas/ Rocas de arco normales. Campos de Adakita y rocas de arco. Nótese la componente Adakítica del pórfido Quellaveco (tomados de Defant et al, 2002 y Richards y Kerrich 2007)

5 Origen y Formación de los sistemas porfídicos: una cadena de probabilidades

El origen y formación de un pórfido tiene varias componentes que trabajan conjuntamente y pueden llegar a generar un yacimiento económico, es así que los sistemas de pórfidos solo pueden ser exitosos dependiendo de las condiciones Tectonomagmáticas y preservación de estos depósitos. En base al trabajo de investigación de Richards (2021†), se propone hipótesis sobre el origen, evolución y depositación de un yacimiento porfirítico económicamente viable, sustentadas en experiencias, análisis y predicción basados en datos geoquímicos y tectonomagmáticos. Para ello, a continuación, se considera los siguientes parámetros, que pueden ser aplicados para explicar la generación de los sistemas porfídicos en la cadena Andina y específicamente en los andes centrales del sur peruano.

5.1 Composición del magma original

Es conocido para los Andes centrales, que los basaltos se originan en el umbral Manto-Corteza inferior, los cuales son derivados de la fusión parcial afectando al manto empobrecido debido a la liberación de elementos litófilos que son adosados a la corteza inferior-superior (zona MASH). Estos magmas por su naturaleza basáltica son poco prospectivos para la formación de yacimientos minerales, más si, son ricos en azufre, elemento litófilos como; K, Rb, Cs, Ca, Sr y Ba, así como metales como U+Pb y Cu. Hay que tener en cuenta que los basaltos tipo cordillera (MORB, de naturaleza Toleítico) tienen bajo contenido de agua y son reducidos, por lo que no son prospectivos dado que los metales como Cu+Au y platinoides se incluirán en las primeras fases en la precipitación de los sulfuros. Por otro lado, el estado de oxidación es más alto en los magmas de arco (calcoalcalinas) indicando la presencia de sulfato en vez de fases sulfuradas lo cual favorece al magma a saturarse tempranamente en fases sulfuradas y por consiguiente en agotarse en metales (Richards 2021†). En el magma evolucionado del magma parental tipo calcoalcalino, los elementos calcófilos como el Cu donde su concentración

bordea los 50 a 100 ppm, no se agotan al contrario los elementos siderófilos caso del Au y los platinoides de concentración menores en partes por billón (ppb), se agotan fuertemente. Por otro lado, el alto contenido de agua (relación $Eu/Eu^* > 1$) en el frente magmático del arco (Figura 2) condiciona que este fue consumido mucho antes de una posible erupción volcánica antes de la despresurización y cristalización de la corteza superior. Estos fluidos hidrotermales tendrían el potencial para transportar y precipitar los metales para formar un depósito mineral (Figura 2). En general estas condiciones son favorables en los tiempos Fanerozoicos estimándose que el 90% de los sistemas de arco son prácticamente fértiles y potenciales para formar un pórfido y aplicable a los andes centrales (Richards 2021 †).

5.2 Tectónica y subducción del arco magmático

La tectónica de la zona subductada es de vital importancia, aquí se genera el magma, su asimilación, almacenamiento y homogenización (zona MASH), si esta subducción es plana, evitara la fusión parcial y en consecuencia magmatismo. Por otro lado, la inclinación moderada a fuerte de la loza subductada generara magmatismo en el arco y retroarco (apertura y magmas bimodales). Por encima de la loza subductada los fluidos hidrotermales son liberados la cual debería ser estable con un ángulo de subducción entre 30° y 45° así como una dirección de convergencia oblicua; bajo estas condiciones los fluidos liberados y metasomatizados de la cuña mantélica con producción de magma, se emplazaría a lo largo del eje fijo y por debajo de la corteza inferior generando un arco horizontal y focalizado (puntual). Estas condiciones Tectonomagmáticas deberían mantenerse estables durante millones de años hasta alcanzar la corteza superior. Este argumento se puede seguir al norte de Chile y sur de Perú, donde existen varias franjas magmáticas de dirección norte-sur (N-S; Chile y NO-SE; Perú) con anchos entre 50 y 100Km y extensiones mayores a los 1000Km. Estos ejes magmáticos progresan hacia el este con estabilidad de estos ejes de decenas de

millones de años. Es más, decir que es; “*prácticamente imposible la formación de un pórfido, si no se encuentra disponible un abundante magmatismo (volumen) y las probabilidades de generar un pórfido a partir de estas óptimas condiciones es de solo el 20%*” (Richards 2021†)

5.3 La zona MASH

En los andes centrales entre del norte de Chile y sur de Perú, las rocas volcánicas jurásicas (formaciones La Negra y Guaneros), los contenidos de las andesitas basálticas aparentemente no contienen niveles suficientes de Mg+Ni+Cr, para ser similares o equivalente a una peridotita (Martínez et al 2006). Para generar un magma simple como el basalto a un magma calcoalcalino como la andesita, solo se requiere un mecanismo simple de fusión de la base de la corteza continental y de la zona de la cuña mantélica, siendo estos magmas posteriormente emplazados por baja densidad a niveles altos de la corteza continental, esta zona de fusión es conocida como la zona MASH. Los magmas basálticos generados en la base de la corteza continental son tan densos que dificultan su emplazamiento a través de la corteza superior y solo pueden alcanzar estos niveles en una tectónica de extensión o transpresión (retro arcos). Hildreth y Moorbath (1988), indicaron que esta zona MASH; corresponde a una mezcla de diques, placlitos, cámaras magmáticas e intrusiones diferenciadas, con lo cual los basaltos evolucionan por cristalización fraccionada y fusionan con material cortical formando magmas híbridos de composición intermedia (origen de las Andesitas). Estos magmas híbridos por su menor densidad se emplazarían a niveles superiores almacenándose en cámaras más superficiales (formando batolitos) o generando volcanismo superficial. En magmas evolucionados de tipo andesítico, los valores elevados de las relaciones Sr/Y y La/Yb, son conocidos como Adakititas (Figura 3). En la mayoría de las rocas fanerozoicas de composiciones similares a la Adakititas se reflejan en el proceso MASH y AFC (Asimilación, Fraccionamiento y Cristalización) y posiblemente mantienen un alto contenido

de agua en los magmas parentales siendo un indicador de magmas fértiles para la formación de un pórfido de Cu+Mo. Por último los altos valores de Sr/Y (>20) para la generación de pórfidos económicos, son comúnmente utilizados como un indicador de fertilidad el cual indicaría su alto contenido en agua. (Figura 3).

5.4 Origen, emplazamiento y almacenamiento de magma en la corteza superior

En general los magmas silicatados tienden a subir a superficie en relación a su entorno (roca caja). Los magmas con mayor densidad, como los basaltos, son atrapados en la corteza inferior y los magmas andesíticos, generados de estos basaltos, se elevaría a la corteza media-superior donde se quedan atrapados por efecto de similitud en densidad con la roca caja. Uno de los canales de recorrido para los fluidos magmáticos e hidrotermales es a través de grandes mega fracturas como el Sistema de Fallas Incapuquio - Cincha Lluta (SFI), el cual controla las cuencas por lo menos desde el Jurásico. Estas fallas translitosféricas canalizaron los magmas que se encuentran bajo alta presión, desplazándose hacia la corteza superior y generando cuerpos subvolcánicos y volcanismo efusivo y como consecuencia, fluidos hidrotermales.

Otro concepto es que los regímenes transpresionales, en un marco de subducción oblicua, generan sistemas de fallas paralelas (Strike slip) a la costa los cuales presentarían puntos de inflexión como los *jogs estructurales* o cuencas de tipo *pull apart*, aprovechados para el emplazamiento de magmas y el transporte de los fluidos hidrotermales.

5.5 Exsolución de fluidos volátiles de la cámara magmática

Es importante tener en cuenta que la formación de un Sistema de Pórfidos de Cu-Mo está dado por el mecanismo de transferencia de los metales desde la fase fundida con silicatos a una fase volátil y como consecuencia su depositación. Los metales como el cobre y los preciosos están asociados a los fluidos acuosos salinos y en relación con los minerales silicatados anhidros conllevando a un

equilibrio con grandes volúmenes de magma, esperándose que la extracción de los metales de esta fase fundida, sea eficiente y genere la depositación posterior de los metales.

En general la exsolución de volátiles durante la despresurización y enfriamiento del magma es consecuencia del enfriamiento y solubilidad de la fase silicatada por presión y temperatura y la baja concentración de la fase volátil, ello se conoce como la “primera ebullición” seguidamente el ascenso y despresurización es conocida como la segunda ebullición y es asociado al enfriamiento y cristalización de los silicatos y metales. Es poco conocido el emplazamiento y destino de los fluidos generados en los arcos magmáticos; se separan individualmente o acompañan al magma que se emplaza en la corteza poco profunda, teniendo en cuenta que su viscosidad y densidad son bajas en comparación con la fase silicatada por lo que ascienden separados o en todo caso reaccionan con la roca caja reaccionando y formando carbonatos y minerales de alteración (Richards 2003†).

En resumen, cuando el magma alcanza la corteza superior, esta evoluciona a composiciones félsicas y una gran parte del CO₂, se habrá perdido y los fluidos serán hidratados con altas concentraciones de azufre y cloro. Es aquí donde se supone se forman y depositan los minerales como Cu-Mo y los preciosos, siendo ellas demostrados mediante los estudios de inclusiones fluidas (Richards 2021†).

5.6 Fluidos supercríticos y Mecanismos de emplazamiento de los DPCs

El Cu puede ser depositado en un ambiente tipo DPC específicamente en la zona superior o cúpula del pórfido y está limitada su concentración por el volumen del magma y de los fluidos hidrotermales. De acuerdo a Richards (2021†), un cuerpo batolítico mayor a los 100 km³ de magma tipo andesita con 4% de H₂O en teoría puede precipitar el Cu (concentración entre 50-100 ppm) y generar un depósito gigante (>entre 10-31 Mt contenido de Cu). Aunque ello implicaría la completa desgasificación de la cámara magmática,

extracción eficiente del Cobre del fundido y la canalización total de todo el fluido. Por otro lado, una disminución de estas condiciones, implicaría la dispersión de los metales por múltiples vías reduciendo la cantidad de metal a depositarse y generando un depósito pequeño. Por otro lado, también es necesario que el evento de exsolución sea muy rápido en términos de la vida del batolito antes de la su cristalización total. Se conoce que los DPC se forman en pocos cientos de miles de años (100,000 años) aunque existen en Perú y Chile yacimientos que pudieron necesitar más de un millón de años para formarse. A diferencia de los cuerpos batolíticos parentales como la Superunidad Yarabamba lo que significa que existe una alimentación y construcción continua de magma de la base cortical. Por otro lado, un batolito rara vez genera un depósito porfirítico económico por lo menos en su zona central, si no en la periferia, donde hay condiciones de cizallamiento y canalización de fluidos y solamente en intervalos 10 a 15 Km (radio) por lo que son considerados como eventos muy raros pero reproducibles y de corta duración en un arco magmático. Se puede recordar por ejemplo que los depósitos DPC de Los Calatos, Cuajone, Quellaveco y Toquepala, se encuentran separados en promedio 15km entre ellos, lo que asombrosamente demuestra una simetría en términos de distancia y ello responde posiblemente a una teoría fractal-estructural muy predecible y reproducible para aplicarla a la prospección y exploración minera. (Martínez et al. 2025).

5.7 Tiempo de formación de los Sistemas Minerales (DPC)

Para entender la formación de los Sistemas de Pórfidos de Cu-Mo, y por consiguiente el tamaño de los mismos, es necesario involucrar el “Tiempo” de formación y residencia de estos sistemas minerales. Por ejemplo, trabajos realizados en el Sistema porfirítico Chuquicamata abarca un tiempo de 3.3 Ma. cronología realizados en circones y fechamientos de alta precisión en Renio-Osmio (Virmond et al. (2024) los cuales muestran una actividad hidrotermal prolongada, con lo cual evidencia que la

dotación de Cobre en los depósitos de pórfidos de cobre-molibdeno se correlaciona directamente con una actividad hidrotermal de varios millones de años, ello se resume en una frase; *“el tamaño de los Pórfidos es correlacionable con la duración de la actividad Magmática-Hidrotermal”* (Virmond et al. (2024). En el caso del yacimiento Chuquicamata, para determinar la cronología y duración de los procesos hidrotermales es necesario contar con datos geo cronométricos muy preciso de pocos miles de años de duración aplicado al emplazamiento y evolución del magma y la escala de tiempo de los eventos hidrotermales, para ello se empleó el método para dataciones; CA-ID-TIMS U-Pb en circones y N-TIMS en R-Os ello en la mineral molibdenita, y a lo largo de toda la columna litológica del sistema. Se puede mencionar a grandes rasgos que los modelos numéricos y los datos geocronológicos de alta precisión sugieren una buena correlación entre el tamaño del depósito, el volumen de magma que genera el mineral de Cu y el tiempo de duración de esta actividad magmática-hidrotermal; desde unos miles de años (yacimientos de pocos millones de toneladas de Cu) hasta escalas de tiempo superiores a 1 m.a cuyos depósitos superan los 100 Mt de Cu (Virmond et al. 2024).

5.8 Depositación mineral

Se sabe que los sistemas minerales pueden tener el potencial de transportar metales a los sistemas hidrotermales de la corteza superior a través de complejos clorurados, muy pocos lo hacen eficientemente y los pocos que lo logran deben depositar su carga en metales en concentraciones muy elevadas (>0.4% o equivalente a 1.2% Cu) (Richards 2021). Se puede mencionar que el mayor riesgo para la formación y depositación exitosa de minerales de Cu, es que los metales se distribuyan a través de brechas pipe, diatremas o sean destruidos y dispersados en grandes eventos magmáticos como lo ocurrido en tiempos jurásicos o en todo caso en grandes erupciones volcánicas. Una controversia sería el depósito de El Teniente en Chile donde terminado la formación del mineral le siguió el emplazamiento de una brecha pipe de 1

km de ancho (Vry et al. 2010). Es de esperar que los fluidos post magmáticos e hidrotermales transportantes de los metales, generalmente se encuentran debajo de la superficie donde los fluidos son de alta concentración que reaccionarían con las paredes del yacimiento y precipitando eficientemente los metales. La concentración de vetas de alta ley que responde a un control estructural de alcances mayores como el metalotecto; Sistema de Fallas Incapuquio (SFI) en la región Moquegua y Tacna, donde existe sistemas de vetas de Au-Ag de dirección andina asociadas al SFI (Figura 1), canalizo los fluidos magmáticos e hidrotermales que ayudado por las intersecciones anti-andinas, generó las singularidades llamadas; pórfidos de Cu-Mo. En un yacimiento de clase mundial tipo pórfidos de Cu-Mo, las mineralizaciones de alta ley son originadas cuando los fluidos mineralizantes reaccionan con las paredes de la caja fría y precipitan sulfuros metálicos como la calcopirita y bornita y que en su estructura pueden albergar oro. La geofísica tipo Aeromagnética (MAG) ayuda en la predicción de yacimientos minerales o ligados a sistemas volcano-plutónicos, sobre todo en la interacción entre altos y bajos magnéticos que es donde tienen la propiedad de contener lineamientos y estructuras cizalladas por donde pudieran circular intrusiones porfiríticas y eventualmente fluidos hidrotermales. Asimismo, la prospección de afloramientos ígneos donde se pueda realizar geoquímica de precisión (Traza+REE) tanto de la roca parental o sus pórfidos asociados.

5.9 Postmineralización y factores de predicción prospectiva y exploratoria.

Se conoce que los sistemas de pórfidos de cobre son la expresión profunda de los yacimientos epitermales, estos yacimientos pueden profundizar entre 2 y 4Km y sus expresiones epitermales prácticamente son superficiales. De hecho, los pórfidos en su formación son profundos para ser explotados, por lo que la tectónica, exhumación y erosión juegan un papel esencial en este tipo de yacimientos. En los andes centrales y

específicamente en nuestro territorio la tectónica de levantamiento es muy rápida en términos de pocos millones de años y donde se puede acceder a las mineralizaciones económicas ayudado de esta erosión rápida; es el caso de los DPC de Cuajone, Quellaveco y Toquepala, donde la exhumación de estos sistemas abarco solo tiempo de solo 20 m.a, que es el periodo de actividad mayor del SFI que levanto la cordillera en relación al antearco (cuenca Moquegua). Por esta razón por el levantamiento rápido de los Andes, es que los Sistemas DPCs más grandes de Sudamérica son de edad Paleocena y mayormente Eocena-Miocena (norte de Chile), a diferencia de los centros volcánicos más recientes, con bajas tasas de erosión y que puedan albergar un DPC en profundidad siendo poco rentables dado su nivel de exposición. Por otro lado, una rápida erosión de estos sistemas expondría niveles más profundos o las raíces de los sistemas en un rango de 4 a 5 Km de profundidad.

Es conocido también, que la exploración de DPC en áreas geológicamente dominadas por batolitos es muy poco viable dado que estos terrenos representan las raíces de los Sistemas Porfiríticos ya erosionados. A diferencia de lo postulado por Richards (2021†), donde menciona que el batolito costero peruano es poco prospectivo en yacimientos DPC, esto no es necesariamente valido, ya que los DPC como Toquepala, Cuajone, Quellaveco, Los Calatos y el mismo Cerro Verde, son asignados a los metalotectos batolíticos de edad Paleógena en este

caso la Superunidad Yarabamba y sus ubicaciones como minas se encuentran en los bordes de tales batolitos y ello es corroborado por la huella geofísica tanto señal analítica como de campo total (año 1974). (Figura 5).

Una componente muy importante en la valorización de un DPCs es el "enriquecimiento supergénico". Durante la tectónica de elevación de los sistemas porfiríticos, la erosión jugo un papel importante; los minerales sulfurados como pirita y calcopirita, oxidan y se incorporan a las aguas subterráneas generando acidez de estas, es comprensible que, si estas condiciones continúan en el tiempo, desaparecerá el yacimiento pero generalmente esto sucede bajo la capa de aguas subterráneas o nivel freático, cristalizando calcocita (Cu_2S) y generando un enriquecimiento supérgeno por debajo de este nivel. Este fenómeno ocurrió en mayor medida en los yacimientos de Cuajone, Quellaveco y Toquepala, donde secuencias de tobas asignadas a la Formación Huaylillas cubrieron grandes extensiones de estos yacimientos y permitiendo su preservación y enriquecimiento. Por otro lado, el yacimiento Los Calatos, esta preservado por terrenos de conglomerados, areniscas asignadas a la Formación Sotillo y en la zona de exploración, solo aflora la zona de oxidación de Fe (gossan) estando el yacimiento a más de 500m de profundidad. (imagen 1).

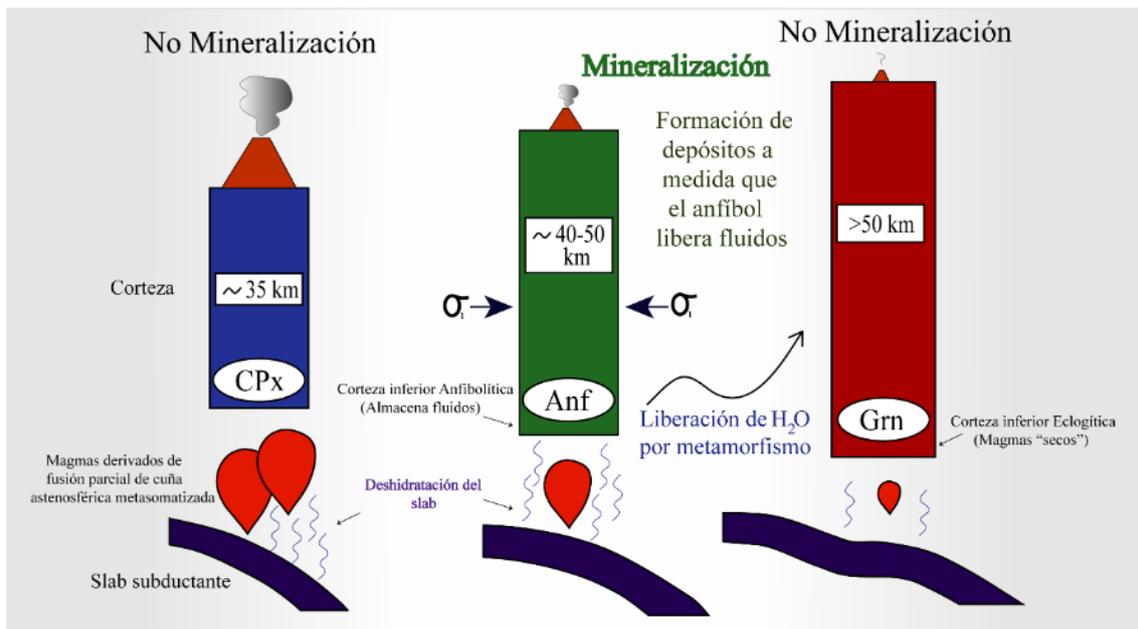


Figura 4.- Representación esquemática de los procesos implicados en la generación e hidratación de los sistemas porfiríticos: deshidratación del slab subductante, fraccionamiento de anfíbol almacenando H₂O generando magmas húmedos y su posterior liberación por metamorfismo debido al engrosamiento cortical por esfuerzos compresivos y fraccionamiento de granate, el cual no almacena H₂O en su estructura, generando magmas secos tras su fusión. La mineralización ocurre durante la liberación de fluidos acuosos, entre la 2ª y 3ª etapas mostradas en la figura. Se señala a su vez el volcanismo intenso en el contexto de una cuña astenosférica gruesa por una subducción de pendiente pronunciada y luego el volcanismo es suprimido por adelgazamiento de la cuña astenosférica debido al régimen compresivo. Modificado de [Kay y Mpodozis \(2001\)](#).

5.10 Isótopos de las unidades asociadas a los sistemas porfiríticos

Análisis de isótopos fueron realizados desde la década de los setentas ([James et al 1974.](#), [Boily et al \(1983 - 1990\)](#)), en muestras de los arcos volcánicos; Guaneros y Toquepala ([Figura 1](#)), los cuales están asociados a los pórfidos de edad Jurásica (Tía María-La Tapada – Yaral- Posco) y con los Paleocenos (Los Calatos, Cuajone, Quellaveco y Toquepala) respectivamente. Los resultados muestran los siguientes valores isotópicos:

Formación Guaneros¹

ϵNd_t : +6 +8 y ϵSr_t : -15 +1 (inferior)
 ϵNd_t : +2 +3 y ϵSr_t : -5 +15 (superior)

Grupo Toquepala²

ϵNd_t : +2 +6 y ϵSr_t : -5 +8 (inferior)
 ϵNd_t : +3 +4 y ϵSr_t : -1 +4 (superior)

Estos valores sugieren que hay una evolución desde orígenes o fuentes mantélicas hacia la corteza superior. Puede afirmarse que los dos arcos tienen bajas relaciones de Rb/Sr y alto Sm/Nd. La

Formación Guaneros tiene más afinidad con el manto (magmas primitivos) y geográficamente se distribuyen entre Ilo y Locumba, mientras que sus secuencias superiores distribuidas en La Yarada, posiblemente muestran más contaminación de sus magmas ([Martínez et al. 2006](#)). El Grupo Toquepala muestra similares características, sus secuencias inferiores son menos evolucionadas que las superiores, esto posiblemente podría interpretarse como un fraccionamiento continuo de los magmas a medida que la corteza continental engrosaba en el tiempo ([Martínez et al. 2025](#)). Las edades U-Pb de las secuencias inferiores de la Formación Guaneros muestran edades de 165.10 ± 1.7 y 185 Ma [Boekhout et al, \(2012\)](#) y [Boily et al \(1983\)](#), mientras que las secuencias superiores compuestas de areniscas volcánicas y niveles de calizas, están en el rango de 150-160 Ma (basado en el registro fosilífero del Calloviano en

sección Alto el Madero-Pampas Clemesí en Moquegua) las dos secuencias tienen valores de ϵ_{Nd} diferentes, esto indica que tienen 2 fuentes isotópicas al parecer distintas (Martínez y Cervantes 2003).

En síntesis, las diferentes firmas isotópicas sugieren diferentes fuentes de magma, e indican que derivaron de fuentes homogéneas y primitivas de origen mantélico.

Los cambios isotópicos posiblemente estarían asociadas a discontinuidades en las zonas de fusión parcial a profundidades mayores de 100 Km (Richards 2003). Para fines prospectivos es importante conocer el nivel de contaminación de los magmas parentales (afloramientos) y la fuente en diferentes sectores de los arcos volcánicos, teniendo en consideración que los magmas más evolucionados (alto Rb/Sr y bajo Sm/Nd) y con una componente cortical superior, tendrán más posibilidades de generar un yacimiento mineral. El incremento de los ratios de tierras raras pesadas es atribuido al aumento de anfíboles y granates como minerales residuales. Por lo tanto, una interpretación sugiere que un magma que cristalizó en una corteza controlada por mineral residual anfíbol sin clinopiroxeno ni granate, mineral que cristalizó durante un engrosamiento de la corteza inferior (transición Cretáceo - Paleógena) generando magmas e intrusiones de "Ocoitas" cuyos afloramientos se pueden observar a lo largo de la Qda. Guaneros en Moquegua (Qda. Chojas). Estas relaciones minerales de abundante y grandes cristales de anfíbol traducidas en Ocoitas, pueden ser guías exploratorias pre-mineralizaciones de depósitos de pórfidos Cu-Mo. Los estudios realizados en el DPC El Teniente en Chile (Camus 2003), sugiere que los grandes yacimientos denominados "gigantes" muestran razones isotópicas relativamente más radiogénicas que los depósitos menores o marginales, el cual puede sugerir que los grandes depósitos tienen una componente de contaminación cortical y que comparten similares características petrológicas con la fuente. Al parecer en la región estudiada, existieron varias fases de intrusiones de magmas que trajeron la mineralización económica y que las primeras fases

depositaron la carga mineral (Camus 2003). Como resumen se indica que el incremento de los ratios de tierras raras pesadas es atribuido al aumento de anfíboles y granates como minerales residuales, por lo cual la interpretación, sugiere que un magma que cristalizó en una corteza controlada por mineral residual anfíbol, sin clinopiroxeno ni granate, probablemente cristalizó durante un engrosamiento de la corteza, pudiendo dar origen a depósitos de pórfidos Cu-Mo de la faja magmática entre Los Calatos y Toquepala para la transición Cretáceo - Paleógena y posiblemente aplicado también, para la faja Miocena que dio origen a los proyectos Chipispaya y Ataspaca (Martínez et al 2025, Kay y Mpodozis 2001).

5.11 Fertilidad del Magma

Autores como: Thiéblemont et al 1997, Dreher et al 2005, Richards y Kerrich 2007, Richards 2011†, son algunos autores que han investigado y propuesto una serie de parámetros en las rocas ígneas que sugieren su asociación con los sistemas de pórfidos de cobre en el mundo.

Entre los principales parámetros geoquímicos y tectónicos que controlarían la fertilidad de un sistema porfirítico se han indicado:

- *Contenido de agua y volátiles del sistema,*
- *Estado de oxidación del magma*
- *Fusión parcial del slab subducido*
- *Fusión parcial y cristalización fraccionada de manto astenosférico.*
- *Cuña mantélica astenosférica metasomatizada por fluidos derivados del slab subductante*
- *Espesor cortical*
- *Fraccionamiento de fases tales como clinopiroxenos-anfíboles-granates*
- *Saturación de magnetita/ilmenita*
- *Anomalías tectónicas tales como subducción de dorsales asísmicas*
- *Variación del ángulo de subducción*
- *Sistemas de fallas translitosféricas, entre otros.*

Con el fin de comparar y evaluar estas condiciones, los elementos de las tierras raras (Rare Earth Elements-REE) son de gran utilidad, ya que, mediante la identificación de patrones geoquímicos se puede conocer la formación de estos depósitos (Martínez et al 2025). Los patrones geoquímicos no participan directamente en la fertilidad de los magmas, sino son indicadores de condiciones favorables para la depositación de los metales, tales como temperatura, presión, Ph, estado de oxidación y contenido de agua, durante su formación y ascenso. Entre los patrones más útiles para indicar la fertilidad de un sistema porfírico se encuentran aquellos que indiquen el fraccionamiento de anfíbol, tales como un patrón lítrico en un diagrama de REE normalizado al condrito. El fraccionamiento del anfíbol hornablenda es importante debido a que es una fase hidratada, contribuyendo a la hidratación del magma, el cual posteriormente gestara una fase acuosa (Burnham 1979) y que tiene el potencial junto con sales y volátiles, de movilizar metales en fluidos hidrotermales hacia niveles superiores en la corteza donde eventualmente se precipitarán en el sistema de vetas con contenidos de Ag-Au-Cu espacialmente radiales a los pórfidos de Cu-Mo (Martínez et al 2025). Hay que comprender que los anfíboles en la corteza inferior, pueden ser utilizados con fines prospectivos y su significado metalogenético del almacenamiento en el magma en la corteza inferior a media, mientras que los anfíboles presentes en los intrusivos aflorantes en superficie, pueden ser empleados para evaluar la fertilidad de depósitos de magma superficiales. La evidencia de la gran cantidad de agua magmática puede, de hecho, ser reconocida incluso sin el recurso de los elementos traza: los cuerpos magmáticos fértiles deberían contener fenocristales de anfíbol y/o biotita, o evidencia de pseudomorfos de los mismos los cuales ya indican una fase rica en agua. Esto es sugerido usualmente como el primer indicador simple de la prospectividad de cualquier tipo de arco magmático (Richards 2011†). La estabilidad y concentración de la hornablenda en magmas, requiere

concentraciones de H₂O relativamente altas (>4%) para participar en la cristalización de los mismos. Un efecto adicional del alto contenido de agua magmática es la supresión de cristalización de plagioclasa respecto a la hornablenda, resultando en incrementos tempranos en el contenido de Sr y una débil o ausente anomalía de Eu. La presencia de abundantes fluidos hidratados en el sistema es determinante, ya que sin estos el sistema mineral no cristalizaría y llevaría metales a través de los cloruros a pesar que otros parámetros como la oxidación del magma, se encuentren presentes (Richards 2001†). A nivel regional los arcos magmáticos del sur peruano, debieron ser lo suficientemente hidratados para tener el potencial de generación y depositación de yacimientos metalíferos, demostrado por la presencia de abundantes minerales de Hornablenda y Biotita en las unidades Yarabamba (Moquegua-Arequipa), Tiabaya (Arequipa) o Challaviento (Tacna).

Por otro lado, el estado de oxidación del magma es importante, éste permite el fraccionamiento temprano de sulfuros por encima de los 1000 °C, permitiendo que se saturan en los fluidos acuosos de la última fase de cristalización magmática que, junto con cloruros y metales, producen fluidos mineralizantes de pórfidos (Richards 2021†).

La estabilidad de la esfena refleja altos estados de oxidación magmáticos (Foley y Wheller 1990) que, junto con la presencia de hornablenda, son rasgos comunes de magmas de arcos en el mundo. Un paso intermedio de saturación de sulfuro magmático, típicamente de un fundido de sulfuros rico en hierro, puede ser alcanzado por mezcla de magmas o por descenso de la fugacidad del oxígeno (fO₂) debido a saturación de magnetita, llevando a un secuestro transitorio de Cu y otros metales calcófilos.

La presencia de sales y volátiles es importante en la evolución del sistema ya que estos captan los metales y los movilizan en los fluidos. Estudios experimentales demuestran que el Cu y Au prefieren ser movilizadas en la fase vapor en vez de la fase líquida, la cual es preferida por el Mo (Richards 2011†).

Una mayor fracción de Au y una fracción significativa de Cu pueden ser transferidas por el vapor residual a partes más superficiales del sistema hidrotermal. El H₂S capta más al Au mientras que el HCl capta más al Cu.

Respecto a la fertilidad del magmatismo generador de yacimientos de tipo pórfido de Cu (\pm Mo, Au), el contenido de H₂O del sistema es considerada la característica de mayor importancia (Richards 2011+). El engrosamiento cortical y la variación del mismo también ha sido propuesta como otro factor crítico en la generación de magmas fértiles, tal como proponen Kay y Mpodozis (2001), ver Figura 4.

6. Conclusiones

1. El Perú, es el tercer productor de cobre en el mundo (2025), siendo superado por Chile y República Democrática del Congo (2024), aunque seguimos conservando el segundo lugar en reservas de cobre.
2. En Molibdeno, nuestra nación se ubica en el primer lugar en Latinoamérica y el cuarto a nivel mundial
3. Los pórfidos tienen una afinidad con magmas evolucionados y una componente estructural favorable, que canalizaron los fluidos magmáticos e hidrotermales como;
4. *Composición y evolución magmática: magmas fértiles con relaciones Sr/Y >20 conocidos como adakititas.*
5. *Control tectónico: subducción inclinada y convergencia oblicua favorecieron el magmatismo fértil.*
6. *Emplazamiento magmático: diferenciación desde basaltos a andesitas y riolitas en la corteza.*
7. *Formación de depósitos Cu-Mo: eficiencia en la exsolución de volátiles permitió concentración de metales.*
8. *Estabilidad tectónica, estructuras profundas, geoquímica anómala y potencial supergénico.*
9. *Arcos magmáticos con exhumación rápida con capacidad de erosionar y exponer los DPC, caso de Cuajone, Quellaveco y/o Toquepala.*
10. *La Formación Quellaveco es la más importante, ya que está asociada a la*

generación de los yacimientos de cobre-molibdeno y enriquecidos con los magmas parentales del batolito Yarabamba.

11. La mineralización de los sistemas tipo pórfidos, siguen el modelo tradicional implantado en los años 70s, generados por una estabilidad Tectónica y magmática.
12. Las alteraciones hidrotermales, marcan la diferenciación de la componente hidrotermal para generar alteraciones verticales y laterales de un sistema porfirítico.
13. Los isotopos ϵ Nd í muestran que los sistemas de pórfidos generados en el sur peruano, tienen una componente de corteza afín al manto empobrecido.
14. Los magmas del arco Cretáceo - Paleógeno, están parcialmente contaminados y asociados a una corteza continental gruesa (40 Km) (Cretáceo superior), la cual contribuyo a la diferenciación magmática y enriquecimiento de los componentes incompatibles como el Cu, que se inyecta a través de la corteza continental favorecido por la anomalía estructural SFI.
15. En el aspecto estructural, existe una favorable asociación del emplazamiento de los sistemas porfiríticos con la intersección de las fallas translitosféricas de tendencia NO-SE y los lineamientos anti-andinas de dirección NE-SO, y que en dichas intersecciones se encuentran los principales clústeres de los sistemas de pórfidos del sur peruano.
16. En el aspecto litogeoquímico, las unidades litodémicas (Yarabamba) y volcánicas (Toquepala) muestran una concordancia evolutiva compatible con una margen continental de subducción, con moderado contenido de agua, fuerte fraccionamiento de feldespatos, enriquecimiento de las tierras raras ligeras y empobrecimiento de las Tierras

- pesadas, lo cual indican magmas en proceso de evolución magmática llegando a los rangos Adakíticos.
17. En el aspecto de fertilidad del magma, los controles geoquímicos y tectónicos muestran un favorable contenido de agua y volátiles en el sistema. Asimismo, es concordante la fertilidad con el estado de oxidación del magma y la estabilidad tectónica de la historia cinemática de la margen andina del sur peruano.
 18. La mineralización del sistema se resume en; una no mineralización en cortezas de 35Km. dominada por el clinopiroxeno, una mineralización en cortezas entre 40 y 50 Km, dominada por anfíbol y finalmente una corteza mayor a los 50Km, de no mineralización, dominada por granate.
 19. En términos de la evolución magmática a través del tiempo de los magmas, la presencia de la componente "Adakítica", está presente en los sistemas porfíricos del sur peruano, siendo un ejemplo los DPCs Los Calatos y Quellaveco los que muestran una componente de evolución magmática muy fraccionada.
 20. La evolución magmática de los Sistemas Porfíricos del Sur de Perú, están asociados con favorables controles Tectónicos, estratigráficos, litodémicos, estructurales, Litogeoquímicos, isotópica y estabilidad tectónica.

† El Dr. J. Richards, falleció en junio del año 2019

7. Referencias bibliográficas

Boekhout, F., Spikings, R., Sempere, T., Chiaradia, M., Ulianov, A., and Schaltegger, U., 2012. Mesozoic arc magmatism along the southern Peruvian margin during Gondwana breakup and dispersal: *Lithos*, v. 146-147, p. 48-64.

Boily, M.; Brooks, C. & James, D.E. 1983. Geochemical characteristics of the Late Mesozoic Andean volcanics. En: Harmon, R.S. & Barreiro, B.A., (eds.), *Andean magmatism; chemical and isotopic constraints*, Shiva Publications, Nantwich, UK, p. 190-202.

Boily, M.; Ludden, J. & Brooks, C. 1990. Geochemical constraints on the magmatic evolution of the pre- and post-Oligocene volcanic suites of southern Peru: implications for the tectonic evolution of the central volcanic zone. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 102(11). p. 1565-1579.

Burnham, C.W. 1979. The importance of volatile constituents. En H.S. Yoder, Jr., Ed., *the Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Appraisal*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey. P 439-482.

Camus, F. 2003. "Geología de los sistemas Porfíricos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) – Chile. 267p.

Defant, MJ; Xu, JF y Kepezhinskis, P. 2002. Adakitas: algunas variaciones sobre un tema. *Acta Petrol. Sinica*. Vol. 18: p.129-142.

Dreher, S. T.; MacPherson, C. G. & Pearson, D. G. 2005. Re-Os isotope studies of Mindanao adakites: Implications for sources of metals and melts, *Geology*, 33. p. 957-960.

Foley, S. F. & Wheller, G. E. 1990.- Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic rocks: the role of residual titanites. *Chem. Geol.* 85: p.1-18.

James, D. Brooks, C. & Cuyubamba, A. 1974. Strontium isotopic composition and K, Rb, Sr, geochemistry of Mesozoic volcanic rocks of the central Andes. *Carnegie Institution of Washington year Book*. N° 73. pp. 970-983

Kay, S. & MPodozis, C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening Crust, *GSAToday*, v. 11, no. 3, p 4-9.

Hildreth, W., & Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, p.455-489.

Martínez W, León W.R., Marchena A.A. 2020. Magmatismo Jurásico – Cretáceo y

su relación con los yacimientos tipo IOCG y pórfidos entre Ica y Tacna. Bloque Sur - [Boletín B 67].

Martínez, W., & Cervantes, J.E. 2003. Mapa de rocas ígneas del sur de Perú: nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18°30' latitud sur [Boletín No. 26, Serie D]. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET).

Martínez W., Marchena A.A., Otero J, & Cervantes J.E. 2018. Tectonomagmatismo y fertilidad de los depósitos porfiríticos del Jurásico al Neógeno, sur de Perú. Conferencia: XIX Congreso Peruano de Geología.

Martínez, W., Cervantes J.E., Romero, D. 2006. El Arco Magmático Jurásico-Paleógeno, nuevas Contribuciones Estratigráficas, Petrográficas y Geoquímicas. Arequipa-Tacna, Sur del Perú. Informe interno INGEMMET, ProyectoGR-1, Dirección de Geología Regional.

Martínez Valladares, William, Marchena Campos, Alonso Arturo, León Lecaros, Walther Ricardo, Otero Aguilar, Joel Francisco, Cervantes Gárate, John, Chira Fernández, Jorge Eduardo & Nole Valdez, Maryuri Edith. 2025. Geología y controles tectonomagmáticos de los sistemas porfiríticos en el Arco Magmático Occidental del Sur de Perú. INGEMMET, Boletín Serie B: Geología Económica; n. ° 94

Richards, J. 2001. Discussion of "Is there a close spatial relationship between faults and plutons?" by S.R. Paterson and K.L. Schmidt: *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 2025–2027.

Richards J. 2021. Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? *GEOSPHERE*, v. 18, no. 1. <https://doi.org/10.1130/GES02086.1>.

Richards, J. 2003. Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposits Formations. *Economic Geology*, Vol. 98. p. 1515-1533.

Richards, J. y Kerrich, R. 2007. Artículo especial: Adakite-LikeRocas: Su Diverso Orígenes y Cuestionable Role enMetalogénesis. *Geología económica*. Vol. 102. págs. 537-57

Richards, J. 2011. High Sr/Y Arc Magmas and Porphyry Cu ± Mo ± Au Deposits: Just

Add Water. *Economic Geology*, Vol. 106: 1075–1081.

Virmond A. L., Jorn-Frederick W, Rojas-Arancibia R, Selby D. & Chelle-Michou C. 2024. Multi-million-year magmatic and hydrothermal activity is key to the formation of supergiant to behemothian porphyry copper deposits. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. p.179:188

Vry VH, Wilkinson, JJ, Seguel, J. y Millan, J. 2010. Multietapa, intrusión, brechacion y vetas en el Teniente, Chile. Evolución de un sistema de pórfido anidado; *Geología Económica* v.105, p.119-153.

Thiéblemont, D.; Stein, G. & Lescuyer, J. 1997. Epithermal and Porphyry deposits: the adakite connection. *Earth & Planetary Sciences*. 325: p. 103-109.

Dreher, S. T.; MacPherson, C. G. & Pearson, D. G. 2005. Re-Os isotope studies of Mindanao adakites: Implications for sources of metals and melts, *Geology*, 33. p. 957-960.

8. Reseña profesional de los autores

William Martínez Valladares. Cargo: Formador de Áreas de No Admisión de Petitorios (ANAPs).

Breve reseña profesional: Ingeniero Geólogo por la universidad Nacional Mayor de San Marcos, con maestría en Geología económica por la Cámara Minera del Perú; más de 30 años en Geología Regional, Recursos Minerales y Energéticos.

Alonso Arturo Marchena Campos. Cargo: jefe del Programa de Metalogenia. **Breve reseña profesional:** Ingeniero geólogo de la Universidad Nacional de Ingeniería, con maestría en Recursos Mineros por la Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 08 años de experiencia en investigación metalogenética, así como sistemas minerales integrados con inteligencia artificial.

Jorge Eduardo Chira Fernández. Cargo: director de Recursos Minerales y Energéticos.

Breve reseña profesional: Doctor en Ciencias ambientales, por la UNMSM; con más de 30 años de experiencia profesional; director de Recursos Minerales y Energéticos del INGEMMET; Docente principal en la Facultad de Geología, Minas, Metalurgia y Ciencias Geográficas de la UNMSM; Miembro del Consejo Directivo del INAIGEM.

